

13<sup>o</sup>

# Simpósio de Geologia da Amazônia

22 a 26 de setembro de 2013 • Belém • PA

*Recursos Minerais e Sustentabilidade Territorial na Amazônia*

*Anais - Resumos Expandidos*



NÚCLEO NORTE



# **13° Simpósio de Geologia da Amazônia**

22 a 26 de setembro de 2013 · Belém · PA

Recursos Minerais e Sustentabilidade  
Territorial na Amazônia



## **ANAIS – RESUMOS EXPANDIDOS**

**Presidente da Comissão Organizadora**

*Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (IG-UFPA)*

**Coordenação Técnico-Científica**

*Hilton Túlio Costi (MPEG)*

*Cláudio Nery Lamarão (IG-UFPA)*

*Marco Antonio Galarza Toro (IG-UFPA)*

*Marcelo Vasquez (CPRM-Belém)*

*Davis Carvalho de Oliveira (IG-UFPA)*

**Organização**

*Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb*

*Aline Maria Meiguins de Lima*

---

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Anais – Resumos Expandidos, do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia / Organização de Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb e Aline Maria Meiguins de Lima. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 2013.

1097p. il. Color.

ISBN: 978-85-88692-08-4

1. Geologia Sedimentar, Geodinâmica, Evolução Crustal, Petrologia, Mineralogia, Geotecnologias, Recursos Hídricos, Recursos Minerais, Geoquímica, Geodiversidade, Quaternário, Neotectônica, Geomorfologia, Meio Ambiente, Geociências.

---

# ÍNDICE GERAL

## Capítulo 1 – Geologia Sedimentar

ESTUDO TAXONÔMICO DO GÊNERO CYTHERIDELLA (OSTRACODA-CRUSTACEA) DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, TABATINGA, AM, BRASIL	3
AVALIAÇÃO DO ÍNDICE DE ALTERAÇÃO TERMAL EM ACRITARCOS NEOPROTEROZOÍCOS (IAA), GRUPO ARARAS, FORMAÇÃO GUIA, MATO GROSSO, BRASIL	7
PETROGRAFIA DE ARENITOS E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO	9
NEOGENE PLANT BIOME EVOLUTION IN THE AMAZON DRAINAGE BASIN: EVIDENCE FROM MARINE WELL-2, FOZ DO AMAZONAS (BRAZIL)	13
MINERAIS PESADOS DE UM CORPO ARENOSO DA FORMAÇÃO AREIAS BRANCAS LOCALIZADO AO SUL DO ESTADO DE RORAIMA	17
COMPOSIÇÃO E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RIO MARIA, LESTE DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, CRÁTON AMAZÔNICO	20
ANÁLISE PETROGRÁFICA E PALEONTOLÓGICA DA FORMAÇÃO NOVO REMANSO, REGIÃO DO BAIXO RIO NEGRO, AMAZÔNIA CENTRAL	25
AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIAL ENTRELAÇADO DA FORMAÇÃO GOROTIRE NO LESTE DA SERRA DOS CARAJÁS, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO	29
THE SEDIMENT INFLUX OF THE SURINAME RIVER BETWEEN THE VILLAGE OF BALINGSULA & AFOBAKA, BROKOPONDO DISTRICT – SURINAME	33
THE AMAZON FAN AS KEY TO THE NEOGENE EVOLUTION OF ALGAL BLOOMS IN THE EQUATORIAL WESTERN ATLANTIC OCEAN: PRELIMINARY RESULTS OF A DINOFLAGELLATE CYST STUDY	40
SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUENCIA K40-K60 (INTERVALO EOCRETÁCICO) DO GRABEN DO TACUTU - RORAIMA: INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO DEPOSICIONAL	44
SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUENCIA K40-K60 (INTERVALO EOCRETÁCICO) DO GRABEN DO TACUTU - RORAIMA: INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO DEPOSICIONAL	48
PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS EVAPORITOS DA FORMAÇÃO MOTUCA, PERMIANO SUPERIOR, BACIA DO PARNAÍBA	52
PROJETO CLIM-AMAZON CENTRO BRASILEIRO-EUROPEU DE PESQUISA CONJUNTA SOBRE O CLIMA E A GEODINÂMICA DOS SEDIMENTOS DA BACIA DO RIO AMAZONAS	55
MAPEAMENTO GEOLÓGICO FOLHA SB-23-Y-C-I-2-SO/SE, BABAÇULÂNDIA, BACIA DO PARNAÍBA	58
DIAMICTITO DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ (GRUPO TROMBETAS) NA REGIÃO DA VILA DE BALBINA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS	61
PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA, FAIXA PARAGUAI NORTE E SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO, BRASIL	64
SILICIFICAÇÃO NA FORMAÇÃO NOBRES NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT): ASPECTOS TEXTURAIS, OCORRÊNCIA E POSSÍVEL ORIGEM	68
REGISTRO DA SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCENA NA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ, NOROESTE DO BRASIL	72
POSSÍVEIS EVENTOS ANÓXICOS OCEÂNICOS RELACIONADOS À OCORRÊNCIA DE HIDROCARBONETOS NA BACIA PARÁ-MARANHÃO	76
OPHIOMORPHA EM DEPÓSITOS DO HOLOCENO, REGIÃO DE SALINÓPOLIS, NORDESTE DO ESTADO DO PA78	
PROSPECÇÃO DE INVERTEBRADOS EM SEDIMENTOS DE ARGILITO DA FORMAÇÃO PIRABAS/PA	82
DESCRIÇÃO E GÊNESE DE NÍVEL DE BRECHA CARBONÁTICA DA FORMAÇÃO GUIA NA REGIÃO DE TANGARÁ DA SERRA MT	86
BACIA DO SOLIMÕES - ARCO OU RAMPAS DE CARAUARI?	89
CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA CIDADE DE PARINTINS, ILHA DO ARQUIPÉLAGO TUPINAMBARANA, AMAZONAS - BRASIL	92
ASPECTOS DESCRITIVOS DO NÍVEL SILICIFICADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO – PARTE DA REGIÃO METROPOLITANA DE MANAUS	96
DADOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DO RIO JATUARANA, MUNICÍPIO DE APUÍ, SE DO AMAZONAS	100
ANÁLISE DE TESTEMUNHOS DE AMOSTRAGENS DA BACIA DO AMAZONAS, GRUPOS TAPAJÓS	104
“ARENITO MANAUS”: CONSIDERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	107

PALINOMORFOS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS (DEVONIANO):CONTRIBUIÇÃO NA AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE GERAÇÃO DE PETRÓLEO DA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO)	111
GRUPO YPACARAÍ: UMA NOVA UNIDADE METASSEDIMENTAR SILICICLÁSTICA NO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – TERRENO RIO APA?	114
PALEOAMBIENTE E PALEONTOLOGIA DA PARTE SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (PERMIANO), BACIA DO PARNAÍBA, FILADÉLFIA, TOCANTINS	118
PALEOAMBIENTE E RESTOS DA ICTIOFAUNA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL	122
ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTAÇÃO E TECTÔNICA DA COBERTURA FANEROZÓICA DA BORDA OESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO	126
OS SISMITOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO – BACIA DO AMAZONAS	129
ARGILA DE BELTERRA: SEDIMENTAÇÃO LACUSTRE PLEISTOCÊNICA NA BACIA DO AMAZONAS	132
FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E ISÓTOPOS DE C E O DOS DOLOMITOS DE CAPA NEOPROTEROZOICOS, SUDESTE DO CRATON AMAZÔNICO, RONDONIA, BRASIL	136
SEDIMENTOLOGIA E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS RECENTES DO RIO AMAZONAS, ENTRE SANTARÉM (PA) E MACAPÁ (AP).	141

## **Capítulo 2 – Geodinâmica e Evolução Crustal**

VULCANISMO E SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO TUCURUÍ, CINTURÃO ARAGUAIA	146
A REGIÃO SUDESTE DO AMAZONAS: UM ESTUDO INTEGRADO GEOESTRUTURAL E GEOFÍSICO	150
O GRANITO SÃO DOMINGOS NA ZONA DE CISALHAMENTO INDIVÁI- LUCIALVA: ASPECTOS PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIIS	154
ESTRUTURAÇÃO DOS ARCOS MAGMÁTICOS PALEOPROTEROZOICOS NA PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS E METALOGENÉTICAS	157
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DA SERRA DE SÃO FRANCISCO- TERRENO RIO APA- PORTO MURTINHO-MS	161
ARCABOUÇO CRUSTAL DO CRÁTON AMAZONAS: UMA ABORDAGEM A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS	165
GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DA SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO BAÚ, TERRENO PARAGUÁ -SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: DADOS PRELIMINARES.	170
GRANITOIDES DA SUÍTE INTRUSIVA RIO ARIRAMBA: MICROTTECTÔNICA, PETROLOGIA, IDADE E CONTEXTO GEODINÂMICO. PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS, TARTARUGALZINHO, AP.	173
TECTÔNICA RÚPTIL NO GRANITO MADEIRA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO PITINGA (AM)	177
RONDONIA TIN PROVINCE, SW AMAZONIAN CRATON REVISITED: GEOCHRONOLOGY, MAGMATIC PROCESSES AND TECTONIC SETTING	180
CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E ESTRUTURAL DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO CUIABÁ NA REGIÃO DE COCALINHO-MT	184
PALEOMAGNETISMO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO DE PRATA	187
CARACTERIZAÇÃO DE SUCESSIVOS EVENTOS PLUTÔNICOS DE ARCO MAGMÁTICO NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO OROGENÉTICA RIACIANA	191
REGISTRO DE FUNDO OCÊNICO NA PORÇÃO CENTRO-OESTE DO CINTURÃO ARAGUAIA, O EXEMPLO DA SUITE OFIOLÍTICA MORRO DO AGOSTINHO	195
GEOLOGIA DA FOLHA RIO BACAJÁ (1:100.000), TERRENO BACAJÁ, ESTADO DO PARÁ	198
EVOLUÇÃO CRUSTAL DO NOROESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO (AMAZONAS, BRASIL) BASEADA EM DADOS DE CAMPO, GEOQUÍMICOS E GEOCROLOGIAIS	201
NOVOS DADOS PALEOMAGNÉTICOS DE SILLS MÁFICOS DA REGIÃO DE RIO BRANCO – MT (SE DO CRATON AMAZÔNICO)	205
EVENTOS MAGMÁTICOS DE 2020 - 1980 MA NAS FOLHAS SÃO DOMINGOS E JARDIM DO OURO, PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO TAPAJÓS	209
IDADE U-PB SHRIMP DO GRANITO TERRA NOVA, SUITE INTRUSIVA TELES PIRES – PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA, CRÁTON AMAZÔNICO	213
ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO DO GRANITO IGARAPÉ MIRACELHA: SUL DO RIO APIAÚ, RR.	216

PRINCIPAIS PERÍODOS DE SEDIMENTAÇÃO PRÉ-CAMBRIANA REGISTRADOS NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, EM RONDÔNIA	221
JURUÁ OROGENY - BRAZIL AND ANDEAN COUNTRIES	225
ASSOCIAÇÕES PETROTECTÔNICAS DOS TERRENOS PRECAMBRIANOS DO NORTE DO ESTADO DO PARÁ E SEUS PROGNÓSTICOS METALOGENÉTICOS	229
O LIMITE LESTE DO CRÁTON SÃO LUIS NO PERFIL GRAVIMÉTRICO ROSÁRIO-MA – CAMOCIM-CE	233
GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DO TERRENO RIO APA NA REGIÃO DA SERRA DA ALEGRIA (MS) — SUL CRÁTON AMAZÔNICO	237

### Capítulo 3 – Petrologia Ígnea e Metamórfica

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO TRONDHJEMITO COLORADO E TONALITO SÃO CARLOS, CERCANIAS DE VILA JUSSARA – PROVÍNCIA CARAJÁS, PA	243
MAGMATISMO RPAKIVI EN EL NW DEL CRATON AMAZONICO	246
INTEGRAÇÃO PRELIMINAR DOS DADOS DA SUPERSUÍTE AMOGUIJÁ – ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ – TERRENO RIO APA – EXTREMO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO	249
THE INSITU WEATHERING OF GRANITE AT THE BROWNSWEG AREA IN THE DISTRICT OF BROKOPONDO-SURINAME	253
GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO MAGMATISMO MÁFICO DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS	258
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE VILA PLANALTO, MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS.	262
PRINCIPAIS PROVÍNCIAS VULCÂNICAS DE MATO GROSSO, ESTRUTURAS E TEXTURAS	265
SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO GRANITO BOA SORTE DO DOMÍNIO CARAJÁS- PROVÍNCIA CARAJÁS	268
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DO GRANITO SÃO FRANCISCO E DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAINA NA REGIÃO DA SERRA DE SÃO FRANCISCO- TERRENO RIO APA- SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO	271
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DE 1,97 GA MINERALIZADAS EM OURO DA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA)	275
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DA SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA -SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	279
ORIGEM E EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO GRANITO PEIXOTO – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT.	283
GEOLOGIA DO NORTE DA FOLHA SÃO JOÃO DO GUAPORÉ - SD.21-Y-C-IV, FOCO NO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ, OESTE DA SERRA DE SANTA BÁRBARA - MT	286
GEOLOGIA E ANÁLISES PETROGRÁFICA E DEFORMACIONAL PRELIMINARES DOS GRANITOS TARUMÃ E MORRINHOS – TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	289
SUÍTE INTRUSIVA RIO PERDIDO: MAGMATISMO MÁFICO FISSURAL - SUL CRÁTON AMAZÔNICO	293
PETROLOGIA MAGNÉTICA E QUÍMICA MINERAL DOS GRANITOS DA SUÍTE PLANALTO, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS	297
SUITE INTRUSIVA VALE DO ALEGRE, MAGMATISMO MÁFICO- ULTRAMÁFICO DO TERRENO RIO ALEGRE – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS	301
GRANULITOS ORTODERIVADOS DA SUITE LOMAS MANECHIS, FRONTEIRA BRASIL-BOLÍVIA– GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA	305
POR QUE O DIAGRAMA “TAS” NÃO DEVE SER USADO PARA CLASSIFICAR ROCHAS VULCÂNICAS	309
PALEOMAGNETISMO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO PRATA, CRÁTON AMAZÔNICO	313
GRANITO TAQUARAL - CORUMBÁ/MS - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO -GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR	317
GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR	317
BASALTOS ALMOFADADOS DA REGIÃO SUL DA SERRA DO TAPA, SE DO PARÁ – CINTURÃO ARAGUAIA	322
GRANITO SÃO DOMINGOS: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO TIPO S RELACIONADO À FAIXA MÓVEL AGUAPEÍ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	326
OBSERVATIONS ON THE VOLCANISM OF THE TAPAJÓS PROVINCE: UNDERSTANDING OF THE VOLCANIC UNITS	330

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DA ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS - PARÁ	334
GNAISSE FURNA AZUL – EVIDÊNCIAS DE ANATEXIA SOB METAMORFISMO DE ALTA TEMPERATURA NO TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	338
GRANITO MORRINHOS, MAGMATISMO SUÍTE INTRUSIVA PENSAMIENTO, TERRENO PARAGUÁ	342
GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE NOVA CANADÁ, DOMÍNIO CARAJÁS (PA) – OCORRÊNCIAS DE ROCHAS TIPO TTG E LEUCOGRANITOS COM ALTO BA E SR	346
MAGMATISMO GABRÓICO CRIOGENIANO NO CINTURÃO ARAGUAIA	350
PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DIQUES MÁFICOS A FÉLSICOS DA REGIÃO DE OURILÂNDIA DO NORTE - ÁGUA AZUL DO NORTE, PROVÍNCIA CARAJÁS, SSE DO PARÁ	353
SUITE INTRUSIVA MARINGÁ: ASPECTOS PETROGRÁFICOS E GEOCRONOLÓGICOS, DIVISA MATO GROSSO-RONDÔNIA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.	357
PETROLOGIA DOS GRANULITOS MÁFICOS DE NOVA MONTE VERDE, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO	360
SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO GRANITO MARAJOARA, DOMÍNIO RIO MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS	364
GRANITO AQUIDABÃ - SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA	368
ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO GRANITO SERRA VERDE –SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR – TERRENO RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO	372

#### **Capítulo 4 – Mineralogia e Aplicações Petrológicas**

ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO DOS GRANITOS SERINGA E SÃO JOÃO, SE DO PARÁ, POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS	378
FOSFATOS NA FORMAÇÃO PIRABAS	382
ANÁLISE MICROGRÁFICA DOS SULFETOS DO DEPÓSITO AURÍFERO DO MELADO DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA: RELAÇÃO ENTRE AS FASES MINERAIS.	386
INVESTIGAÇÃO MINERALÓGICA DE MANGANITA DE SERRA DO NAVIO (AMAPÁ)	389
ESTUDO DE ARGILOMINERAIS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS AO ALBITA-GRANITO DA MINA PITINGA (AM), EMPREGANDO MEV, EDS E DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	393
MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE ZIRCÕES DAS SUÍTES JAMON, VELHO GUILHERME E SERRA DOS CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO, E SUAS IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS	397
AS MPMS NA MINERAÇÃO PARAENSE: O SETOR DE GEMAS E JOIAS DE BELÉM	401
POTENCIALIDADE PARA ROCHA ORNAMENTAL DO FÁCIES SUBVULCÂNICO NA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA, ESTADO DE RONDÔNIA	405
CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E TIPOLOGICA DOS ZIRCÕES DO GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS, PROVÍNCIA CARAJÁS	409
QUANTIFICAÇÃO DE FASES DOS PRODUTOS DE BENEFICIAMENTO DO SISTEMA DE MINÉRIO DE FERRO AMAPÁ. APLICAÇÃO DO MÉTODO DE RIETVELD	412
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS, MINA PEDRA BRANCA DE AMAPARI, AMAPÁ	415
CAULINITA NOS ARTEFATOS LÍTICOS DO SALOBO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA	419
CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZÓICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, SE DO PARÁ	422
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE UM AFLORAMENTO DE BEIRA DE ESTRADA NO KM-128 DA BR-174 (MANAUS-BOA VISTA)	426
CATODOLUMINESCÊNCIA EM CRISTAIS DE QUARTZO: IMPLICAÇÕES PETROLÓGICAS E METALOGENÉTICAS	428
MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO- NIQUELÍFERO PERTENCENTE AO MORRO SEM BONÉ – (MT)	432
SUÍTE ARQUEANA PLANALTO, PROVÍNCIA CARAJÁS: UM ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO ATRAVÉS DE MEV-EDS-CL	435
CARACTERIZAÇÃO E PROCEDÊNCIA DE MATERIAIS EMPREGADOS NA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ	439
DISCRIMINAÇÃO DE PROCEDÊNCIA DE FRAGMENTOS CERÂMICOS ARQUEOLÓGICOS DA AMAZÔNIA ATRAVÉS DE ANÁLISES DE AGRUPAMENTO DE DADOS DE DRX	442

ARTESANATO EM PEDRA-SABÃO DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR	445
VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO DO GRANITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS	449

## Capítulo 5 – Geotecnologias

ANÁLISE TECTONO-ESTRUTURAL DA BORDA SW DO HEMIGRABEM DO TACUTU E NORTE DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL, RORAIMA	455
SIMULAÇÃO DE REFLEXÕES SÍSMICAS PRIMÁRIAS E MÚLTIPLAS SIMÉTRICAS USANDO A APROXIMAÇÃO DE TEMPOS DE TRÂNSITO CRS NÃO-HIPERBÓLICO	457
COMPARAÇÃO DA CARACTERIZAÇÃO HIDROGRÁFICA DE UMA SUB-BACIA DERIVADA DE FONTES DIFERENTES DE DADOS	461
PROJETO GEOLOGIA DO MÉDIO TAPAJÓS – RESULTADOS PRELIMINARES DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:100.000	465
MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR DA FOLHA MIRACEMA DO NORTE	468
PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LOCALIZAR EL EMPLAZAMIENTO DE RELLENOS SANITARIOS EN ÁREAS SEDIMENTARIAS APLICANDO TÉCNICAS DE GEOPROCESAMIENTO	471
MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DO DOMO DE MONTE ALEGRE-PA	475
PERFIS LONGITUDINAIS E MODELO DE KNICKPOINTS DA BACIA DO IGARAPÉ DO PAIVA, NA SERRA DO TEPEQUÉM (RR)	478
FOTOINTERPRETAÇÃO DE PORÇÃO DA FOLHA RIO NABILEQUE E ALDEIA TOMÁZIA, A NORTE DA SERRA DA ALEGRIA, RIO APA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO	482
UTILIZAÇÃO DA FERRAMENTA GROUND PENETRATING RADAR (GPR) E DA MODELAGEM 3-D PARA A DETECÇÃO DA INTERFACE DE INTERAÇÃO ÁGUA DOCE/SALGADA DA VILA DO BONIFÁCIO, PRAIA DE AJURUTEUA (BRAGANÇA-PA).	486
MAPEAMENTO DAS PRAÇAS DA CIDADE DE BOA VISTA-RR	490
CARACTERIZAÇÃO MECÂNICA EM ZONAS DE FRATURA DO GRANITO TRACUATEUA, NE PARAENSE	494
GEOTECNOLOGIAS APLICADAS AO ESTUDO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICO DA SERRA DO TEPEQUÉM – RR.	498
ANÁLISE TEXTURAL EM IMAGENS MULTIESPECTRAIS LISS-III/RESOURCESAT-1 DAS UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL GUIANA CENTRAL, CENTRO – NORTE DE RR.	503
FOTOINTERPRETAÇÃO DA PORÇÃO SUL DA FOLHA ALDEIA TOMÁZIA - RIO APA	507
CLASSIFICAÇÃO ORIENTADA A OBJETO APLICADA AO MAPEAMENTO DE COBERTURAS LATERÍTICAS ATRAVÉS DO USO DE IMAGENS LANDSAT TME MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO NA REG. DE CANAÃ DOS CARAJÁS	510
ANÁLISE TEXTURAL EM IMAGENS MULTIESPECTRAIS LISS-III/RESOURCESAT-1 DAS UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL URARIQUËRA NORTE DE RORAIMA.	513
ANÁLISE BITEMPORAL DO RIO SOLIMÕES NO TRECHO ENTRE MANACAPURU E CODAJÁS (AMAZÔNIA OCIDENTAL) POR MEIO DE IMAGENS LANDSAT-5/TM	517
EXTRAÇÃO DE FEIÇÕES MORFOSTRUTURAIS A PARTIR DE MDE (MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO): APLICAÇÃO EM ÁREA CHAVE NA ÁREA DO DOMÍNIO DE TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS RIO MARIA E CARAJÁS	520
FOTOINTERPRETAÇÃO DE PARTE DA FOLHA ALDEIA TOMÁZIA (1:100.000) COM ENFOQUE EM ESTUDOS DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO YPACARAÍ, NA REGIÃO OESTE DO MATO GROSSO DO SUL, SUL DO CRATON AMAZÔNICO	524
RESULTADOS DE GEOFÍSICA TERRESTRE EM ALVOS MINERALIZADOS PARA ELEMENTOS TERRAS RARAS, REGIÃO DE CAMPOS NOVOS, RORAIMA	527
ANÁLISE TECTÔNICA DA BACIA DO TACUTU-RR, POR MEIO DE FOTOINTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA EM IMAGENS DE SENSORES REMOTOS E LEVANTAMENTOS EM CAMPO	531
MODELAGEM GEOLÓGICA 3-D NA BACIA DO TACUTU	535
PETROGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E ASSINATURA GEOFÍSICA DE PLÚTONS GRANÍTICOS NO DOMÍNIO EREPECURU-TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO PARÁ	539
PULSAÇÕES GEOMAGNÉTICAS MEDIDAS BAIXAS LATITUDES MAGNÉTICAS, NA REGIÃO AMAZÔNICA	543

## Capítulo 6 – Recursos Hídricos

ETAPAS DE ELABORAÇÃO DE MODELO CONCEITUAL PARA MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA APLICADO A UMA MICROBACIA DE ÁGUA CLARA EM ÁREA DE FLORESTA AMAZÔNICA PRESERVADA	548
FATORES HIDROLÓGICOS E GEOLÓGICOS ASSOCIADOS AO COMPORTAMENTO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS URBANAS	551
“PLUVIAE BOX”: UM COLETOR DE ÁGUA DA CHUVA PARA USO VEICULAR	555
O SISTEMA AQUÍFERO GRANDE AMAZÔNIA - SAGA E SUA COMPARTIMENTAÇÃO NA AMAZÔNIA	558
ESTUDO ESTATÍSTICO E GEOQUÍMICO DE TEORES DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE PORTO VELHO	561
USO DO ÍNDICE DE ESTABILIDADE NA GESTÃO DE SISTEMAS DE ABASTECIMENTO DE ÁGUA COM CAPTAÇÃO SUBTERRÂNEA	565
CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS DOS SISTEMAS BARREIRAS E PIRABAS EM CASTANHAL E SANTA MARIA DO PARÁ (PA) COM BASE EM DADOS HIDROGEOQUÍMICOS	568
VARIAÇÃO TEMPORAL DA CARGA DISSOLVIDA NA BACIA AMAZÔNICA	572
QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM VILHENA - RO	576
AQUIFERO ALTER DO CHÃO NO ESTADO DO PARÁ: ANÁLISES QUÍMICAS IN LOCO DOS POÇOS CONSTRUÍDOS PELA RIMAS (SGB-CPRM)	579
PERFILAGEM ÓPTICA: APLICAÇÃO EM REDE DE MONITORAMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	582
REDE INTEGRADA DE MONITORAMENTO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (RIMAS). ESTADO DA ARTE NO ESTADO DO PARÁ-BRASIL	585
RECARGA DO AQUÍFERO NA CIDADE DE PORTO VELHO - RO	588
VULNERABILIDADE DO AQUÍFERO SOB A CIDADE DE MANACAPURU – AM	592
CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS DOS SISTEMAS BARREIRAS E PIRABAS COM BASE EM DADOS HIDROGEOQUÍMICOS NOS MUNICÍPIOS DE BENEVIDES, MARITUBA E SANTA ISABEL (PA)	595
MEDIÇÕES HIDROLÓGICAS COM USO DE ADCP SOB EFEITO DE MARÉ AO LONGO DOS PRINCIPAIS TRIBUTÁRIOS DA BACIA DO BAIXO RIO AMAZONAS	599
CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM	603

## Capítulo 7 – Recursos Minerais

OCURRENCIAS DE WOLFRAMITA VARIEDAD HUBNERITA ASOCIADAS A PROCESOS MAGMATICOS DIFERENCIADOS EN EL NE DE LA AMAZONÍA COLOMBIANA.	608
DISTRITO MINEIRO POLIMETÁLICO DO PITINGA	612
GEOLOGIA DO PEGMATITO ESTANÍFERO CASCAVEL, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA	616
ROCHAS HOSPEDEIRAS E ESTUDO DE ISÓTOPOS DE CHUMBO DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO PAU DA MERENDA, CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PA	620
ESTUDO MINEROGRÁFICO DO MINÉRIO DE COBRE DO DEPÓSITO DE SOSSEGO, CARAJÁS, PARÁ	623
EVENTOS VULCÂNICOS DE 1,97 GA COM MINERALIZAÇÕES DE OURO EPITERMAIS LOW- E INTERMEDIATE SULFIDATION NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA)	625
CONTEXTO GEOLÓGICO E POTENCIAL MINERAL DA FOLHA REPARTIMENTO (SB.22-X-A), ESTADO DO PA	629
MINERALOGY AND STABLE ISOTOPES AT THE CANAHUIRE EPITHERMAL AU-(CU-AG) DEPOSIT, SOUTHERN PERU: PRELIMINARY DATA	632
COMPARING TRACE-ELEMENT SIGNATURES OF SULPHIDES FROM NEOARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC CU-AUSYSTEMS OF THE CARAJÁS MINERAL PROVINCE	636
DESCOBERTA DE NOVAS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA SEQUÊNCIA DEVONIANA DA BACIA DO AMAZONAS – ESTADO DO AMAZONAS	641
AMOSTRAGEM EM DIFERENTES MALHAS DE SONDAGEM PARA MINÉRIO DE BAUXITA – MINA DE MILTONIA 03 - PARAGOMINAS - PA	645
ESTUDO PETROGRÁFICO, MINERALÓGICO E DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL ASSOCIADA AO DEPÓSITO HIDROTERMAL DE SN DA ÁREA MINERALIZADA GROTA RICA, PLUTON ÁGUA BOA, PROVÍNCIA PITINGA	648
GEOMETRIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO AURÍFERO DA MINA DE AURIZONA (MA) E SUAS ENCAIXANTES	651

ESTUDO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS RELACIONADOS AO DEPÓSITO TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, COM BASE EM INCLUSÕES FLUIDAS	655
ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS, SW DO PARÁ: ASPECTOS PETROGRÁFICOS PRELIMINARES	659
PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO MATO VELHO, SUDESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ	663
POTENCIAL DE TERRAS RARAS NO AMAZONAS E RORAIMA	667
OS MINERAIS CONTAMINANTES DO MINÉRIO DE FERRO DE N5W, CARAJÁS-PA	671
GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO MINÉRIO COM IMPLICAÇÕES NA GÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO PALITO, PROVÍNCIA TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ	675
MANGANESE MINERALOGY OF THE MATTEWS RIDGE MANGANESE DEPOSITS, GUYANA	679
MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS NOVO NATAL, APUÍ - AM	682
CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS MINERALIZADAS-BORDA LESTE DO GRANITO MATUPÁ – TERRA NOVA DO NORTE – CRÁTON AMAZÔNICO	686
PANORAMA DA EXPLORAÇÃO MINERAL, ESTADO DO AMAZONAS: UMA VISÃO INSTITUCIONAL	690
INVESTIGAÇÃO GEOCRONOLÓGICA (U-PB E AR-AR) NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ESTANHO LIBERDADE, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA, E SUA IMPLICAÇÃO METALOGENÉTICA	693
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL ASSOCIADAS AOS PEGMATITOS DO MORRO BOM FUTURO, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA	697
ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SULFETADA DO ALVO PISTA, DEPÓSITO CORINGA, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ	701
ZONEAMENTO HIDROTERMAL E DE CONTEÚDO METÁLICO: VHMS DE ARIPUANÃ-MT, GRUPO ROOSEVELT, PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA	705
TIMING OF GOLD METALLOGENY IN THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE: EVIDENCE FROM PYRITE AND MOLYBDENITE RE-OSSISOTOPIC DATING	709
ROCHAS HOSPEDEIRAS E ENCAIXANTES DO DEPÓSITO CORINGA, PROVÍNCIA TAPAJÓS	712
CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO CAMAIÚ NO ENTORNO DO GARIMPO ELDORADO DO JUMA E A RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA	715
CARACTERIZAÇÃO DE UM DEPOSITO DE CAULIM DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO NO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO-AM.	719

## Capítulo 8 – Geoquímica

A JAZIDA DE FOSFATOS LATERÍTICOS DE SAPUCAIA (BONITO-PA)	723
DEPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA EM SOLO DA FLORESTA NACIONAL DO TAPAJÓS – ESTADO DO PARÁ	727
ASPECTOS QUÍMICOS E MINERALÓGICOS DOS SOLOS DO ENTORNO DO COMPLEXO INDUSTRIAL DE BARCARENA-PA E SUA UTILIZAÇÃO COMO REVESTIMENTO DE FUNDO DE BACIAS DE DISPOSIÇÃO DA LAMA VERMELHA DA ALUNORTE-PA.	730
MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, BACIA DO SOLIMÕES-ACRE	733
MATERIAL PARTICULADO ATMOSFÉRICO DA AMAZÔNIA – FONTES E PROPRIEDADES	737
ANÁLISE GEOQUÍMICA DOS SOLOS EM ÁREAS DE SEPULTAMENTO PRÉ-HISTÓRICO, SÍTIO ARQUEOLÓGICO CEMITÉRIO CAIXA D'ÁGUA BURITIZEIRO –MG	740
ANÁLISE GEOQUÍMICA AMBIENTAL DO RIO DAS VELHAS NO SEGMENTO ENTRE A CIDADE DE VÁRZEA DA PALMA E O DISTRITO DE BARRA DO GUAICUÍ-MG FOZ COM O RIO SÃO FRANCISCO: ESTUDO DA CONCENTRAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE METAIS PESADOS NA ÁGUA SUPERFICIAL, NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE E SOLOS, SUA LIBERAÇÃO, TRANSPORTE E REAÇÕES QUÍMICAS NO MEIO AMBIENTE	744
AVALIAÇÃO DA QUALIDADE AMBIENTAL DA ÁGUA SUPERFICIAL DO CÓRREGO QUATRO VINTÉNS NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA – MG	748
AVALIAÇÃO GEOQUÍMICA AMBIENTAL DA ÁGUA SUPERFICIAL DO BAIXO CURSO DO RIO DAS VELHAS	751
GEOQUÍMICA DO GRANITO BARRA MANSÁ - TERRENO ALTO GUAPORÉ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	754
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ARENITOS DO GRUPO TUCURUÍ	757
USO DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PORTÁTIL EM LEVANTAMENTO GEOQUÍMICO DE SOLO	761
MINERALOGIA E QUÍMICA DOS SEDIMENTOS LAMOSOS DE CURUÇÁ, COSTA NORTE DO BRASIL	764

ANÁLISE DA QUALIDADE GEOQUÍMICA AMBIENTAL E BIOLÓGICA DA ÁGUA SUPERFICIAL DA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA DO CÓRREGO DA PRATA NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA-MG	768
INTERAÇÕES GEOQUÍMICAS ENTRE A ÁGUA E O SOLO DE MANGUE, COMO PROCESSO DE MODIFICAÇÃO DA FERTILIDADE, EM BRAGANÇA, NORTE DO BRASIL	771
ANÁLISE MINERALÓGICA E QUÍMICA DO ARGILITO DA FORMAÇÃO PIRABAS NA PRAIA DO ATALAIA, SALINÓPOLIS- PA	774

## Capítulo 9 – Geodiversidade

CLIMATIZAÇÃO PARA ACERVOS PALEONTOLÓGICOS - PROTEGENDO O PATRIMÔNIO FOSSILIFERO DA AMAZÔNIA: ESTUDOS PRELIMINARES NO ACERVO DE PALEONTOLOGIA DO MPEG.	778
GEOTURISMO URBANO: UMA PROPOSTA DE ROTEIRO GEOTURÍSTICO EM SANTARÉM/PA	781
A CONSERVAÇÃO PREVENTIVA DA COLEÇÃO DE PALEOINVERTEBRADOS DO MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI: ANÁLISE DE MICROAMBIENTE.	784
OS OSSOS DA TERRA: POR QUE MUSEALIZAR IN SITU OS AFLORAMENTOS FOSSILÍFEROS DA PRAIA DO ATALAIA, EM SALINÓPOLIS – PA	787
GEOLOGIA DO NORTE DA FOLHA SÃO JOÃO DO GUAPORÉ - SD.21-Y-C-IV, FOCO NO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPÉI, OESTE DA SERRA DE SANTA BÁRBARA - MT	790
MINERALOGIA E ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DE FRAGMENTOS CERÂMICOS DE SÍTIOS TPA	793
POTENCIAL GEOTURÍSTICO DA ILHA DE FORTALEZA	797
POSSIBILIDADES PARA O GEOTURISMO NA ILHA DE COTIJUBA	800
ESTUDOS PRELIMINARES DE ARGILAS UTILIZADAS NOS POLOS CERÂMICOS DE MARABÁ E ELDORADO DOS CARAJÁS, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ	804
ROTEIROS GEOTURÍSTICOS: LEVANTAMENTO DAS TRILHAS NA SERRA DO TEPEQUÉM -RR	807
ESTUDO DA PAISAGEM EM PATRIMÔNIOS ESPELEOLÓGICOS: CONSIDERAÇÕES SOBRE O CARSTE NÃO-CARBONÁTICO DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA ALTAMIRA-ITAITUBA (PA)	809
MINERALOGIA, QUÍMICA E FERTILIDADE DE SOLOS DE TERRA PRETA ARQUEOLÓGICA NA REGIÃO DO SALOBO-PA	813
SETORIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ALTO E MUITO ALTO RISCO A INUNDAÇÕES E MOVIMENTO DE MASSA NA CIDADE DE SANTARÉM - ESTADO DO PARÁ	817
SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS DO NORDESTE PARAENSE REGISTRO E PRESERVAÇÃO	821
DOMÍNIOS GEOAMBIENTAIS DA ILHA DE FORTALEZA	824
GEOTURISMO NA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ DE MACAPÁ: UMA PERSPECTIVA GEOLÓGICA	828

## Capítulo 10 – Geologia do Quaternário e Oceanografia

PROPAGAÇÃO E DEFORMAÇÃO DA MARÉ NA PORÇÃO MÉDIA DO ESTUÁRIO DO TAPERAÇU (LITORAL AMAZÔNICO)	832
DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DO ALTO RIO BRANCO, NAS ADJACÊNCIAS DA CIDADE DE BOA VISTA	836
ANÁLISE BATIMÉTRICA DO RIO PARACAUARI – ILHA DE MARAJÓ – PARÁ	840
CARACTERIZAÇÃO DAS MUDANÇAS SEDIMENTARES OCORRIDAS NA PRAIA DA BARRA VELHA (SOURE – ILHA DO MARAJÓ) DURANTE O PERÍODO DE 2005 A 2007	843
CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA, MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO RIO ARAGUARI, ESTADO DO AMAPÁ	846
VARIABILIDADE MORFOLÓGICA DO PERFIL DA PRAIA ESTUARINA BARRA VELHA, PARÁ	850
VARIAÇÃO SAZONAL DA TURBIDEZ DA ÁGUA DURANTE UM CICLO DE MARÉ NO CANAL DO PESQUEIRO-SOURE/PA.	854
VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA DA PRAIA DO PESQUEIRO – SOURE, ILHA DE MARAJÓ – PA	857
COMPORTAMENTO FÍSICO-QUÍMICO DAS ÁGUAS DOS FURAS DA LAURA E DO RIO GUAJARÁ-MIRIM DURANTE O PERÍODO CHUVOSO, BAÍA DO MARAJÓ - PARÁ	860
ANÁLISE DA TURBIDEZ ENTRE OS RIOS PARÁ E TOCANTINS DURANTE O PERÍODO SECO	863

## Capítulo 11 – Neotectônica e Geomorfologia

DEGRADAÇÃO DO SOLO NO BAIRRO CALUNGÁ	867
ANÁLISE DA PAISAGEM DO MUNICÍPIO DO CANTÁ-RR	870
INFLUÊNCIA DA NEOTECTÔNICA NA EVOLUÇÃO SEDIMENTAR NEÓGENA E QUATERNÁRIA AMAZÔNIA	873
MUDANÇAS DA PAISAGEM NA SERRA DO TEPEQUÉM: SUSCEPTIBILIDADE AOS PROCESSOS EROSIVOS	876
FORMAÇÃO DE RELEVOS ANTROPOGÊNICOS NOS TRÓPICOS ÚMIDOS – ESTUDO DE CASO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA	879
ASSIMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DUERÉ COMO INDICADOR DE TECTÔNICA RECENTE NA BACIA SEDIMENTAR DO BANANAL, TOCANTINS	883
GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA ILHA DE ITARANA, NW DO MUNICÍPIO DE SÃO JOÃO DE PIRABAS, NE DO ESTADO DO PARÁ	887
MAPEAMENTO MORFOLÓGICO DA REGIÃO DO CABO NORTE UTILIZANDO IMAGENS ALOS PALSAR, AMAPÁ, COSTA AMAZÔNICA, BRASIL	890
CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E MINERALÓGICA DAS LINHAS DE PEDRA NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR	894
ROTEIRO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SDEM) AOS PLANALTOS DO SÃO FRANCISCO	898
CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA MICROBACIA DE DRENAGEM DO LAGO VERDE	903
ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DOS DEPÓSITOS COLUVIONARES DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR	907
COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRABEN DO TACUTU, CENTRO-NORDESTE DE RORAIMA	910
PROCESSO DE CAPTURA DE DRENAGENS NA BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS: BACIAS DOS RIOS CURIUAÚ E APUAÚ	914

## Capítulo 12 – Meio Ambiente e Planejamento

TRADO MECANIZADO: FERRAMENTA DE PESQUISA MINERAL DE BAIXO IMPACTO NO AMBIENTE	918
CARTAS DE SENSIBILIDADE AMBIENTAL À DERRAME DE ÓLEO PARA A ILHA DE CARATATEUA	921
MINERAÇÃO E O ESTIGMA DE GRAN-VILÃ AMBIENTAL: MITOS E VERDADES	925
AÇÃO EMERGENCIAL PARA DELIMITAÇÃO DE ÁREAS DE ALTO E MUITO ALTO RISCO A ENCHENTES E MOVIMENTOS DE MASSA NO MUNICÍPIO DE MANACAPURU (AM)	929
THE IMPACT OF THE SMALL – SCALE GOLD MINING NEAR THE BROWNSWEG VILLAGE, DISTRICT OF BROKOPONDO – SURINAME	932
IDENTIFICAÇÃO DE IMPACTOS AMBIENTAIS GERADOS PELA PRODUÇÃO DE CERÂMICA VERMELHA, UM ESTUDO DE CASO BRAGANÇA-PA	936
DEGRADAÇÃO E PERCEPÇÃO AMBIENTAL NA APA DE ALGODOAL – MAIANDEUA	939
ESTUDO AMBIENTAL DO LIXÃO URBANO DA CIDADE DE BRAGANÇA (PARÁ) APLICANDO O RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR)	942
CRESCIMENTO DESORDENADO E ÁREAS DE RISCO EM IRANDUBA-AM	945
MAPEAMENTO DA INTRUSÃO SALINA E INTERFACE DE INTERAÇÃO ÁGUA DOCE/SALGADA A PARTIR DE MÉTODOS GEOFÍSICOS, REGIÃO COSTEIRA BRAGANTINA (BRAGANÇA-PA)	949
A ENCHENTE DO RIO NEGRO NA CIDADE DE MANAUS NO ANO DE 2012 – UMA AVALIAÇÃO PRELIMINAR	952
SUBSÍDIO PARA ELABORAÇÃO DE EIA/RIMA PARA ÁREA DE EXTRAÇÃO DE ARGILA A PARTIR DA CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO, RIO ITACAIÚNAS, MARABÁ-PA	956
CONSIDERAÇÕES VOLTADAS AO CONTROLE DOS PROCESSOS EROSIVOS NA BACIA DO ALTO CURSO DO RIO CABAÇAL EM MATO GROSSO	960
A PROBLEMÁTICA DAS ÁREAS DE RISCO EM BOA VISTA-RR: ALAGAMENTO DO BAIRRO CAÇARI	963
MAPA DE INUNDAÇÃO COMO INSTRUMENTO DE PLANEJAMENTO URBANO – ESTUDO DE CASO NA SEDE URBANA DE SANTARÉM	967
SENSIBILIDADE AMBIENTAL DAS PRAIAS DE VILA DO CONDE, ITUPANEMA E CARIPI (BARCARENA/PA)	971
MAPEAMENTO DAS ÁREAS DE RISCO DOS RECURSOS HÍDRICOS URBANOS DE BOA VISTA-RR- ESTUDO DE CASO: BAIRRO PARAVIANA	975

ANÁLISE DA PERMEABILIDADE DO SOLO PARA OBTENÇÃO DE LICENÇA PRÉVIA PARA UM LOTEAMENTO EM MARABÁ-PA	978
EXPANSÃO TERRITORIAL E EXTRAÇÃO DE ARGILA PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NO BAIRRO SÃO FELIX, REGIÃO METROPOLITANA DE MARABÁ, SUDESTE DO PARÁ	982

### **Capítulo 13 – Ensino de Geociências na Amazônia**

O PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS (PPGEC) DA UFMT: BREVE HISTÓRICO, PERSPECTIVAS E DESAFIOS	986
O PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA EM MARABÁ	989
O CURSO DE GEOLOGIA DA UFMT: HISTÓRICO E PERSPECTIVAS	993
DIFICULDADES DE INSERIR A TEMÁTICA PALEONTOLOGIA NA SALA DE AULA EM BELÉM – PA	996
A CONTRIBUIÇÃO DO GRUPO DE TRABALHO DA ÁREA DE GEOLOGIA AO PROJETO TUNING NA AMÉRICA LATINA	999
O CURSO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ – UFOPA	1002
MONITORIA PROATIVA: UMA EXPERIÊNCIA DIDÁTICO-PEDAGÓGICA DO GRUPO DE ENSINO DE GEOLOGIA INTRODUTÓRIA DA FACULDADE DE GEOLOGIA DA UFPA	1006
TÍTULO: ESTRUTURAÇÃO E IMPLANTAÇÃO DO MUSEU VIRTUAL DE GEOCIÊNCIAS E GEODIVERSIDADES DA AMAZÔNIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS	1010
O ENSINO NÃO FORMAL DE GEOCIÊNCIAS ATRAVÉS DA ARTE: O RELATÓRIO DO PROJETO GAIA EM DIAMANTINA, MG	1011
PROGRAMA DE MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS DA UFAM	1013
GEOLOGIA NA UFPA: 50 ANOS FORMANDO GEÓLOGOS AMAZÔNICOS - PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA - (RES. 3.761/2008 - CONSEP/UFPA)	1015

### **Capítulo 14 – Geologia e Recursos Minerais da Província de Carajás**

DESAFIOS DO MAPEAMENTO METALOGENÉTICO REGIONAL: ESTUDO DE CASO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – PA, BRASIL	1021
FONTES DOS FLUIDOS HIDROTÉRMICOS DO DEPÓSITO Cu-Au VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, BRASIL	1025
MAPA DE REGOLITOS E REGIMES GEOMORFOLÓGICOS DO BLOCO CRISTALINO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PA	1029
U-PB AND RE-OS GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS ON THE TIMING OF IRON OXIDE-CU-AU SYSTEMS IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE	1032
CONTRIBUIÇÃO DA MICROMORFOLOGIA NO ESTUDO DA EVOLUÇÃO DO INTEMPERISMO LATERÍTICO NO DEPÓSITO DE OURO IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS	1036
GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS GRANITÓIDES ASSOCIADOS AO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, REGIÃO DE VILA CEDERE III, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS	1040
EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA ARQUEANA-PALEOPROTEROZOICA DO SEGMENTO ORIENTAL DO DOMÍNIO CARAJÁS: UMA NOVA ABORDAGEM	1044
GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS	1048
A NEW OUTLOOK ON THE GIANT SALOBO IOCG DEPOSIT: A MESOARCHEAN BASEMENT-HOSTED DEPOSIT, CARAJÁS PROVINCE	1052
MODELO EVOLUTIVO PARA A BACIA GRÃO PARÁ - PROVÍNCIA CARAJÁS	1056
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA MESOARQUEANA, DOMÍNIO RIO MARIA, PORÇÃO SUL, PROVÍNCIA CARAJÁS	1059
INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS E SENSORES REMOTOS PARA A GERAÇÃO DE MAPAS LITOGEOFÍSICOS-ESTRUTURAIS NA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS - PA: FOLHA CALDEIRÃO	1062
DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DA PROVÍNCIA CARAJÁS: EVOLUÇÃO E SOBREPOSIÇÃO DE EVENTOS ARQUEANOS E PALEOPROTEROZOICOS	1064
PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA PEDREIRA NOVO NASCIMENTO, PORÇÃO NORTE DE XINGUARA- PARÁ	1068

GRANITÓDES NEOARQUEANOS (2,73 – 2,75 Ga) ASSOCIADOS AO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, CANAÃ DOS CARAJÁS (PA)	1071
GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS – PARÁ	1075
SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE NOVA CANADÁ – PROVÍNCIA CARAJÁS	1078
GEOLOGIA DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO DO DOMÍNIO CARAJÁS – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO ARQUEANA DA PROVÍNCIA CARAJÁS – PARÁ	1082
CARAJÁS, BRAZIL – A SHORT TECTONIC REVIEW	1086
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DAS ROCHAS DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, PROVÍNCIA CARAJÁS	1090
O GREENSTONE BELT SAPUCAIA NA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: CONTEXTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	1094



## Capítulo 1 – Geologia Sedimentar

1. ESTUDO TAXONÔMICO DO GÊNERO CYTHERIDELLA (OSTRACODA-CRUSTACEA) DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, TABATINGA, AM, BRASIL .....	3
2. AVALIAÇÃO DO ÍNDICE DE ALTERAÇÃO TERMAL EM ACRITARCOS NEOPROTEROZÓICOS (IAA), GRUPO ARARAS, FORMAÇÃO GUIA, MATO GROSSO, BRASIL .....	7
3. PETROGRAFIA DE ARENITOS E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA DO AMAZONAS ....	9
4. NEOGENE PLANT BIOME EVOLUTION IN THE AMAZON DRAINAGE BASIN: EVIDENCE FROM MARINE WELL-2, FOZ DO AMAZONAS (BRAZIL).....	13
5. MINERAIS PESADOS DE UM CORPO ARENOSO DA FORMAÇÃO AREIAS BRANCAS LOCALIZADO AO SUL DO ESTADO DE RORAIMA .....	17
6. COMPOSIÇÃO E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RIO MARIA, LESTE DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, CRÁTON AMAZÔNICO .....	20
7. ANÁLISE PETROGRÁFICA E PALEONTOLÓGICA DA FORMAÇÃO NOVO REMANSO, REGIÃO DO BAIXO RIO NEGRO, AMAZÔNIA CENTRAL .....	25
8. AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIAL ENTRELAÇADO DA FORMAÇÃO GOROTIRE NO LESTE DA SERRA DOS CARAJÁS, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	29
9. THE SEDIMENT INFLUX OF THE SURINAME RIVER BETWEEN THE VILLAGE OF BALINGSULA & AFOBAKA, BROKOPONDO DISTRICT – SURINAME .....	33
10. THE AMAZON FAN AS KEY TO THE NEOGENE EVOLUTION OF ALGAL BLOOMS IN THE EQUATORIAL WESTERN ATLANTIC OCEAN: PRELIMINARY RESULTS OF A DINOFLAGELLATE CYST STUDY .....	40
11. SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUENCIA K40-K60 (INTERVALO EOCRETÁCICO) DO GRABEN DO TACUTU - RORAIMA: INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO DEPOSICIONAL .....	44
12. SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUENCIA K40-K60 (INTERVALO EOCRETÁCICO) DO GRABEN DO TACUTU - RORAIMA: INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO DEPOSICIONAL .....	48
13. PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS EVAPORITOS DA FORMAÇÃO MOTUCA, PERMIANO SUPERIOR, BACIA DO PARNAÍBA .....	52
14. PROJETO CLIM-AMAZON CENTRO BRASILEIRO-EUROPEU DE PESQUISA CONJUNTA SOBRE O CLIMA E A GEODINÂMICA DOS SEDIMENTOS DA BACIA DO RIO AMAZONAS .....	55
15. MAPEAMENTO GEOLÓGICO FOLHA SB-23-Y-C-I-2-SO/SE, BABAÇULÂNDIA-TO, BACIA DO PARNAÍBA .....	58
16. DIAMICTITO DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ (GRUPO TROMBETAS) NA REGIÃO DA VILA DE BALBINA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS.....	61

17. PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA, FAIXA PARAGUAI NORTE E SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO, BRASIL .....	64
18. SILICIFICAÇÃO NA FORMAÇÃO NOBRES NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT): ASPECTOS TEXTURAI, OCORRÊNCIA E POSSÍVEL ORIGEM .....	68
19. REGISTRO DA SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCENA NA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ, NOROESTE DO BRASIL .....	72
20. POSSÍVEIS EVENTOS ANÓXICOS OCEÂNICOS RELACIONADOS À OCORRÊNCIA DE HIDROCARBONETOS NA BACIA PARÁ-MARANHÃO .....	76
21. OPHIOMORPHA EM DEPÓSITOS DO HOLOCENO, REGIÃO DE SALINÓPOLIS, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ....	78
22. PROSPECÇÃO DE INVERTEBRADOS EM SEDIMENTOS DE ARGILITO DA FORMAÇÃO PIRABAS – PARÁ .....	82
23. DESCRIÇÃO E GÊNESE DE NÍVEL DE BRECHA CARBONÁTICA DA FORMAÇÃO GUIA NA REGIÃO DE TANGARÁ DA SERRA MT .....	86
24. BACIA DO SOLIMÕES - ARCO OU RAMPAS DE CARAUARI?.....	89
25. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA CIDADE DE PARINTINS, ILHA DO ARQUIPÉLAGO TUPINAMBARANA, AMAZONAS - BRASIL .....	92
26. ASPECTOS DESCRITIVOS DO NÍVEL SILICIFICADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO – PARTE DA REGIÃO METROPOLITANA DE MANAUS.....	96
27. DADOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DO RIO JATUARANA, MUNICÍPIO DE APUÍ, SE DO AMAZONAS .....	100
28. ANÁLISE DE TESTEMUNHOS DE AMOSTRAGENS DA BACIA DO AMAZONAS, GRUPOS TAPAJÓS .....	104
29. “ARENITO MANAUS”: CONSIDERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS.....	107
30. PALINOMORFOS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS (DEVONIANO):CONTRIBUIÇÃO NA AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE GERAÇÃO DE PETRÓLEO DA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO).....	111
31. GRUPO YPACARÁ: UMA NOVA UNIDADE METASSEDIMENTAR SILICICLÁSTICA NO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – TERRENO RIO APA?.....	114
32. PALEOAMBIENTE E PALEONTOLOGIA DA PARTE SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (PERMIANO), BACIA DO PARNAÍBA, FILADÉLFIA, TOCANTINS .....	118
33. PALEOAMBIENTE E RESTOS DA ICTIOFAUNA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL.....	122
34. ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTAÇÃO E TECTÔNICA DA COBERTURA FANEROZÓICA DA BORDA OESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	126
35. OS SISMITOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO – BACIA DO AMAZONAS .....	129
36. ARGILA DE BELTERRA: SEDIMENTAÇÃO LACUSTRE PLEISTOCÊNICA NA BACIA DO AMAZONAS .....	132
37. FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E ISÓTOPOS DE C E O DOS DOLOMITOS DE CAPA NEOPROTEROZOICOS, SUDESTE DO CRATON AMAZÔNICO, RONDONIA, BRASIL .....	136
38. SEDIMENTOLOGIA E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS RECENTES DO RIO AMAZONAS, ENTRE SANTARÉM (PA) E MACAPÁ (AP).....	141

## ESTUDO TAXONÔMICO DO GÊNERO *CYTHERIDELLA* (OSTRACODA-CRUSTACEA) DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, TABATINGA, AM, BRASIL

Aline Costa do Nascimento<sup>1,2</sup>, Ana Paula Linhares Pereira<sup>3</sup>, Maria Inês Feijó Ramos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, Museu Paraense Emílio Goeldi, Av. Perimetral, 1901, Terra Firme, Belém-PA 66077-830.

<sup>2</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Brasil

<sup>3</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Brasil  
aline.nascimento@ig.ufpa.br, aplinhares@ufpa.br, mramos@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

A Bacia do Acre possui uma história evolutiva complexa, iniciada no Paleozóico estendendo-se até o Recente, possuindo a particularidade de ser a única bacia sedimentar brasileira associada à tectônica andina. À leste, limita-se com a Bacia do Solimões pelo arco de Iquitos e à norte/noroeste e sul/sudeste prolonga-se respectivamente até as Bacias de Maranhão, Ucayali e Madre de Díos, domínios subandinos no Peru (Cunha, 2007).

A Formação Solimões compreende a porção terciária desta bacia, estende-se por 500.000 km<sup>2</sup> no oeste da Amazônia repousando sobre os depósitos da Formação Ramon; seu limite superior é a Formação Içá de idade Pliocena, enquanto que na Bacia do Solimões, esta formação recobre a Formação Alter-do-Chão (Cretáceo), segundo Maia *et al.* (1977). Sua formação geológica envolve sedimentação inicial por rifteamento intracontinental com possíveis incursões marinhas (Hoorn, 1993; Räsänen *et al.*, 1995; Wesselingh *et al.*, 2002; Linhares *et al.*, 2011).

### LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O afloramento estudado encontra-se à margem direita do Rio Solimões, na localidade de Prosperidade (04°18'01,3"S/ 69°32'48,7"W), município de Tabatinga, estado do Amazonas, Brasil (Figura 1).

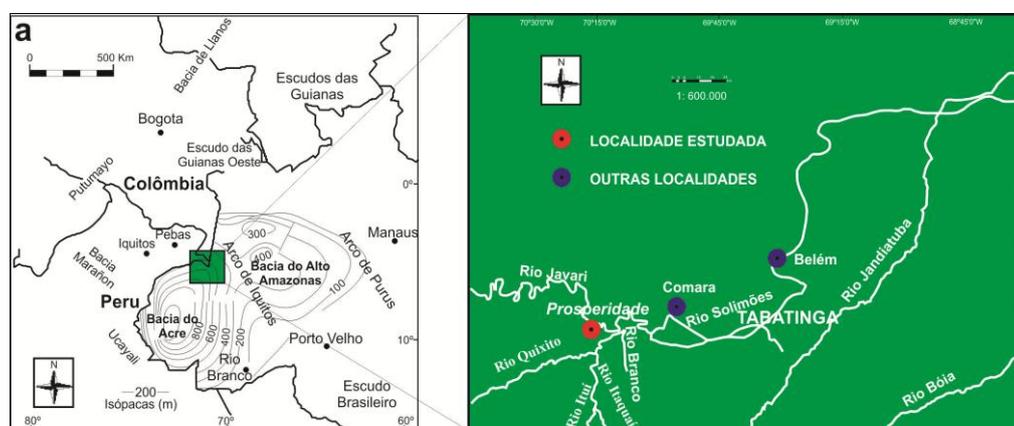


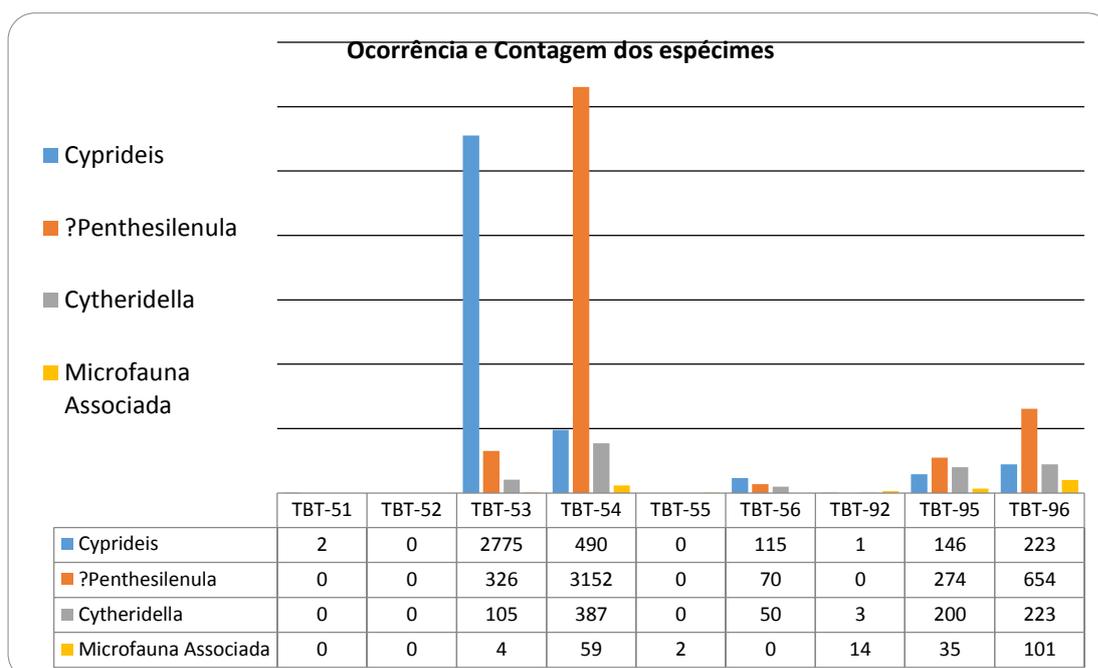
Figura 1 - Localização do afloramento estudado (Modificado de Gross *et al.*, 2011).

### MATERIAIS E MÉTODOS

O material de estudo compreende um total de 09 amostras de superfície (TBT-51 a TBT-56; TBT-95 e TBT-96) coletadas durante excursões de campo realizadas na localidade de Prosperidade, município de Tabatinga, AM, Brasil. As amostras foram processadas pelos métodos convencionais para estudos de microfósseis calcários no Laboratório de Sedimentologia e Microscopia Óptica da Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia (CCTE) do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG).

### RESULTADOS

O estudo taxonômico permitiu a identificação do gênero *Cytheridella*, representado pela espécie *Cytheridella danielopoli* (Purper, 1979) associada às espécies *Penthesilenula olivencae* (Purper, 1984), *Cyprideis amazônica*, *C. sulcosigmoidales* e *C. graciosa*. A análise qualitativa e quantitativa permitiu o reconhecimento de um total de 9.411 espécimes de ostracodes, dos quais 48,67% são do gênero *Penthesilenula*, 40,8% de *Cyprideis* e 10,53% de *Cytheridella*.



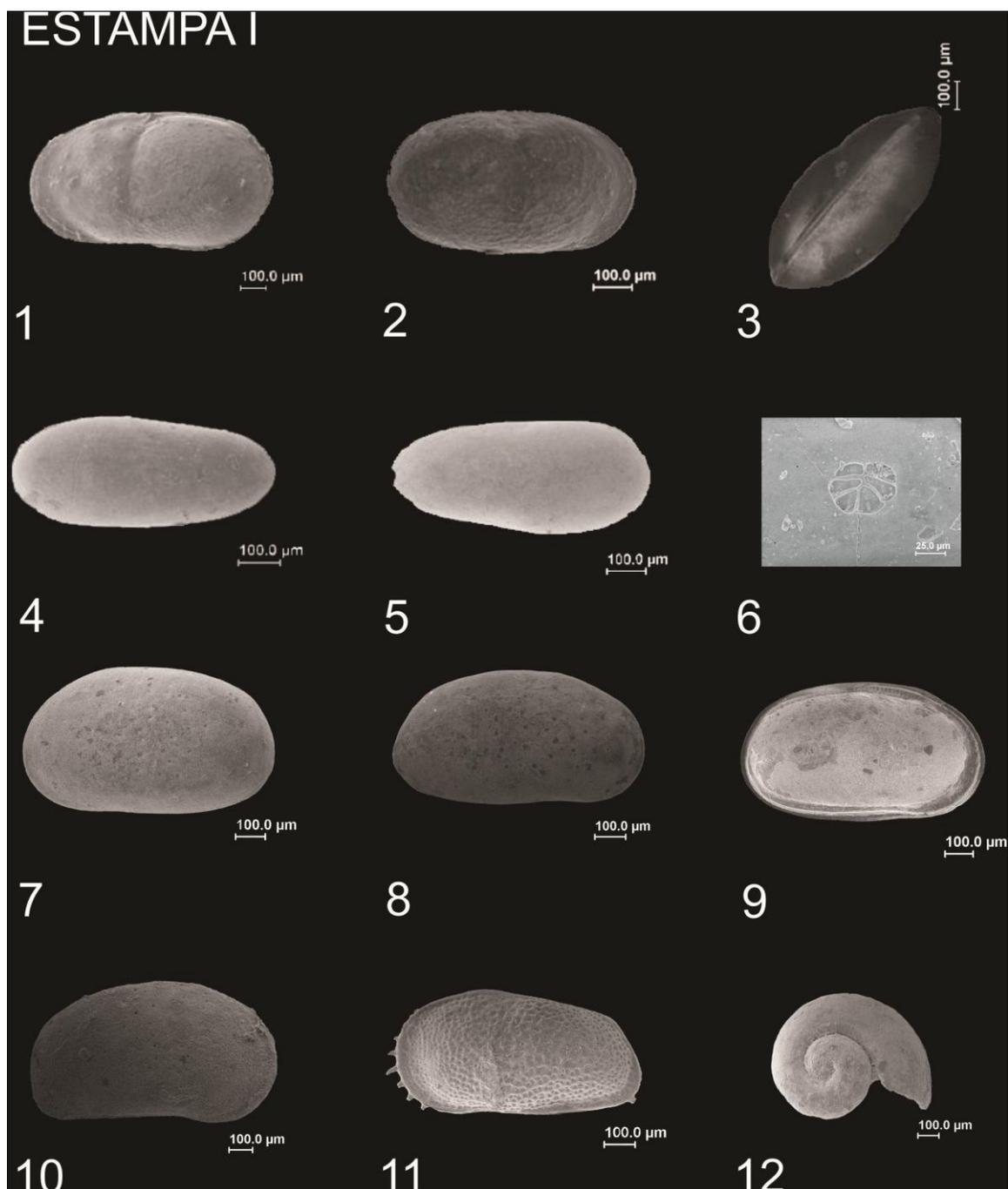
**Figura 2** - Estimativa de espécimes de ostracodes encontrados nas amostras estudadas.

## CONCLUSÃO

A ostracofauna, bem como a litologia e estratigrafia do afloramento estudado do município de Tabatinga, permitiu a correlação com os estudos realizados na região sudoeste do estado do Amazonas, município de Eirunepé (Gross *et al.*, 2013), cuja interpretação paleoambiental é caracterizada por um sistema flúvio-lacustre, compreendido por lagos formados pelos canais abandonados e pelas planícies de inundação (lagos efêmeros). Os sedimentos predominantes são argila e areia fina a média, com a ostracofauna bem preservada, com diferentes estágios ontogenéticos, sugerindo um ambiente de energia baixa a moderada. Estes depósitos possivelmente representam a “Fase Acre”, correspondente ao topo da Formação Solimões, datada como de idade Mioceno Superior a Plioceno (Hoorn *et al.*, 2010).

## AGRADECIMENTOS

O trabalho exposto somente foi possível com o financiamento do CNPq - Processo N°: 401806/2010, no qual é importante para o desenvolvimento e incentivo à pesquisa no Brasil.



**Figura 3** - 1-3: *Cytheridella danielopoli* - (1) Valva esquerda; (2) Valva direita; (3) Vista dorsal; 4-6: *Penthesilenula olivencae* (4) Valva esquerda; (5) Valva direita; (6) Detalhe da impressão muscular; 7-9: *Cyprideis amazonica* - (7) Valva esquerda; (8) Valva direita (9) Detalhe da impressão muscular; *Cyprideis sulcosigmoidales* (10) Valva direita; *Cyprideis graciosa* (11) Valva esquerda; (12) Gastrópode.

## REFERÊNCIAS

- Cunha, P. R. C. 2007. Bacia do Acre: Boletim de Geociências. Petrobras, Rio de Janeiro, 15 (2): 207-215.
- Gross, M., Ramos, M. I. F., Caporaletti, M., Piller, W. E. 2013: Ostracods (Crustacea) and their palaeoenvironmental implication for the Solimões Formation (Late Miocene; Western Amazonia/Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 222: 216-241.
- Hoorn, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105: 267-309.
- Hoorn, C., Jaramillo, C., Leite, F., Herrera, F., Dino, L. Q. R., Antonioli, L. 2010. The origin of the modern Amazon rainforest: implications of the palynological and palaeobotanical record. *Amazonia, Landscape and Species Evolution*, 317-334.
- Linhares, A. P., Ramos, M. I. F., Gross, M., Piller, W. E. 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. *Geología Colombiana*, 36: 91-103.
- Maia, R. G. N., Godoy, H. O., Yamaguti, H. S., Moura, P. A., Costa, F. S. F., Holanda, M. A., Costa, J.A. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões; Relatório Final. Manaus: CPRM; DNPM, 1: 142 p.
- Purper, I. 1979. Cenozoic Ostracods of the Upper Amazon Basin, Brazil. *Pesquisas*, 12: 209-281.
- Räsänen, M. E., Linna, A. M., Santos, J. C. R., Negri, F. R. 1995. Late Miocene Tidal Deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science*, 269: 386-390.
- Wesselingh, F. B., Rasanen, M. E., Irion, G., Vonhof, H. B., Kaandorp, R. J., Renema, W., Romero-Pitman, L., Gingras, M. 2002. Lake Pebas: a palaeocological reconstruction of a Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia. *Cenozoic Research* 1: 35-81.

## AVALIAÇÃO DO ÍNDICE DE ALTERAÇÃO TERMAL EM ACRITARCOS NEOPROTEROZÓICOS (IAA), GRUPO ARARAS, FORMAÇÃO GUIA, MATO GROSSO, BRASIL

Ana Beatriz Macedo e Renata Hidalgo

Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, *abpcm@hotmail.com*, *rhidalgo@ufpa.br*

### INTRODUÇÃO

O Neoproterozóico (1000 ~ 542 Ma) é caracterizado por uma série de eventos que influenciaram consideravelmente a evolução da vida. O surgimento dos eucariontes radiados no início do Neoproterozóico contrasta com o aparecimento dos animais multicelulares no final deste intervalo, modificando significativamente a biosfera terrestre (Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000, Young 1995a, b, c; Knoll 2000). A compreensão de como essas mudanças interferiu na rápida diversificação dos animais é um dos enfoques principais no estudo do Pré-Cambriano. Além da importância no estabelecimento da construção de um padrão bioevolutivo da vida naquela época, a assembleia presente nos mares neoproterozoicos resultou no acúmulo de grande quantidade de material orgânico nestas rochas.

O Grupo Araras (Mato Grosso) é uma sucessão predominantemente carbonática de aproximadamente 600 m de espessura, que ocorre em toda a extensão da Faixa Paraguai Norte, localizada ao longo da margem Sul - Sudeste do Cráton Amazônico e é representada pelas formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres. Folhelhos provenientes da Formação Guia inserida naquele grupo foram objeto do presente estudo. A Formação Guia é constituída essencialmente por calcários finos e betuminosos, de cor cinza a preto, intercalados por laminações de folhelhos betuminosos. As amostras utilizadas foram provenientes da Pedreira Terconi, a qual é composta pela Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia (Figura 1).

A coloração dos acritarcos presentes nesses folhelhos pode indicar o grau de maturação térmica. Este índice de cor é determinado pelo AAI (*acritarch alteration index*) ou IAA (índice de coloração de acritarcos) variando de amarelo a negro, gradiente este interpretado como imatura para coloração mais clara até maturo para as mais escuras. Com isso, o presente estudo pretende avaliar a aplicação do índice de alteração nos acritarcos já registradas em folhelhos da Formação Guia do Grupo Araras (MT) e estabelecer o grau de maturação térmica para essas rochas.

### METODOLOGIA

As amostras já coletadas e armazenadas no laboratório de Geobiologia, localizado no Instituto de Geociências da UFPA foram selecionadas para a confecção de lâminas palinológicas. Os fragmentos de cada amostra foram então colocados em béqueres de polietileno de 500 ml. Após o material ser colocado nos béqueres, testes para detectar a presença de carbonatos foram realizados com uma solução de HCl (ácido clorídrico) a 10%. Após a dissolução total dos carbonatos, as amostras sofreram várias lavagens em água destilada para neutralização. Após a lavagem, as amostras foram colocadas em HF (ácido fluorídrico) à 40% para a eliminação dos silicatos. Os resíduos foram então colocados em vidro estéril e hermeticamente fechado. Uma solução de formol a 10% foi adicionada para eliminar a proliferação, principalmente de fungos. As lâminas palinológicas foram confeccionadas e seu conteúdo analisado por microscopia óptica.

### RESULTADOS

Os níveis com maior abundância de acritarcos foram selecionados e 33 lâminas palinológicas foram confeccionadas. A média do índice de coloração de acritarcos estabelecida foi de 3,18, o qual se enquadraria na zona 3 de Marshal (1990) e estaria na janela de início de produção do óleo. Apesar da aparente aplicabilidade desta metodologia em rochas précambrianas brasileiras é necessário o seu calibre em toda bacia e corroborar com outros dados de biomarcadores de alteração termal presentes em biomarcadores como terpanos tricíclicos, hopanos, esteranos e diasteranos.

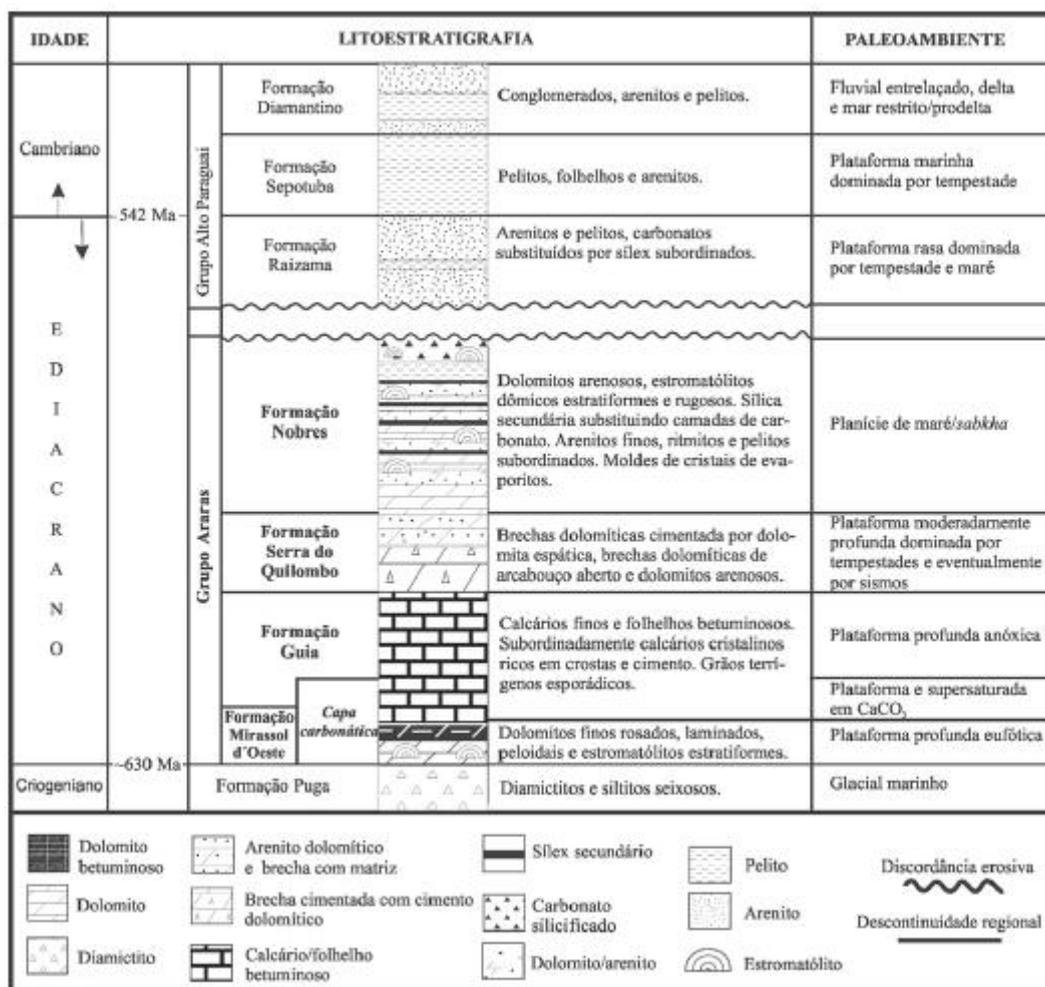


Figura 1 - Quadro litoestratigráfico dos grupos Araras e Alto Paraguai (Nogueira & Riccomini 2006).

## AGRADECIMENTOS

Este projeto tem o apoio do Programa Jovens Talentos para a Ciência (JTC/PROPESP/UFGA) financiado pelo CNPq (Processos 484290/2010-0 e 401847/2010-1), pelo Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH- 06) e pelo INCT- GEOCIAM-CNPq-FAPESPA.

## REFERÊNCIAS

- Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic 'snowball earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, 405:425-429.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346.
- Knoll, A. H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian research* 100: 3-20.
- Marshall, J.E.A. 1990. Determination of thermal maturity. In Briggs, D.E.G. & Crowther, P. (ed.): *Paleobiology – a synthesis*. 511-515. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK.
- Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 36(4):623-639.
- Young, G.M. 1995a. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. *Geology*, 23:153-156.
- Young, G.M. 1995b. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. Reply: *Geology*, 23, p.960
- Young, G.M. 1995c. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. A Second Reply: *Geology*, 23:1054-1055.

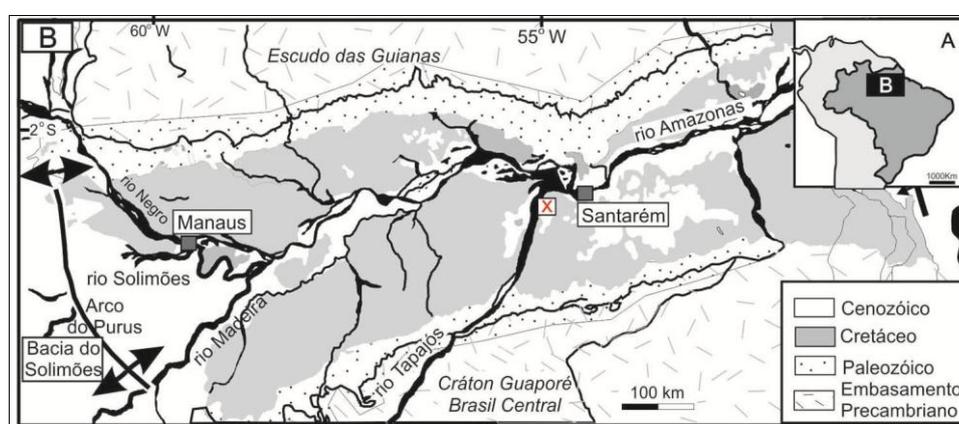
## PETROGRAFIA DE ARENITOS E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA DO AMAZONAS

Anderson C. Mendes<sup>1</sup>, Antônio Emídio A. S. Júnior<sup>2</sup>, Afonso C. R. Nogueira<sup>1</sup>

1- Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. CP. 1610 - CEP 66075-110, Belém, PA, acmendes@ufpa.br, anogueira@ufpa.br  
2- Universidade Federal do Pará, Campus Marabá. emidiosantos@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão afloram, na região de Alter do Chão em barrancos ao longo do rio Tapajós (Fig.1). Utilizando-se de análises petrográfica dos arenitos e de amineraiis pesados, foram Caracterizados os tipos de arenitos e minerais pesados bem como inferências sobre os possíveis tipos de rochas-fonte destes depósitos. A sucessão sedimentar estudada é constituída, principalmente, de arenitos, além de conglomerados e pelitos e é limitada no topo por um paleossolo laterítico de idade paleógena. Todos os depósitos apresentam forte intemperismo que apenas destrói as estruturas sedimentares próximas ao paleossolo.



**Figura 1 - A-B)** Localização da área de estudo, Estado do Pará, norte do Brasil. A área com X marca a exposição da Formação Alter do Chão ao longo do rio Tapajós, Alter do Chão – Santarém.

### MÉTODOS

Para os estudos foram elaborados 2 perfis estratigráficos onde foram mapeadas a Fm. Alter do Chão e os depósitos Cenozóicos. O estudo petrográfico dos arenitos foi realizado na Fm. Alter do Chão e utilizou-se 6 lâminas nas quais foram determinados os constituintes e classificados segundo Folk (1974). No estudo de minerais pesados foram utilizadas 17 amostras (10 da Fm. Alter do Chão e 7 do Cenozóico) empregando a abordagem clássica para descrever a fração 62-125µm. Além da identificação e contagem também foram observadas as texturas superficiais usando-se de imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV).

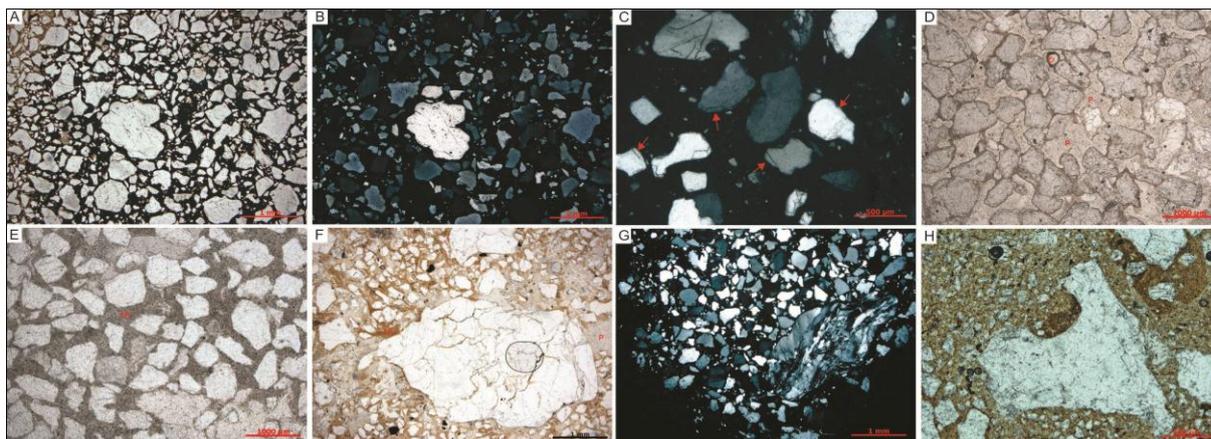
### RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### Petrografia de arenitos

A Formação Alter do Chão é composta, principalmente, de arenitos bem estruturados (i.e. estratificação cruzada acanalada, tabular, laminação cruzada, etc.) pelitos e conglomerados, sendo os arenitos mais frequentes. Quando observados sob microscópio os arenitos da Fm. Alter do Chão são essencialmente quartzo-arenitos, segundo a classificação de Folk (1974). Esses arenitos variam, em geral, de grossos a finos, moderadamente selecionados, com grãos, principalmente angulosos a subangulosos, e secundariamente, subarredondados (Fig. 2- A-B). Muitas vezes o tamanho e grau de arredondamento do grão não puderam ser verificados em virtude do sobrecrecimento sintaxial de quartzo que mascara o verdadeiro limite entre o grão e o cimento, a corrosão dos grãos pelo cimento de sílica também prejudica a análise do arredondamento (Fig. 2-C). Muitas vezes apresentam porosos (Fig. 2-D), e/ou matriz caulínica ou ferrosa (Fig. 2-E). Contatos intergranulares são pontuais, tangenciais ou retilíneos, quando não se

observa a “linha de sujeira”, o cimento sintaxial é denunciado por contatos tangenciais ou contatos retilíneos que ocorrem entre cimento-cimento e grão-cimento, o que caracteriza contatos de compromisso.

A composição dos grãos do arcabouço é formada por quartzo (60-80%), e secundariamente, feldspatos, alterados para caulinita, e fragmentos líticos (<5%) (Fig. 2). Grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, apresenta extinção ondulante, sobrecrecimento sintaxial, além de inclusões sólidas (argilo-minerais?) que preenchem microfraturas (Fig. 2-F). Já os policristalinos são do tipo composto estirado e mostram extinção múltipla (Fig. 2-G). Grãos de quartzo com formas bipiramidais e cuneiformes com forte extinção ondulante, bem como frequentes vacúolos e embaixamentos preenchidos por caulinita ocorrem com menor expressão (Fig. 2-H). Os fragmentos líticos são, principalmente, constituídos de pelitos e, secundariamente, de granitos e gnaisses alterados.



**Figura 2** - Quartzo-arenito da Formação Alter do Chão ilustrando: A e B) visão geral do arcabouço dominado por quartzo monocristalino; C) Cimento de sílica-setas; D) quartzo monocristalino, poros (P) e zircão (Zr); E) matriz caulínítica (Mt) e F) Grão de quartzo com embaixamento preenchido por caulinita; G) grãos de quartzo policristalinos estirados e com extinção múltipla; H) embaixamentos preenchidos por caulinita.

Os arenitos ricos em quartzo apresentam grãos regulares de quartzo derivados de rochas graníticas ou metamórficas, ou ambas. Entretanto, se considerar somente fontes ígneas, o volume os grãos de quartzo deveria ter sido constante (Tortosa *et al.*,1991). Adicionalmente, o predomínio de grãos de quartzo monocristalino sobre quartzo policristalino é mais típico em altos graus metamórficos (Young, 1975). Adicionalmente a ocorrência de grãos de quartzo bipiramidais com forte extinção ondulante, embaixamentos e vacúolos atestam proveniência de rochas vulcânicas félsicas (Folk, 1974; Scholle, 1979).

### Análise de minerais pesados

O estudo de minerais pesados teve como objetivo tentar identificar os tipos de rochas-mãe dos depósitos da Formação Alter do Chão, e determinar a influência de diferentes litologias (arenitos, conglomerados) sobre a distribuição destes minerais.

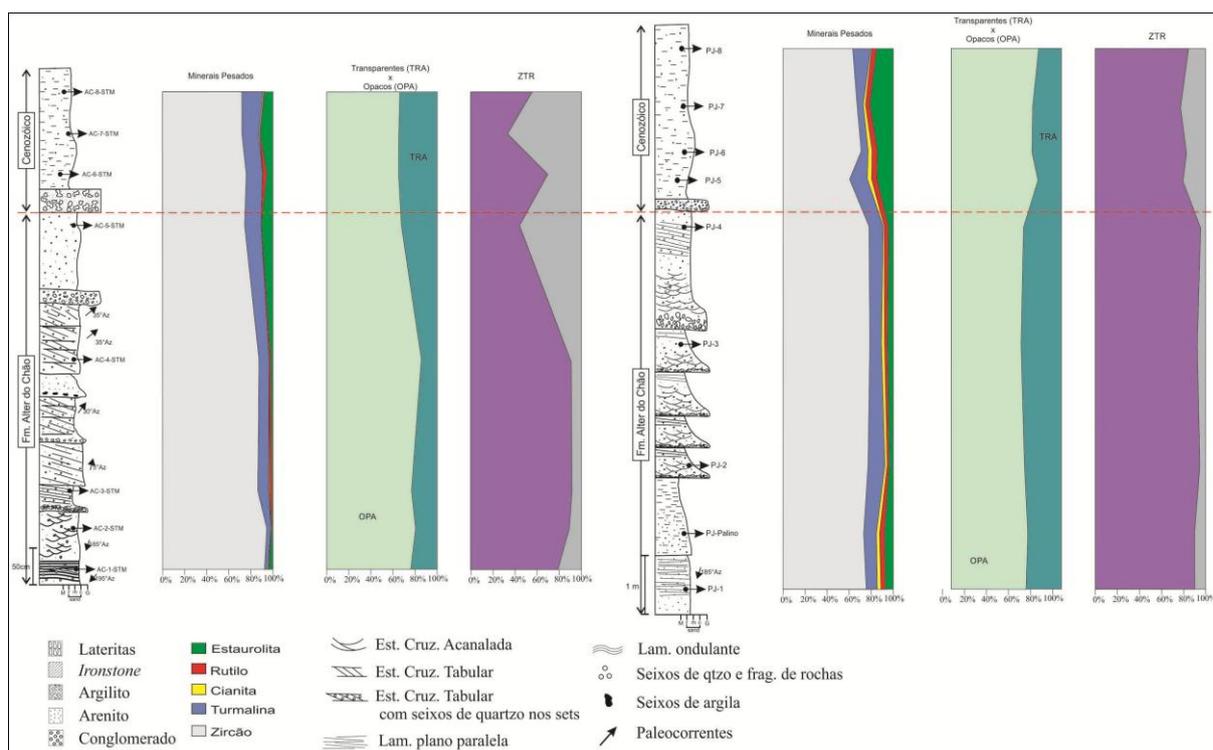
A assembléia de minerais pesados inclui zircão, turmalina, cianita, rutilo e estauroilita (Tab.1). Estes minerais, bastantes estáveis, apresentam forma e texturas superficiais variáveis. Os grãos de zircão ( $\approx 87\%$ ) são mais abundantes na assembleia e, em geral, possuem formas prismáticas, terminações bipiramidais, com arestas desgastadas. Vários grãos contêm inclusões de minerais e zoneamento. Ocorrem ainda grãos equidimensionais arredondados a subangulosos, incolores e levemente castanhos. Como texturas superficiais foram observadas marcas de impacto e fraturas conchoidais. A turmalina ( $\approx 14\%$ ) apresenta formas prismáticas, com cores verdes e marrom-escuras e grãos equidimensionais subangulosos, que são mais abundantes, com cor marrom-esverdeada. Fraturas conchoidais e marcas de impacto são comuns enquanto feições de dissolução ocorrem mais raramente. A cianita ( $\approx 2\%$ ) são prismáticas e irregulares com frequentes feições de corrosão. Os grãos de rutilo ( $\approx 3\%$ ) são, na maioria, vermelhos e mostram formas irregulares, baixo grau de arredondamento e fraturas conchoidais. Grãos de estauroilita ( $\approx 5\%$ ) são angulosos com diversos tons de amarelo. Fraturas conchoidais e feições de dissolução em formas de marcas mamilares são frequentes.

**Tabela 1** - Frequência percentual relativa dos minerais pesados de arenitos da Formação Alter do Chão, próximo a Alter do Chão. Fração 62–125 µm. Zir = Zircão, Tur = Turmalina, Cia = Cianita, Rut = Rutilo, Est = Estauroлита. ZTR = Somatória de zircão, turmalina e rutilo.

	Amostras	Zir	Tur	Cia	Rut	Est	Opaco	Transparente	ZTR
Cenozóico	PJ-8	63,4	16,4	0,7	4,5	14,9	79,6	20,4	84,3
	PJ-7	67,4	5,6	2,1	4,2	20,8	74,1	25,9	77,1
	PJ-6	71,1	6,3	3,5	4,9	14,1	73,4	26,6	82,4
	Média	67,3	9,4	2,1	4,5	16,6			
Fm. Alter do Chão	PJ-5	60,6	16,1	1,3	2,6	19,4	78,9	21,1	79,4
	PJ-4	78,2	12,9	0,8	4,0	4,0	65,8	34,2	95,2
	PJ-3	79,0	10,5	2,8	2,8	4,9	63,4	36,6	92,3
	PJ-2	77,5	15,2	2,0	2,0	3,3	66,7	33,3	94,7
	PJ-palino	60,4	24,5	2,8	4,7	7,5	69,6	30,4	89,6
	PJ-1	59,7	26,1	3,4	4,2	6,7	67,9	32,1	89,9
	Média	83,1	21,1	2,6	4,1	9,2			
Cenozóico	AC-8-STM	71,8	19,4	0,8	0,8	7,3	66,4	33,6	91,9
	AC-7-STM	72,0	15,3	0,7	0,7	11,3	65,5	34,5	88,0
	AC-6-STM	76,0	14,7		3,9	5,4	65,0	35,0	94,6
	AC-5-STM	74,1	15,1		0,7	10,1	67,8	32,2	89,9
	Média	73,5	16,1	0,4	1,5	8,5			
Fm. Alter do Chão	AC-4-STM	87,5	9,2		1,7	1,7	85,8	14,2	98,3
	AC-3-STM	86,4	9,8	0,8	2,3	0,8	76,9	23,1	98,5
	AC-2-STM	94,4	4,0		0,8	0,8	80,6	19,4	99,2
	AC-1-STM	92,4	3,1	0,8	0,8	0,8	76,2	23,8	96,2
	Média	90,2	6,5	0,4	1,4	1,0			

A assembléia de minerais pesados apresenta elevada maturidade composicional, com índice ZTR em média de 93%. Minerais menos estáveis provavelmente foram dissolvidos em função de intenso intemperismo que afetou os depósitos de Fm. Alter do Chão. Cianitas são mais frequentes em arenitos grossos e conglomerados (*lags*) do que em arenitos finos a médios mostrando o papel da granulometria no fracionamento deste mineral (Rittenhouse, 1943). Zircão e turmalina exibem, em parte, grãos arredondados a subarredondados que apontam origem (multi)cíclica. Já os grãos euédricos destes minerais indicam origem primária a partir de rochas ígneas/metamórficas. A contribuição de fontes ígneas é também evidenciada por grãos euédricos de zircão com zoneamento concêntrico (Corfu *et al.* 2003). Rutilo é mineral típico de rochas metamórficas (xistos, gnaisses e anfíbolitos) sendo raramente encontrado em rochas ígneas e pegmatitos. Estauroлита é incontestável mineral indicativo de fácies metamórficas de médio a alto grau, presente em micaxistos, granada-xistos e, raramente em paragnaisses pobres em feldspatos. Outro mineral indicativo de fonte metamórficas é a cianita que é a fase estável de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> a pressões altas e ocorre em gnaisses, granulitos e xistos (Mange & Maurer, 1992).

Até o presente momento, os dados obtidos na análise de minerais pesados da Formação Alter do Chão, na região de Alter do Chão, permitem apenas identificar os tipos de rocha-fonte, mas não suas localizações. As questões para trabalhos futuros, portanto, são: identificar a parte do Cráton Amazônico que contribuiu como fonte para os depósitos da Formação Alter do Chão e tentar desvendar a origem de grãos arredondados de minerais ultraestáveis (reciclados e fornecidos por unidades da própria Bacia do Amazonas?).



**Figura 3** - Perfis litoestratigráficos da Fm. Alter do Chão em Santarém com frequências dos minerais pesados, relação transparentes vs opacos e ZTR.

## REFERÊNCIAS

- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds). Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Mineralogical Society of America Geochemical Society. v. 53, p. 469-500.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. p.: 65–145.
- Mange, M. A., Maurer, H. F. W. 1992. Heavy minerals in colour. Chapman & Hall, London.
- Rittenhouse, G. A. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. Geol Soc. America Bull, 54: 1725-1780.
- Scholle, P. A. 1979. A color illustrate guide to constituents, textures, cements and porosity of sandstones and associated rocks. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 201p.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: A. C. Morton, S. P. Todd, P. D.W. Haughton. Development in Sedimentary Provenance Studies, vol. 57. Geological Society Special Publication, p.: 47–54.
- Young, S.W. 1975. Petrography of Holocene fluvial derived from regional metamorphic source rocks. M.Sc. Dissertation, Indiana University, 93p.

## NEOGENE PLANT BIOME EVOLUTION IN THE AMAZON DRAINAGE BASIN: EVIDENCE FROM MARINE WELL-2, FOZ DO AMAZONAS (BRAZIL)

Bogota-A, R. G.<sup>1,2</sup>, Pinto, R. L.<sup>2,3</sup>, Do Carmo, D. A.<sup>2,3</sup>, Chemale, Jr., F.<sup>2,3</sup>, Neto, O.<sup>4</sup>, Soares, E.<sup>4</sup>, Hoorn, C.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics (IBED), University of Amsterdam, Amsterdam The Netherlands; <sup>2</sup>CLIM-AMAZON project; <sup>3</sup>Universidade de Brasília, Brazil; <sup>4</sup>Petroleo Brasileiro SA, Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil; r.g.bogotaangel@uva.nl

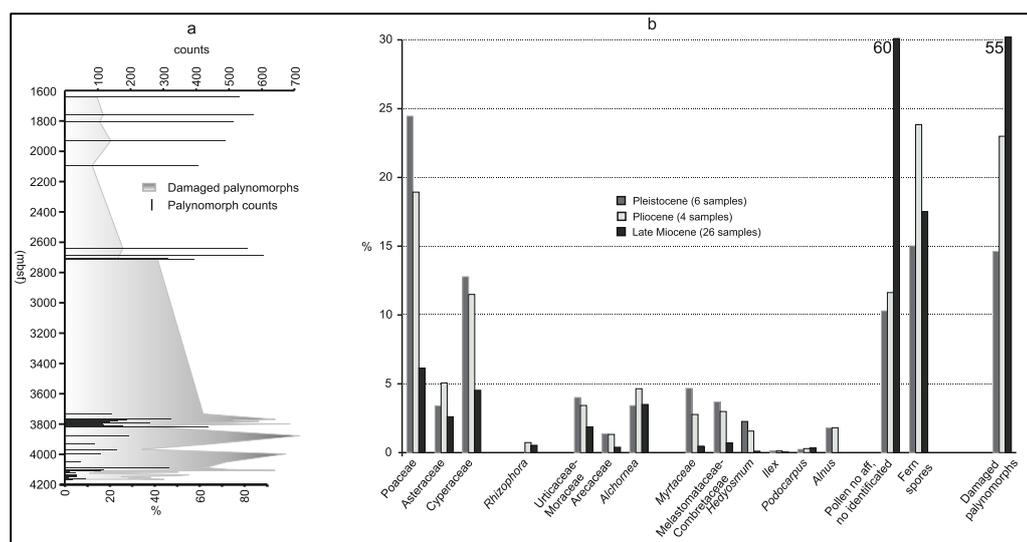
### INTRODUCTION

The Amazon Basin covers a surface of c. 6.915.000 km<sup>2</sup>. This humid and warm region, with different nutrient rich types of soils and geomorphologies, hosts the largest and most species-rich tropical rainforest in the world (Morrison et al. 2001). High species richness resulted from the integrated influence of tectonics and geographical reorganization related to Neogene uplift of the Andes ~23 million years (Ma) ago and climate change (Hoorn et al. 2010). So far pollen records from continental sites (Hoorn 1994, Leite 2006; da Silva et al. 2010) were the only source of information on vegetation development in the Amazon Basin during Neogene. As stratigraphic discontinuities hamper continental records, sediment records in the marine Foz do Amazonas Basin can provide valuable information on evolution of the plant biomes, tectonic and climatic change in the Amazon drainage basin (Carvalho, 1996, Haberle 1997). Palynological data from the fan can also increase the resolution of biostratigraphic frameworks and improve the age model for plant evolution in Amazonia.

The Amazon Fan is one of the largest passive-margin fans on the planet and extends over 700 km seaward of the continental shelf. It constitutes a large mud-rich deposit mostly composed of terrigenous sediments transported by the Amazon fluvial system, and the Andes as prime sediment source (Flood et al. 1995, Figueiredo et al. 2009). Well 2 is a borehole collected on the slope of the Amazon Fan by the Brazilian Oil Company Petrobras. Biostratigraphy, sediment composition and changes in sedimentation rates are discussed in Figueiredo et al. (2009). The nannofossil zonation presented in that work indicates the sediments range in age from early Miocene to Pleistocene age (23 - 0.4 Ma). The change in composition during the middle to late Miocene transition (c. 10.5 Ma) from mainly carbonate to more siliciclastic sediments of Andean source marked the onset of the transcontinental Amazon river and the fan phase. Several ditch cuttings from the upper 4500 m sediments (Well 2) were made available for biotic proxy analysis. In this paper we discuss the initial results of the pollen analysis with emphasis on the interval between 4165 mbsf (onset of the fan) to 3769 mbsf (top of late Miocene). This study forms part of the CLIM AMAZON programme that aims to (1) characterize pollen spectra of the Well 2 to infer changes in floral composition in the Amazon Basin during the last 20 Ma, and (2) to obtain a palynostratigraphy for the Amazon Fan (< 15 Ma) and compare it with the respective for Colombia, Brazil and Venezuela to establish the Amazon rainforest evolution.

### METHODS

Samples for pollen analysis were processed at the Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics (University of Amsterdam, The Netherlands). Treatment of 1-1.5 cm<sup>3</sup>/sample included sodium pyrophosphate, acetolysis and bromoform separation of the inorganic fraction. One tablet of *Lycopodium clavatum* spores was added per sample to estimate pollen concentrations. Microscopic pollen analyses have been performed at 400x magnification. Palynomorph analysis includes pollen, ferns spores, foram linings, and dinocyst. For pollen identification palynological catalogs and data bases are used (i.e. Regali et al., 1974 Roubik & Moreno 1991, Leite 2006, Jaramillo & Rueda 2013). Pollen counts per level have sought to reach at least 200 well preserved pollen grains - ferns pores. A tentative aggrupation of taxa in 3 vegetation types (estuarine, tropical forest, and mountain forest) is based on Haberle (1997), Weng et al. (2004) and Bogota-A (2011).



**Figure 1** - a. Preliminary palynomorph counts compared with proportions of damaged palynomorphs (as proportions of the initial pollen sums) for samples of Well 2 covering the late Miocene to Pleistocene. b. Preliminary main pollen composition per period during the late Miocene, Pliocene and Pleistocene for the Well 2.

## RESULTS AND DISCUSSION

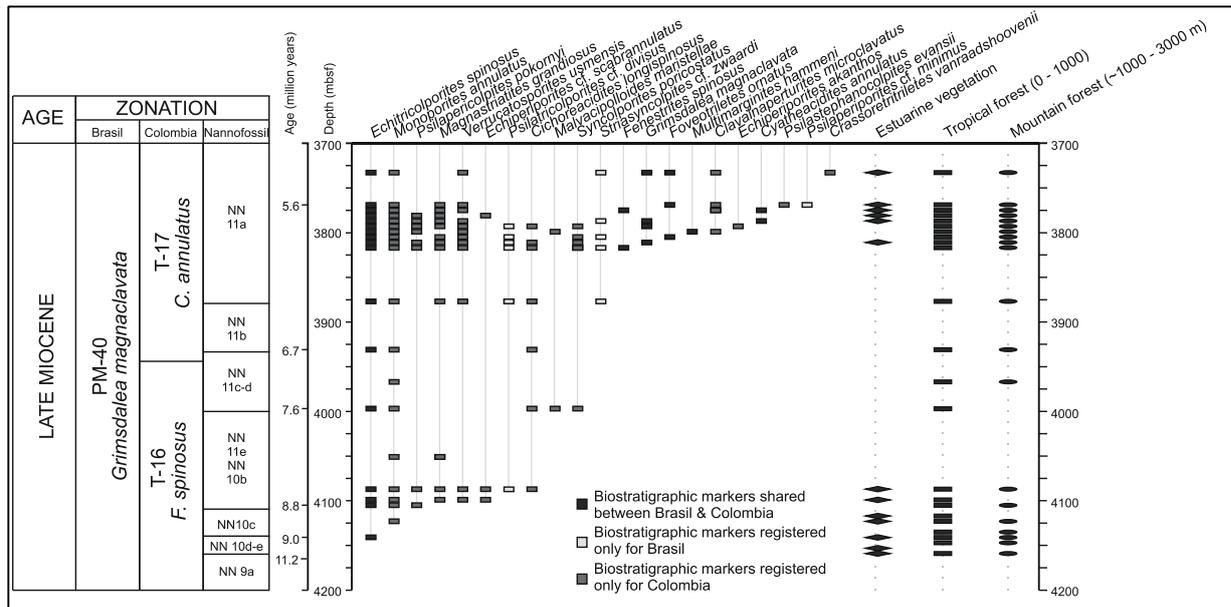
Here we show the preliminary results of 36 levels pollen spectra. Counts of palynomorphs show a decreasing trend with depth-age opposite to the degree of damaged pollen grains (Figure 1a). About 300 pollen and 60 fern spore taxa have been identified. There are still many unidentified palynomorphs. During the onset of the late Miocene dinocysts and form linings are relatively more abundant in relation with the initial pollen sums. This may relate to the relatively low sediment discharge during the pre-Fan phase (prior to 10.5 Ma) and the initial stage of the Fan-phase (c. 10.5 - 7 Ma) (Figuereido et al. 2009). Main pollen spectra for the late Miocene to Pleistocene (Figure 1b) are highly influenced by good pollen producers such as Poaceae, Asteraceae and Cyperaceae (Grabandt 1980). Poaceae and Asteraceae are elements of wide range vegetation types (savannas and tropical alpine treeless vegetation páramos and punas), and are present in aquatic related environments with Cyperaceae. Their signal reflects indistinct vegetation types and particularly those associated to riverine system (Beaudoin et al. 2007). Arboreal pollen taxa or their fossil type associated to tropical and mountain forest such as *Alchornea*, Urticaceae-Moraceae, Arecaeae (palms), Myrtaceae, Combretaceae-Melastomataceae are also important in the section. Fossil pollen with as nearest living relative *Ilex*, *Hedyosmum* and *Podocarpus*, mostly distributed in areas between 1000-3500 m elevations (Bogota-A 2011) occur since late Miocene. *Alnus* a characteristic Andean forest element (Weng et al. 2004) is important in samples of Pliocene and Pleistocene. Estuarine taxa related to *Rhizophora* are mainly present in Pliocene-late Miocene samples.

A preliminary late Miocene biostratigraphic chart of Well 2, composed of 21 taxa, is shown in Figure 2. Markers typical for both, the Colombian and the Brazilian palynological zonation (Regali et al. 1974, Jaramillo et al. 2011), add up to 6, while 12 are only registered for Colombia and 3 are exclusive to Brazil. In this section biostratigraphic markers *G. magnaclavata*, *F. spinosus*, *C. vanraadshooveni*, and *C. annulatus* have a later first appearance datum (FAD) in comparison with the palynological zones for Colombia. A general vegetation development during the late Miocene suggests the presence of tropical forest including *Mauritia* palm forest. Estuarine vegetation developed particularly at the beginning and end of this period. Along this period pollen accumulation of elements such as *Myrica*, Mysinaceae, *Gunnera*, Proteaceae, *Hedyosmum*, *Podocarpus*, and *Ilex* currently associated to Andean forest indicate its development on areas above ~1000 m.

## CONCLUSIONS

Initial results of our pollen analysis of Amazon Fan sediments (late Miocene to Pleistocene ages) show changes in composition indicating changes in the Amazon Basin. A preliminary aggrupation of pollen taxa into main vegetation types suggest that during the late Miocene the Andes already hosted a mountain forest, this considering the occurrence of *Ilex*, *Hedyosmum* and *Podocarpus* as indicators of

Andean forest. Future work will focus on increasing the pollen sum, particularly in the deepest levels of the section, and to detect the influence of climate change across the Neogene-Pleistocene section.



**Figure 2** - Occurrence of biostratigraphic markers in the Amazon Fan (late Miocene) and a comparison with the zonation proposed for Colombia (Jaramillo et al. 2011) and Brazil (Regali et al. 1974) and main regional vegetation pollen composition (occurrence).

## REFERENCES

- Beaudoin, C., Suc, J-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S. 2007. The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments: the example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geobios*, 40: 159-172.
- Bogota-A. R. G. 2011. Pleistocene centennial-scale vegetational, environmental, and climatic change in the Colombian Andes. PhD thesis. University of Amsterdam, Amsterdam, 144 p.
- Carvalho, M. A. 1996. Estudo paleoecológico e paleoclimático, com base em palinologia, aplicado em sedimentos Pleistocenicos e Pliocenicos da Bacia da Foz do Amazonas. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro. 146p.
- Da Silva-Caminha, S. A. F., Jaramillo, C. A., Absy, M. L. 2010. Neogene palynology of the Solimões Basin, Brazilian Amazonia. *Paleontographica*, 283: 1-67.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., Van der Ven, P., Soares, E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon river and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37: 619-622.
- Flood, R. D., Piper, D. J. W., Shipboard Scientific Party, 1995. Introduction. In: Flood, R. D., Piper, D. J. W. Klaus, A. et al., *Proceedings of the ocean Drilling Program, Initial reports*. 155: 5-16.
- Grabandt, R. 1980. Pollen rain in relation to arboreal vegetation in the Colombian Cordillera Oriental. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 29: 65-147.
- Hoorn, C. 1994. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (Middle to Late Miocene, Northwestern Amazonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112: 187-238.
- Hoorn, C. 1997. Palynology of the Pleistocene glacial/interglacial cycles of the AmazonFan (Holes 940A, 944A, and 946A) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 937-409.
- Hoorn, C., Wesselingh, F. P., Ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartin, I., Sanchez-Mesenguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330: 917-931.
- Jaramillo, C.A., Rueda, M., Torres, V. 2011. A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos foothills of Colombia. *Palynology*, 35: 46-84.
- Jaramillo, C., Rueda, M. 2013. A morphological electronic database of Cretaceous-Tertiary and extant pollen and spores from Northern South America. <http://biogeodb.stri.si.edu/Jaramillo/palynomorph/>.

- Leite, F. P. R. 2006. Palinologia da Formação Solimões, Neógeno da bacia do Solimões, Estado do Amazonas, Brasil: implicações paleoambientais e bioestratigráficas. PhD Thesis Universidade de Brasília. Brasil. 128 p.
- Morrison, J. C., Olson, D. M., Loucks, J.C., Dinersatein, E., Allnut, T. F., Wikramanayake, E. D., Ricketts, T. H., Burgess, N. D., Kura, Y., Powell, G. V. N., Maloreux, J. F., Underwood, E. C., Wettengel, W. W., D'Amico, J. A., Hedao, P., Itoua, I., Kassem, K. R., Strand, H. E. 2001. Terrestrial ecoregions of the world: a new map of life on earth. *BioScience*, 51: 933-938.
- Regali, P. S. P., Uesugui, N., Santos, A. S. 1974. Palinologia dos sedimentos mesoceno-zóicos do Brasil (II). *Boletim Técnico da Petrobras*, 16: 263-301.
- Roubik, D. W., Moreno P., J. E. 1991. Pollen and spores of Barro Colorado Island. *Monographs in Systematic Botany*. Missouri Botanical Garden, 36: 1-268.
- Weng, Ch., Bush, M. B., Silman, M. R. 2004. An analysis of modern pollen rain on an elevation gradient in Southern Peru. *Journal of Tropical Ecology*, 20: 113-124.

## MINERAIS PESADOS DE UM CORPO ARENOSO DA FORMAÇÃO AREIAS BRANCAS LOCALIZADO AO SUL DO ESTADO DE RORAIMA

Bruno Machado de Souza e Emílio Alberto Amaral Soares

Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, UFAM - Campus Universitário, Caixa Postal: 69077-000, Manaus – AM;  
brunoms\_16@hotmail.com; easoares@ufam.edu.br.

### INTRODUÇÃO

Os minerais pesados, acessórios das rochas sedimentares, apresentam densidade elevada ( $>2,9$  g/cm<sup>3</sup>) e são importantes indicadores dos processos de sedimentação, sendo utilizados em estudos de proveniência, correlação estratigráfica e dispersão sedimentar em depósitos sedimentares em diversos depósitos do Brasil (LIMA 2010; MOTTA, M. B. 2008; OCHA 2010; POTTER & FRANZINELLI 1983 E 1985; SILVA 1999; SANTOS 2012) e do mundo (KRUMBEIN & PETTIJOHN, 1983; KRUMBEIN & SLOSS, 1956; MORTON & HALLSWORTH 1994; TOMAZELLI, 1978; MEZZADRI & SACCANI, 1989; CALLIARI *et al* 1990).

Na Amazônia, o estudo com minerais pedados ainda é pouco utilizado nos depósitos sedimentares, como nas paleodunas arenosas da Formação Areias Brancas, que apresentam distribuição irregular no Estado de Roraima. Estes corpos estão sobrepostos discordantemente às unidades de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas (Grupo Cauarane, Suíte Metamórfica Rio Urubu, Suíte Intrusiva Serra da Prata, Suíte Intrusiva Mucajaí, Complexo Vulcânico Apoteri, Formação Serra do Tucano e Formação Boa Vista) (REIS *et al* 2002, RICKER & HORBE 2007). Um depósito desta unidade, de ocorrência restrita no nordeste do Estado de Roraima foi datado pelos método de luminescência de cristais e indicou idades entre 32,6 mil e 7,8 mil anos AP (CARNEIRO *et al* 2003). Este dado geocronológico permite sugerir a presença de corredores de ação eólica, durante o último período glacial, com predominância de clima mais seco e sazonal.

Em função da carência de estudos sedimentológicos e estratigráficos detalhados dos corpos arenosos da Formação Areias Brancas, este projeto de PIBIC visou a caracterização qualitativa e quantitativa dos minerais pesados de um corpo arenoso desta formação, aflorante ao Sul da cidade de Boa Vista, na porção nordeste do Estado de Roraima.

### MATERIAS E MÉTODO

No estudo do corpo arenoso da Formação Areias Brancas foi utilizado imagens Premium do Google Earth-Pro (2012) adquiridas no CPRM e imagens LANDSAT 5 TM (Bandas 3, 4 e 5) adquiridas no site do INPE. Os dados foram tratados no programa ArcGis 10.1. Os trabalhos de campo para coleta de amostras foram realizados em 2010, e as amostras foram guardadas no laboratório de Sedimentologia. Nas análises sedimentológicas foram utilizadas 5 amostras arenosas (PSG-08 A, B e C; PSG-14; PSG-15; PSG-16; PSG-26 A e B). As amostras foram pesadas, lavadas, colocadas para secagem e separadas no intervalo granulométrico de 0,125 - 0,062 mm. Os resultados granulométricos foram tratados no programa estatístico SysGran 3.0. A separação de grãos de minerais pesados foi efetuada por meio da utilização de bromofórmio. O concentrado de minerais pesados foi submetido à separação magnética e posteriormente, foram confeccionadas lâminas com os grãos obtidos. A descrição petrográfica das lâminas de grãos consistiu de análise qualitativa e quantitativa. A análise quantitativa foi realizada com base no método de contagem por linha (GALEHOUSE, 1969), contando-se de 100 a 300 grãos/lâmina. As Lâminas foram descritas no Laboratório de Microscopia do DEGEO e os resultados obtidos foram interpretados e comparados com dados geológicos regionais.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

O corpo arenoso, foco deste estudo, localiza-se no, a sul da cidade de Boa Vista e encontra-se inserido na denominada Formação Areias Brancas (Quaternário). O corpo arenoso apresenta maior comprimento na direção NNE-SSW, com cerca de 8 km de extensão, 3 km de largura e 20 metros de altura (REIS *et al* 2002). A análise geomorfológica deste corpo arenoso de dunas permitiu subdividi-lo em duas partes distintas, interna e externa. A parte interna apresenta dunas com cristas em formas de “U” e “V”, alinhadas na direção NE-SW, sendo recoberta por vegetação rasteira (tipo gramínea) (Figura 1). Entre as

dunas ocorrem lagos arredondados e irregulares. A porção externa do corpo arenoso mostra-se recoberta por vegetação de médio porte, dificultando a identificação das feições geomorfológicas.



**Figura 1** - Localização do corpo arenoso da Formação Areias Brancas, dos pontos estudados (sigla PSG) e da subdivisão das áreas. Fonte: Google Earth (2012).

O corpo arenoso é constituído de areias quartzosas maciças, de coloração creme a esbranquiçada, de granulometria média a muito fina, secundariamente, com granulometria grossa. Os grãos são bem selecionados e variam de subarredondados a arredondados. A assembleia de minerais pesados transparentes encontrados é constituída principalmente de Zircão, Turmalina e Sillimanita, e de forma mais restrita o Rutilo, Estauroлита, Topázio, Clorita, Topázio, Anfibólio, Cianita, Monazita, Epidoto e Granada (Figura 2). Estes minerais apresentam formas variadas, desde minerais euédricos até esféricos, com predominância de minerais euédricos-subangulosos e subarredondados.

## CONCLUSÕES

No corpo arenoso da Formação Areias Brancas, situado ao sul da cidade de Boa Vista, foi identificada a assembleia de minerais pesados divididas em dois grupos: minerais essenciais (Zircão, Turmalina e Sillimanita) e minerais de ocorrência mais restrita (Rutilo, Estauroлита, Topázio, Clorita, Anfibólio, Cianita, Monazita, Epidoto e Granada). Os dados qualitativos e quantitativos desta assembleia são indicativos de fonte ígnea e metamórfica. O Zircão, Turmalina e Sillimanita são minerais de rochas ígneas e metamórficas, provenientes do Grupo Cauarane, Suíte Intrusiva Serra da Prata, Suíte Intrusiva Mucajaí e Suíte Metamórfica Rio Urubu. A Sillimanita, Estauroлита, Granada e Cianita são minerais índices de metamorfismo sendo provenientes do Grupo Cauarane e Suíte Metamórfica Rio Urubu.

Os minerais identificados foram subdivididos em minerais ultraestáveis-estáveis (Zircão, Turmalina, Rutilo e Estauroлита) cujos quais são muito resistentes, podendo resistir a vários ciclos de retrabalhamento de sedimentos e minerais instáveis (Sillimanita, Cianita, Epidoto, Granada e Clorita). A forma apresentada pelos grãos, as quais variam desde minerais euédricos a esféricos, indicam fontes próximas e fontes distais da área de sedimentação.

A presença de minerais instáveis e a forma subedral-angulosa na assembleia mineral determinam depósitos recentes com fontes próximas e minerais ultraestáveis com formas esféricas caracterizam fontes distais da área em estudo.



**Figura 2** - Assembléia dos minerais pesados identificados no corpo arenoso da Formação Areias Brancas, Boa Vista-Roraima. A assembléia constitui-se de Zircão, Turmalina, Sillimanita, Estauroлита, Rutilo, Cianita, Topázio, Anfibólio, Clorita, Apatita, Monazita, X1(Turmalina?), X2 (Quartzo?), Epidoto, Titanita, Granada e Augita.

## REFERÊNCIAS

- Carneiro Filho, A., Tatumi, S. H., Yee, M. 2003. Dunas fósseis na Amazônia. Revista Ciência Hoje. Vol.3.n.191.p.24.
- Machado, D. A. M. 2009. Proveniência de Sedimentos da Bacia de Curitiba por estudo de Minerais Pesados. Revista Brasileira de Geociências, Volume 42, 2012, p. 563-572.
- Galehouse, J. S. 1969. Counting grain mounts: number percentage vs number frequency Journal of Sedimentary Petrology, 39:812-815.
- Morton, A. C., Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. In: Nascimento, M. S., Góes A. M. Distribuição Estratigráfica e Proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do Rio Capim, sul da sub-bacia de Cameté. Revista Brasileira de Geociências, Volume 35, 2005, p. 49-58.
- Motta, M. B. 2008. Proveniência da Formação Içá e de sedimentos recentes do rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru – Amazonas. p.113. Dissertação de mestrado.
- Ocha F. L. 2010. Análise de minerais pesados aplicada ao mapeamento geológico na Bacia Paraíba. Dissertação (mestrado), IGC/USP. São Paulo.
- Potter, P. E., Franzinelli, E. 1985. Areias recentes dos rios da bacia amazônica: Composições petrográficas, textural e química. Revista Brasileira de Geociências. nº 15. v 3. p 213 – 220.
- Lima, F. J. C., Motta, M. B., Riker, S. R., Silva, D. P. B. 2011. Minerais pesados em sedimentos recentes, Ilha do Pesqueiro, região de Manacapuru – Amazonas. 12º Simpósio de Geologia da Amazônia - Boa Vista - Roraima.
- Reis, N. J., Gomes De Faria, M. S., Maia, M. A. M. 2002. O quadro Cenozóico da porção norte-oriental do estado de Roraima. In: Contribuições à Geologia da Amazônia, vol.3. p. 259. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NO). Belém, Pará, Brasil.
- Riker, S. R. L., Horbe A. M. C. 2007. Sedimentos holocênicos da região de Boa Vista, Roraima, para indústria de cerâmica vermelha. In: Contribuições à Geologia da Amazônia, vol.5. p. 101-112.
- Santos, F. B. 2012. Análise Estratigráfica da Sequência Sedimentar Proterozóica-Cretácea da região de Presidente Figueiredo com base no estudo de Minerais Pesados. Projeto de Iniciação Cinetífica (PIBIC). Relatório Final. p. 9-13. Manaus-AM.
- Silva, M. G. 1999. Caracterização de Minerais Pesados ao longo do rio piranhas-açu/RN: Distribuição e proveniência. Dissertação (mestrado) n.12/PPGG. Natal-RN.

## COMPOSIÇÃO E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RIO MARIA, LESTE DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, CRÁTON AMAZÔNICO

Camila V. Oliveira<sup>1</sup> e Marivaldo S. Nascimento<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG-UFGA, GEOCIAM. - kmilaviol@hotmail.com  
<sup>2</sup>UFSC, Grupo de Análise de Bacias (ANBA), GEOCIAM, Brasil- marivaldo.nascimento@ufsc.br

### INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares pré-cambrianas são importantes componentes litoestratigráficos do Cráton Amazônico e registram parte importante da história paleogeográfica, tectônica e paleoambiental, deste cráton que é considerado uma das mais importantes unidades geotectônicas da Plataforma Sul-Americana (Fig. 1A). A Formação Rio Maria compreende uma sucessão siliciclástica fluvio-deltáica arqueana depositada em um mar epicontinental (NASCIMENTO *et al.*, 2012) na borda leste da Província Amazônia Central (Fig. 1B) e ocorre sobre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM), sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 1C). O Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria compreende faixas de *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas (2,97 a 2,90 Ga; MACAMBIRA, 1992; PIMENTEL & MACHADO, 1994; SOUZA, 1994) que são intrudidos por granitóides arqueanos (associações TTG, associações sanukitóides e leucogranitóides de afinidade cálcico-alcalina), originados entre 2,98 e 2,86 Ga, sobre os quais está disposta a Formação Rio Maria (NASCIMENTO *et al.*, 2012). Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos da Suíte Jamon (DALL'AGNOL *et al.*, 2005; OLIVEIRA, 2006; AVELAR, 1996) são intrusivos nessas unidades estratigráficas (MACHADO *et al.*, 1991; DALL'AGNOL *et al.*, 1999c). A Faixa Araguaia ocorre no limite leste do TGGRM e é formada pelos grupos Estrondo (Formação Morro do Campo) e Tocantins (formações Pequiizeiro e Couto Magalhães), além de granitos de 655 Ma (MOURA & GAUDETTE, 1999). Este trabalho aborda a proveniência da Formação Rio Maria com base na geoquímica de arenitos, coletados em afloramentos do flanco norte do Sinclínório de Rio Maria (Fig. 1C).

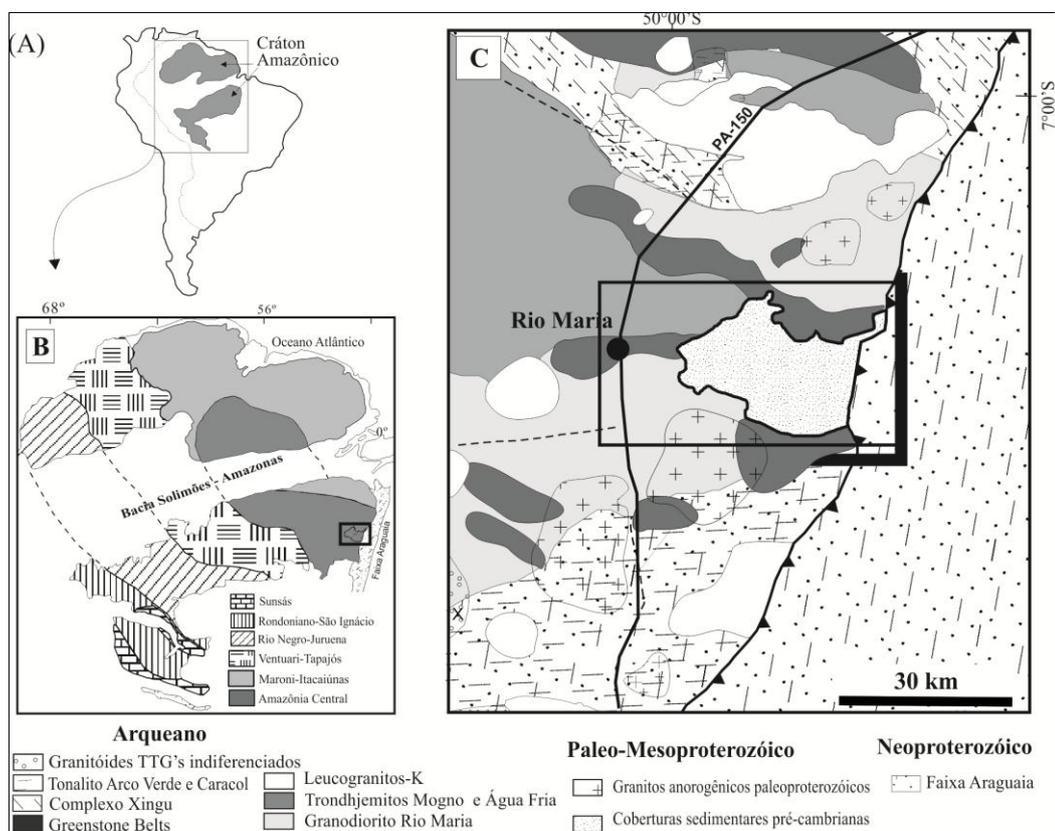


Figura 1. (A) Localização do Cráton Amazônico na Plataforma Sul-Americana; (B) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari & Macambira, 2004); (C) Sinclínório de Rio Maria no contexto do Terreno Granito Greenstone de Rio Maria (TGGRM).

## MÉTODOS

A petrografia foi conduzida em seções delgadas em microscópio petrográfico para descrição dos componentes do arcabouço segundo os critérios de Dickinson (1985) e a classificação dos arenitos foi realizada em diagrama de Dott (1964) a partir da contagem de 600 grãos/lâmina, segundo Gazzi-Dickinson. Os dados modais foram plotados no diagrama de proveniência de Dickinson (1985). Os dados químicos em rocha total foram obtidos em 19 amostras de arenito com ICP-MS e interpretados em diagramas de Bhatia (1983), Roser & Korsch (1988) para discutir ambiente tectônico. As técnicas de preparação de amostras são descritas em Garbe-Schönberg (1993). O padrão de Terras Raras (ETR) foi utilizado como indicador de proveniência. O grau de intemperismo químico foi avaliado pelo Índice de Alteração Intempérica (CIA-*Chemical Index of Alteration*; NESBITT & YOUNG, 1982).

## RESULTADOS

### Composição dos Arenitos

Os arenitos da Formação Rio Maria são caracterizados pela abundância de quartzo, ocorrências de feldspatos e fragmento líticos. São mineralogicamente supermaturados, com altas razões Qm/Qp, onde o quartzo monocristalino (Qm) perfaz mais de 95%. Variam de fino a grosso, sendo constituídos basicamente de quartzo (Q: 62-100%), feldspato (F: <6%), fragmentos líticos (L: 1-6%), além de minerais acessórios e cimento de sílica (C). O contato entre os grãos varia de longo a suturado, eventualmente pontual. A porosidade intergranular (primária) reliquiar encontra-se preenchida por cimento de sílica. A matriz (M), quando presente é argilosa e representa cerca de 1-10% do arcabouço. O cimento de sílica ocorre na forma da sobrecrescimento sintaxial e epitaxial, às vezes facilmente reconhecido pela presença de filmes de óxido de ferro no contato grão-cimento. As composições modais se distribuem no campo do quartzo-arenito, com exceção de duas amostras (ambiente fluvial) que plotam nos campos do litarenito e na interface do campo do subarcóseo-quartzarenito (Fig. 2A). Predominam quartzo monocristalino (Qm) e policristalinos (Qp), angulosos a subangulosos, com exibindo extinção ondulante. O Qm têm formas angulosa a subangulosa, equidimensionais, com extinção reta a ondulante (Fig. 2B-C). Trilhas de inclusões minerais e fluídas são frequentes. O Qp é constituído de cristais com contatos suturados (Fig. 2B). Feldspatos (ortoclasio) têm forma arredondada e esporádicas ocorrências de microclínio (Fig. 2C). Os fragmentos de metapelitos, metarenitos, arenitos finos e *chert* ocorrem nos arenitos fluviais, e são anguloso e exibem feições de deformação intraestratal (Fig. 2D).

### Geoquímica

Os arenitos fluviais e deltaicos apresentam concentrações elevadas de SiO<sub>2</sub> (86 a 96%) e os arenitos deltaicos valores de SiO<sub>2</sub> (52 a 96%). Os arenitos distais, onde predomina sedimentação pelítica, são mais ricos em Al, Fe e K em função da presença de argilominerais e feldspatos. As concentrações de TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO e K<sub>2</sub>O são relativamente baixas assim como CaO e Na<sub>2</sub>O (<0,01). Os arenitos finos da fácies de frente deltaica apresentam concentrações de TiO<sub>2</sub> em torno de 0,16-0,88% e de K<sub>2</sub>O 2,07-5,96%. Enriquecimento em Rb, Th, U, Y, Co, Ni, V e Ba nos arenitos deltaicos foi identificado. Os arenitos fluviais são empobrecidos em Rb, Sr e Th. Assim como, as concentrações de ambos os elementos HFSE (Elementos de Alto Campo de Força- Zr, Hf, Nb e Y) e os ETT (Elementos Traços de Transição- Sc, V, Cu, Co, Ni) são mais baixos que na UCC. As concentrações de ETR são mais baixas nos arenitos da Fm. Rio Maria comparados com UCC ( $\Sigma ETR = 184$ ) e a anomalia do Eu é predominantemente negativa.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os arenitos da Formação Rio Maria apresentam elevada maturidade mineralógica e baixa maturidade textural (Fig. 2). Areias quartzosas, com partículas angulosas são provenientes de crátons (DICKINSON, 1985), regiões com relevo aplainado onde ocorre uma grande variedade de rochas como granitos, gnaisses, metassedimentares, como também sedimentos de plataforma associada. A composição modal dos arenitos plota no campo da proveniência de blocos continentais, onde os sedimentos têm maior tempo de residência, ficando mais expostos ao intemperismo antes de serem inseridos no sistema de dispersão sedimentar.

No diagrama discriminante (ROSER & KORSCH 1988) as amostras plotam no campo de proveniência sedimentar quartzosa, que indica contribuição de fontes em ambiente tectônico de margem passiva (BATHIA, 1983), onde a contribuição de rochas graníticas-gnáissicas ou sedimentar são importantes. Segundo Dickinson (1985) sedimentos produzidos nestas regiões podem ser ricos em

feldspatos e minerais pesados instáveis (anfíbólio e piroxênio), entretanto a exposição prolongada destas partículas ao intemperismo químico e o baixo gradiente topográfico favorece sua dissolução, gerando areias de alta maturidade mineralógica e baixa maturidade textural.

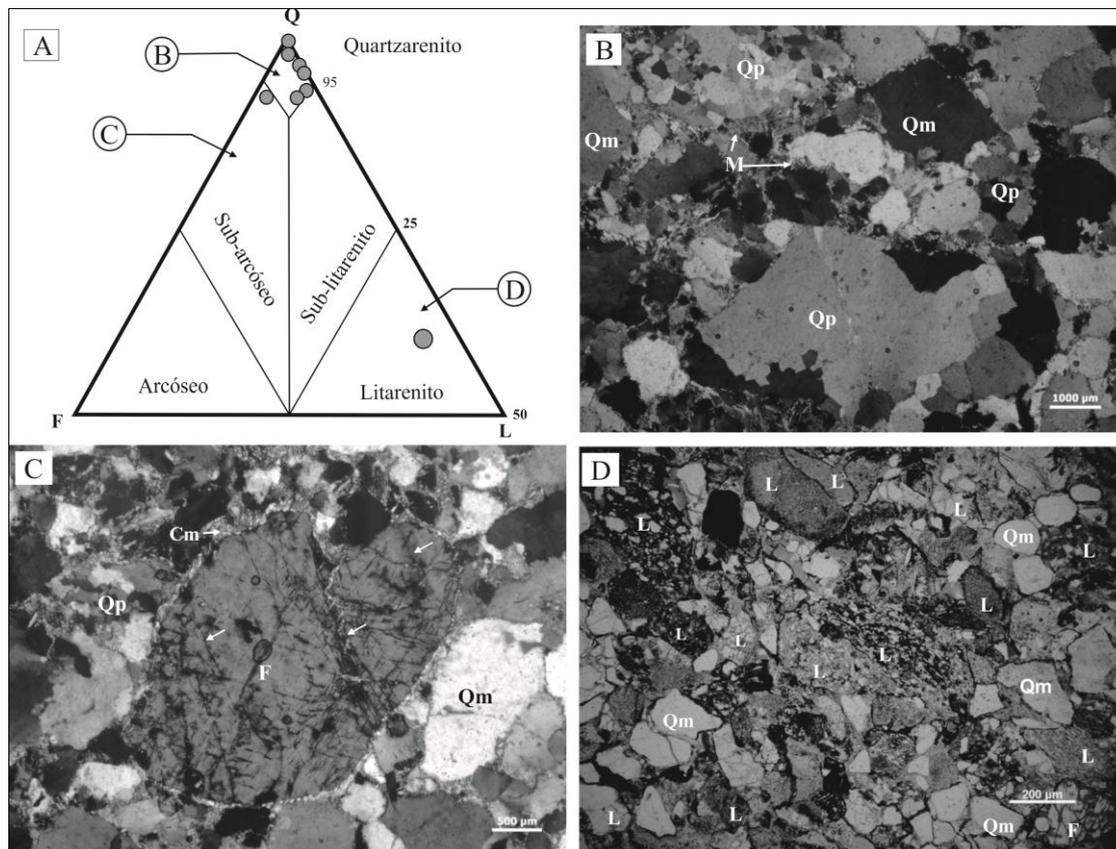


Figura 2. (A) Classificação dos arenitos no Diagrama de Dott (1964); (B) quartzarenito com os grãos de quartzo (Qp), (Qm) e matriz (M); (C) subarcóseo com feldspato (F) arredondado coroadado por franjas de illita, associado com cimento de caolinita (Cm); e (D) litarenito com fragmentos de sedimentares e metasedimentares (L).

O empobrecimento em elementos traços nos arenitos sugere também fonte quartzosa e félsica. O Sr, Sc e V mostram correlação negativa com  $\text{SiO}_2$ , ao passo que Rb e Zr e Hf mostram tendência de aumento com  $\text{SiO}_2$ , indicando forte associação com fonte quartzosa. Altos teores de Rb, Ba, Th, U, Y, Co, Ni e V, são atribuídos a rochas félsicas e aos seus produtos de intemperismo. Os valores de Co, Ni e V refletem a heterogeneidade da área-fonte, corroborado pelo diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (MCLENNAN *et al.* 1993). Os diferentes padrões nas razões Th/Sc e Zr/Sc são atribuídos a rochas-fonte félsicas e recicladas. Estas razões concentram-se na interface manto-crosta, inerente ao campo de rochas-fonte da série TTG. Já o *trend2*, plotam exclusivamente na porção corresponde a UCC, sugerindo fontes graníticas com leve contribuição de fontes areníticas proterozóicas (Fig.3).

As relações Co/Th dos arenitos são inferiores e superiores à UCC, também sustentam tal afirmação. Outro diagrama de discriminação proposto por Taylor & McLennan (1985) também é usado para discriminar a proveniência, demonstrando que os arenitos plotam em todos os campos de discriminação, não sendo possível uma boa correlação. Além disso, uma maior proveniência félsica é suportada pelo diagrama Hf-La/Th (FLOYD & LEVERIDGE, 1987). Assim como nos elementos maiores, estudos demonstraram que os elementos traços, também podem ser afetados pela ação do tempo, seleção hidráulica e processos diagenéticos, e em certas situações, tanto a assinatura da rocha fonte quanto a “memória tectônica” dos sedimentos podem ser perdidas (NESBITT, 1979; CULLERS *et al.*, 1987; BANFIELD & EGGELTON, 1989; MILODOWSKI & ZALASIEWICZ, 1991; CRICHTON & CONDIE, 1993; BOCK *et al.*, 1994; CONDIE *et al.*, 1995). Estas modificações dependem dos minerais em que estes elementos-traços são hospedados. Além disso, a escolha de granulação grossa (fração areia) das rochas deste estudo

aumenta a possibilidade de que as concentrações de minerais pesados poderiam afetar significativamente a composição química das rochas.

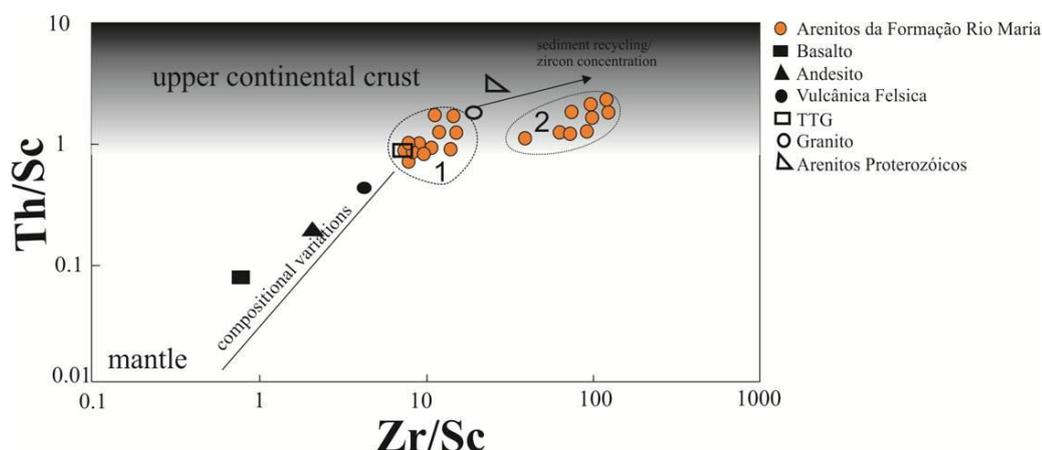


Figura 3. Diagrama de McLENNAN et al. (1993) para os Arenitos da Formação Rio Maria.

Os padrões de distribuição dos ETR apresentam anomalia negativa de Eu e altas razões de ETRL/ETRP correspondente a fontes félsicas. Algumas amostras demonstram baixas razões, com anomalia de Eu menos pronunciada. Segundo McLennan *et al.* (1980), a anomalia negativa do Eu pode ser gerada durante eventos de fusão parcial ou cristalização fracionada a baixas profundidades (menos de 40 km). Segundo Nance & Taylor (1977), baixa depleção de ETR e anomalia positiva corresponde a litologias de *greenstone belts*, enquanto rochas mais evoluídas, normalmente apresentam altas razões ETRL/ETRP e anomalia negativa Eu mais significativa (CULLERS, 1994; GRAF, 1983). A maturidade mineralógica das rochas analisadas também é consistente com uma fonte plutônica félsica ou sedimentar retrabalhada.

Dados petrográficos e geoquímicos indicam fontes potencialmente atribuídas ao Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, que constitui a terminação leste da Província Amazônia Central, no sudeste do Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS

- Bhatia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91, 611–627.
- Bhatia, M. R., Crook, K. A. W. 1986. Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Min. Petrol.*, 92, 181–193.
- Condie, K. C., Dengate, J., Cullers, R. L. 1995. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the front range, Colorado, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 279–294.
- Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Netherlands, p. 333-361
- DOTT R. H. 1964. Wacke, greywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Jour. Sediment. Petrol* (34): 625.
- Floyd, P. A., Shail, R., Leveridge, B. E., Franke, W. 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In A. C. Morton, S. P. Todd, P. D. W. Haughton (eds): *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, Geological Society Special Publication, 57, 173-188.
- Garbe-Schönberg, C. D. (1993). Simultaneous determination of 37 trace elements in 28 international rock standards by ICP-MS, *Geostand. Newsl.*, 17, 81–93.
- Macambira, M. J. B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar ET croissance de La croûte continentale dans l'Amazonie Du sud-est; exemple de La région de Rio-Maria, Província de Carajás, Brésil. Doctor Thesis, University of Montpellier II, Montpellier, 212 p
- McLennan, S. M.; Hemming, S.; Mcdaniel, D. K., Hanson, G. N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (Eds M.J. Johnsson and A. Basu), *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 284, 21–40.

- Nascimento, M. S., Oliveira, C. V., Althoff, F. J. 2012. Ambiente flúvio-deltáico influenciado por maré e tempestade da Formação Rio Maria, leste da Província Carajás (SE) do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* 42(4): 646-662.
- Nesbitt, H. W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, 206–210.
- Oliveira, M. A., Dall’agnol, R., Althoff, F. J. 2006. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com as demais ocorrências no terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (2), 313-326.
- Roser, B. P., Korsch, R. J. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *J Geol* 1986; 94:635-50.
- Tassinari, C. C. G.; Macambira, M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazonico. In: Mantesso – Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471-486.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.

## ANÁLISE PETROGRÁFICA E PALEONTÓLOGICA DA FORMAÇÃO NOVO REMANSO, REGIÃO DO BAIXO RIO NEGRO, AMAZÔNIA CENTRAL

Cyntia Beatriz da Costa Lima, Carlos Alejandro Salazar, Emilio Alberto Amaral Soares, Valquíria Porfiro Barbosa

Universidade Federal do Amazonas; cyntia\_bia@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, a identificação de unidades sedimentares neógenas tem sido motivo para controvérsias na carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. O posicionamento estratigráfico destas unidades, que tem sido englobado informalmente na Formação Novo Remanso (Rozo 2004, Soares 2007), tem sido dificultado pela escassez de fósseis. Nas regiões de Itacoatiara e Manacapuru, a leste e a oeste de Manaus, respectivamente, a Formação Novo Remanso apresenta pouca espessura aflorante (15 a 20 m), sendo constituída de arenitos, pelitos e conglomerados e delimitada por superfícies de discontinuidades (Dino *et al.* 2012). Em furos de sondagens da Ponte do Rio Negro, foram encontrados camadas decimétricas e descontínuas de arenitos e pelitos cinza, atribuídos a Formação Novo Remanso, sobrepostos aos arenitos e pelitos da Formação Alter do Chão (Cretáceo), Barbosa, (2011). Como objetivo geral, neste trabalho realizou-se a descrição petrográfica e paleontológica da Formação Novo Remanso (arenitos e pelitos fossilíferos) que ocorrem na margem esquerda do Rio Negro, ao sul de Manaus, (fig.1), visando a classificação das rochas sedimentares quanto aos aspectos granulométricos, texturais, estruturais, bem como a descrição de fósseis e icnofósseis encontrados na unidade em estudo, para identificação taxonômica e avaliação do potencial paleo-ecológico.

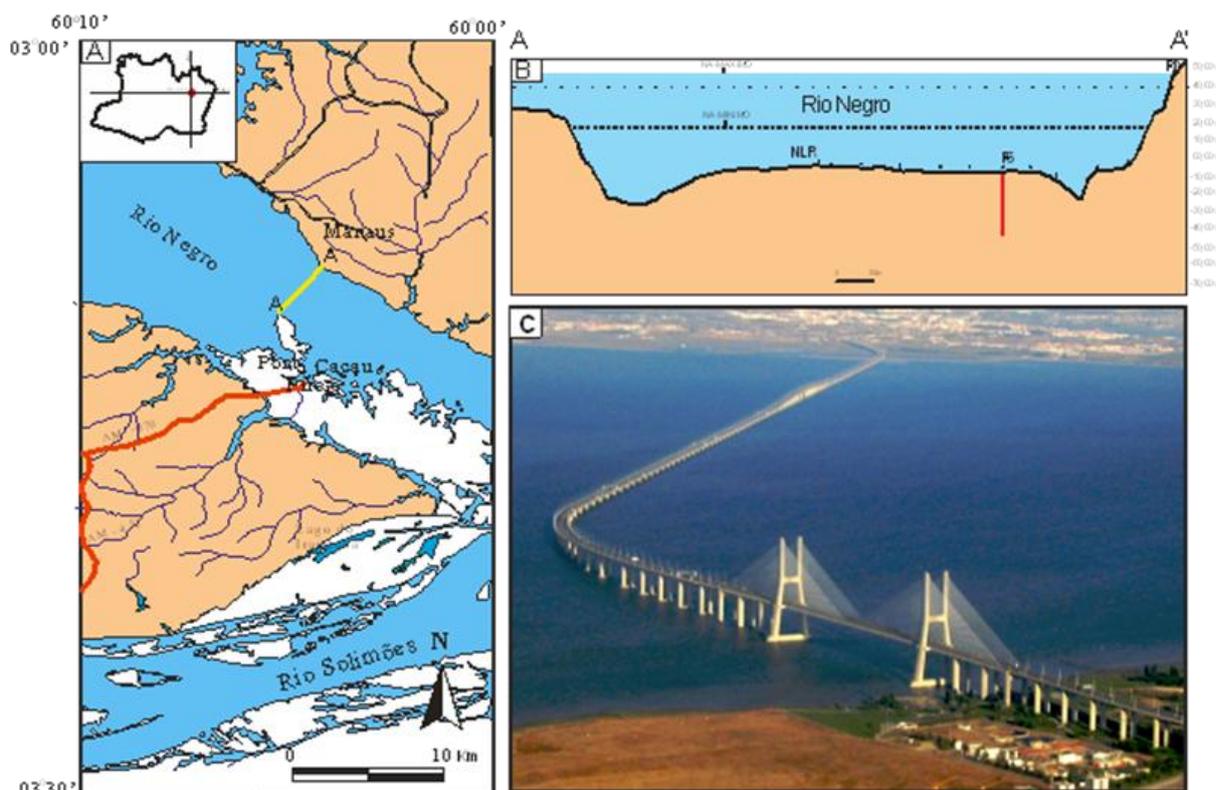


Figura 1 - Mapa geológico com a localização da Ponte do Rio Negro, a sudoeste de Manaus. Mapa confeccionado a partir da imagem RADARSAR-SIPAM plataforma R99-B, banda L, com 6 m de resolução espacial. B) Seção transversal A-A' com a localização do furo de sondagem F-6. C) Vista da ponte do Rio negro.

## MÉTODOS UTILIZADOS

Foram utilizados os seguintes métodos neste trabalho:

- Pesquisa bibliográfica: compreendeu a análise do acervo bibliográfico existente sobre a petrografia sedimentar, sedimentação, paleontologia da Amazônia e registros fossilíferos do Mioceno, visando à comparação com outras regiões. Salienta-se que os trabalhos realizados na Formação Novo Remanso, com foco paleontológico se baseiam em evidências palinológicas.
- Descrição macroscópica: foram descritas macroscopicamente 09 amostras provenientes do mesmo furo de sondagem (F-6), enfatizando os parâmetros de cor, granulometria, estruturas sedimentares, feições biogênicas, conteúdo fossilífero.
- Descrição microscópica: levou em conta as feições texturais e estruturas encontradas, bem como as porcentagens dos grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha para classificação no diagrama de Pettijohn (1987), sendo descritas 7 lâminas delgadas, sendo 5 de arenitos e 2 de pelitos. As lâminas foram confeccionadas e descritas nos laboratórios de Laminação e Microscopia do DEGEO/UFAM.
- Análise paleontológica: a classificação dos fósseis se baseou na sua forma geral, venação, simetria e forma do ápice e da base (quando presente), com base no estudo de Cronquist (1981), esses dados serviram de base para ajudar na interpretação do paleoambiente deposicional da Formação Novo Remanso.

## RESULTADOS

Os arenitos e pelitos da Formação Novo Remanso, bem como seu conteúdo fossilífero, foram descritos com base em análises macroscópicas e microscópicas nas tabelas a seguir.

Tabela 1 - Descrição microscópica e seus materiais constituintes de três amostras representativas de arenitos com textura grossa, média e fina que foram analisados (listados nesta ordem).

Composição	Tamanho	Forma	Características
quartzo (96% monocristalino e policristalino)	0,3 a 3,6 mm 1,2 a 9,1mm	Quartzo monocristalino anguloso a subangulosos e clastos policristalinos bem arredondados a subarredondados	Quartzo monocristalino mal selecionado com inclusões de e baixa esfericidade
1% de Feldspato e plagioclásio)	0,24 a 0,35mm	Arredondados a subarredondados	Clastos com baixa esfericidade
1% Fragmentos de rochas sílex, e gnaiss.	0,1 e 1,6mm.	Arredondados a subarredondados	Clastos com Baixa esfericidade
0,5% Micas	0,1 a 0,5 mm	_____	Minerais com aspecto lamelar, baixa esfericidade. Cimento pleocroico de 3ª ordem dominante de tipo ferruginoso
1,5% opacos	0,15 a 0,3mm	Bem arredondados a subarredondados	Baixa esfericidade
96% quartzo (monocristalino) (policristalino)	0,1 a 3,2 mm, e 0,25 a 2,1mm	O monocristalino é subarredondado, o policristalino é anguloso a subanguloso	Mal selecionado com baixa esfericidade
1% Feldspato (microclina e plagioclásio)		Arredondados a subarredondados	Clastos com baixa esfericidade
1% Fragmento de rochas, sílex, pelito e rocha metamórfica.	0,12 a 9 mm	Arredondados a subarredondados	Clastos com baixa esfericidade. Cimentação de 3ª ordem dominante de tipo ferruginoso
1% Micas	0,12 a 0,2 mm	_____	Baixa esfericidade
1% opacos	0,11 a 0,23mm.	Bem arredondados a subarredondados	Baixa esfericidade
Quartzo 96% monocristalino e policristalino	0,3 a 1,5mm e 0,3 a 1,8 mm	O monocristalino é subanguloso, o policristalino é subarredondado a arredondado.	Clastos mal selecionados com inclusões de vacúolos, micrólitos, quartzos monocristalinos, exibindo baixa esfericidade.
1% Feldspato de microclina e plagioclásio	0,2 e 0,32 mm	Arredondados a subarredondados	Clastos com baixa esfericidade
3% Fragmento de rochas, sílex.	0,16 a 0,5 mm	Subarredondados a subangulosos	Baixa esfericidade
Micas	0,12 a 0,2 mm	_____	Aspecto lamelar e clivagem proeminente, Baixa esfericidade. Cimento pleocroico de 3ª ordem dominante de tipo ferruginoso
Opacos	0,12 a 0,32 mm	Bem arredondados a subarredondados	Baixa esfericidade

Tabela 2 – Descrição microscópica representativa de amostras de pelitos analisados

Mineralogia	Diâmetro	Características
Raro monocristalino	Quartzo 0,065 mm	Contem clastos Moderadamente selecionados e subarredondados com baixa esfericidade
Mica Branca	0,02 mm	Massa de minerais Micaceos com baixa esfericidade. Porosidade estimada $\approx$ 5%
1,5% opacos	0,04 mm	Clastos subangulosos com baixa esfericidade
Rutilo	0,03 mm	Clastos angulosos com baixa esfericidade Cimentação com cimento birrefringente de 3ª ordem

## DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DAS ROCHAS FOSSILIFERAS

Nas amostras estudadas (obtidas do furo 6) foram encontrados fósseis, moldes e contra moldes de folhas (18 amostras), sementes (3 amostras) e lenhos (5 amostras). Em função da abundância e do grau de preservação, neste projeto, foram estudadas apenas 09 exemplares de folhas fósseis. As folhas apresentam comprimentos que variam de 2,1 a 7,5 cm e, apesar do elevado grau de fragmentação, foi possível identificar características morfológicas diagnósticas do limbo (única estrutura bem preservada das folhas fósseis), como venação, simetria, forma do ápice e da base (quando presente).

As amostras fossilíferas analisadas neste trabalho estão em sua maioria em amostras de arenito médio a grosso, variando de coloração cinza a marrom escuro; apresentando também grãos variando de bem selecionados a mal selecionados; polimítico e forma arredondada a subarredondada. As nove folhas fósseis analisadas apresentam-se bastante fragmentadas, possuindo em sua maioria as seguintes características: limbos possuindo forma desde elípticas a obovada ou cordiforme; nevação perminévea; margem lisa, com subdivisão simples e simétrica, além de apresentarem nervura primárias de moderadamente marcadas a bem marcadas e nervuras secundárias moderadamente visível à incipiente.

## CONCLUSÃO

Nesta unidade, foram definidas 4 fácies sedimentares: arenito grosso, arenito médio, arenito fino e pelito. Os arenitos foram classificados como quartzo-arenitos (segundo Pettijohn 1987), sendo constituídos mais de 95 % de grãos de quartzo, além de porcentagens menores de fragmento de rocha, (sílex, gnaiss), feldspatos (plagioclásio) e micas. Os arenitos da Formação Novo Remanso exibem arcabouço aberto, contatos pontuais a flutuantes, cimentação precoce (argilomineral e óxidos e hidróxidos de ferro) e não exibem evidências de compactação física e química. Esses fatores indicam que essa formação foi submetida a uma diagênese precoce (eodiagênese) durante o soterramento. Os aspectos eodiagênicos desta formação diferem dos aspectos de mesodiagênese atribuídos para a Formação Alter do Chão, por Vieira (1999), em função do maior grau de compactação mecânica e química encontrada nesses arenitos, além da formação de filossilicatos, ilitização da caulinita, oxidação e lixiviação de minerais de ferro. A descontinuidade das camadas de arenitos e pelitos da Formação Novo Remanso observada no furo estudado é interpretada como uma função da erosão do leito do Rio Negro durante sua evolução no Quaternário.

As características encontradas nas folhas fósseis dos arenitos analisados associaram as mesmas à Divisão Magnoliophyta e Classe Magnoliopsida (segundo a classificação de Cronquist, 1981). Nesta classe, estão inseridas as angiospermas dicotiledôneas dotadas de câmbio, nervação da folha reticulada, feixes do caule organizados, raiz pivotante, flores com 2-4 ou 5 meras e polens com 3 aberturas. Esses vegetais superiores são considerados continentais e podem desenvolver-se em Paleoambiente fluvial meandrante como o proposto para a deposição da Formação Novo Remanso por Dino *et al.* (2012). Não foi possível a definição dos táxons inferiores (família, gênero e espécie) dos vegetais fósseis estudados.

Os fósseis vegetais analisados nas amostras obtidas no fundo da calha do Rio Negro próximo da sua foz sugerem um Paleoambiente continental meandrante para a deposição sedimentar e corroboram o proposto por Dino *et al.* (2012) baseado em evidências palinológicas.

A posição estratigráfica e as características sedimentares de evolução diagenética e os fósseis analisados sugerem que as amostras estudadas pertencem à Formação Novo Remanso sotoposta aos arenitos da Formação Alter do Chão, e cujo registro é restrito e esparsos no leito do Rio Negro devido a erosão.

## REFERÊNCIAS

- Barbosa, R. O., PASSOS, R. O. 2011. Análise sedimentológica e estratigráfica de depósitos cretáceo-neógenos da região de do Baixo rio negro, Amazônia Central. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Cronquist, A. 1981. An integrated system of classification of flowering plants. New York: Columbia University Press. In: Sambamurty, A. V. S. S. 2005. Taxonomy of angiosperms, p. 50-56.
- Dino, R., Soares, E. A. A., RicominI, C., Antonioli, L., Nogueira, A. C. R. 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. vol.34: 61-80
- Formação Alter do Chão, cretáceo da Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3) 396-402.
- Pettijohn, F., Potter, P., Siever, R. 1987. Sand and Sandstone. New York: Springer-Verlag. 547p.
- Rozo, J. M. G. 2004. Evolução holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. Unpubl. M.Sc. thesis, Federal University of Amazonas, Manaus, 93 p.
- Soares, E. A. A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 205 p.
- Vieira, L. C. 1999. Depósitos fluviais da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 62p.

## AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIAL ENTRELAÇADO DA FORMAÇÃO GOROTIRE NO LESTE DA SERRA DOS CARAJÁS, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Di Alexandre Oliveira<sup>1</sup> e Marivaldo Nascimento<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Faculdade de Geologia, Campus de Marabá, UFPA

<sup>2</sup> UFSC, Grupo de Análise de Bacias (ANBA), GEOCIAM. Email: marivaldo.nascimento@ufsc.br

### INTRODUÇÃO

A Formação Gorotire (Barbosa *et al.* 1966) é uma unidade siliciclástica imatura da Província Mineral de Carajás, SE do Crátôn Amazônico (Fig. 1A), que inclui conglomerados e arenitos expostos na porção leste da Serra dos Carajás (Fig. 1B). Considerada de idade paleoproterozóica, esta sucessão sedimentar já foi interpretada como de origem marinha transgressiva, pré-siluriana. Considerada como sedimentação fluvial continental pré-cambriana (Silva *et al.* 1974; Pastana *et al.* 1980; Cunha *et al.* 1981), esta formação foi reinterpretada por Lima (2002) como depósitos de fluxos de detritos e fluviais entrelaçados, formados em um *gráben* relacionado à história de reativação tectônica da Falha Carajás. Em função da alta complexidade tectônica e estratigráfica, e de poucos dados faciográficos, ainda existem dúvidas sobre o posicionamento estratigráfico e o ambiente deposicional desta unidade no contexto da Bacia de Carajás. Este trabalho é uma contribuição aos estudos faciográficos da Formação Gorotire e apresenta dados obtidos em afloramentos e um testemunho de sondagem, onde estruturas deposicionais encontram-se muito bem preservadas em arenitos e conglomerados (Figura 1C). As informações permitem interpretar processos deposicionais, o ambiente deposicional e definir os principais elementos arquiteturais.

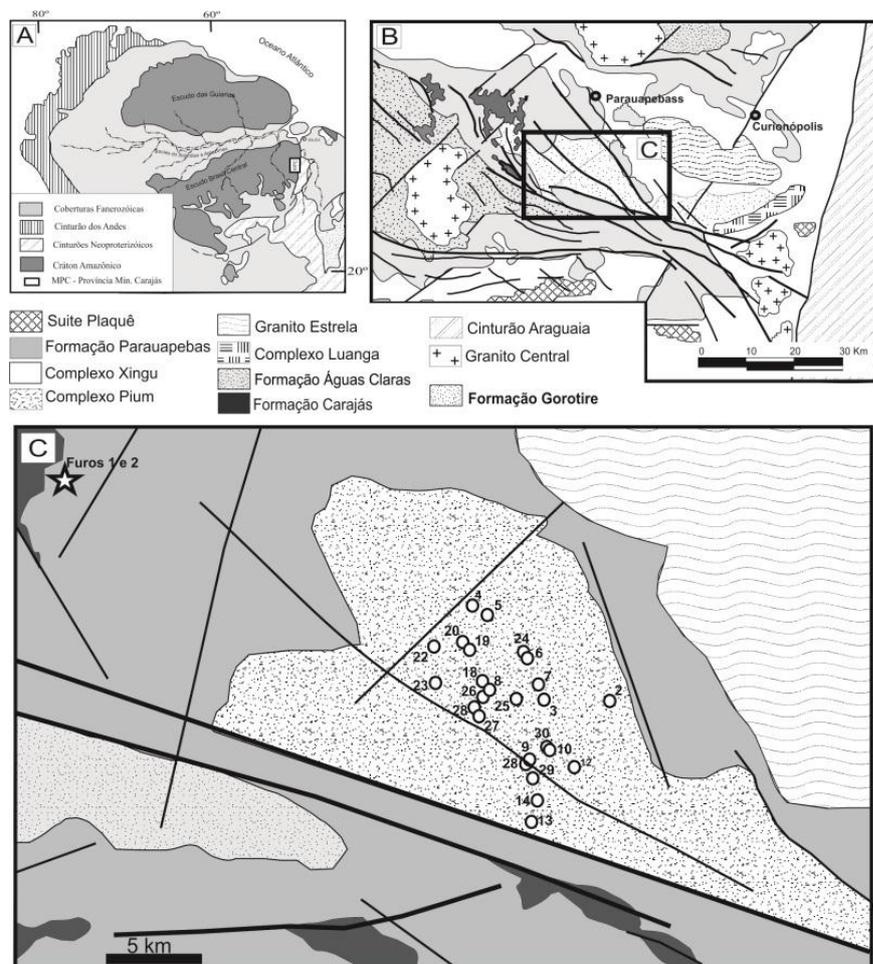


Figura 1. (A) Localização da Província Mineral de Carajás (PMC) no SE do Crátôn Amazônico; (B) Porção leste da Bacia Carajás com a localização da área de ocorrência da Formação Gorotire; (C) Detalhe com a localização dos afloramentos estudados neste trabalho.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Fácies Sedimentares

As sete fácies sedimentares, apresentadas neste trabalho, foram obtidas pelo estudo de 26 afloramentos (Fig.1C), mediante a elaboração de perfis estratigráficos, e interpretadas com segundo modelos de fácies de Miall (1978, 2006). A **fácies Gm** inclui conglomerados com gradação normal, na forma de pacotes tabulares, com topo e base irregulares ressaltados por níveis com clastos polimíticos, às vezes imbricados. Na base, clastos são suportadas e passam para matriz suportada (no topo), feldspática e mal selecionada. Clastos são arredondados a angulosos de gnaiss, quartzo, quartzitos, vulcânicas e BIFs. Esta faies representa deposição como carga de fundo durante regime de fluxo de alta energia, com propriedades plásticas, indicando grande aporte sedimentar de areia no sistema. A **fácies Gc** é definida por conglomerados clastos suportados, maciços, polimítico, clastos suportados, mal selecionados, sub a arredondados de gnaiss, quartzo, rochas vulcânicas arenito e granito. A matriz arenítica é subordinada, grossa, feldspática e rosada. Representa deposição por tração em regime de fluxo turbulento, com baixa resistência e comportamento pseudoplástico devido ao intenso aporte sedimentar, gerando estrutura maciça.

A **fácies Sg** representa arenitos conglomeráticos, mal selecionado, cinza rosado, feldspático, com grãos angulosos a subarredondados e matriz caulínica. Formam uma sucessão de pacotes com gradação normal, amalgamados, com topo e base ondulados, Possuem estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, ressaltadas por clastos de até 14 cm. Clastos subarredondados de quartzo, feldspato, líticos (quartzito e BIFs), imbricados. Representa deposição em regime de fluxo moderado a alta energia, como carga de fundo, durante migração de formas de leito com cristas sinuosas e linguóides. Superfícies de reativação indicam o caráter migratório e contínuo das barras, impulsionadas por mudanças sincrônicas no regime de fluxo.

A **fácies St** é representada por arenito grosso, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, com terminação basal tangencial marcada por recobrimento argiloso nos *foresets*. São feldspáticos e friáveis com grãos são mal selecionados, angulosos em matriz caulínica. Formam pacotes lateralmente contínuos (>10 m) lenticulares e amalgamados, com topo plano e base convexa. Indica deposição por tração durante regime de fluxo moderado, envolvendo quantidade expressiva de sedimento em suspensão. A migração de dunas 3-D com cristas sinuosas e linguóides, gera estratificações cruzadas acanaladas associadas à deposição dos materiais pelíticos.

A **fácies Sp** inclui arenito grosso feldspáticos, tabulares, com estratificação planar-paralela recoberta por filmes argilosos, contendo lentes de areia média esporádicas. São pacotes lateralmente contínuos, 1 a 2 m de espessura, com topo e base planos, com grãos mal selecionados e angulosos. Representa deposição episódica por regime de fluxo com pulsos de alta energia, proporcionando a formação de *ripples* 2-D de cristas retas. A **fácies Sa** é representada por arenito grosso a médio com estratificação planar-paralela, gradação normal. Com intercalação de lentes de pelitos. Formam corpos lenticulares, amalgamados, com grãos mal selecionados, angulosos. Compreende deposição por regime de fluxo de alta energia, com leito arenoso ondulado de crista reta (2-D).

A **fácies Sr** compreende arenitos grossos com laminação cruzada cavalgante ressaltadas por filmes argilosos. Compõe pacotes feldspáticos, mal selecionados, angulosos e matriz caulínica. Representa deposição por fluxo de baixa energia em leito arenoso, envolvendo sedimentos arenosos que formam ondulações, alternando deposição por suspensão nas depressões e nos *foresets*.

### Associação de Fácies e Modelo Depositional

Três associações de fácies foram definidas e permitiram estabelecer um modelo deposicional fluvial entrelaçado para os depósitos estudados (Fig.2). A **associação Af1** (*Gm*, *Gc* e *Sg*) representa um sistema deposicional de rios entrelaçados proximais, caracterizados pela dominância barras cascalhosas, com formas alongadas, paralelas ao eixo do canal fluvial principal. Estas barras também produzem arenito conglomerático com estratificações cruzadas durante fases de diminuição do fluxo em função da diminuição da profundidade do leito (Miall 2006). A **associação Af2** (*Sg*, *St* e *Sp*) representa deposição em sistema de rios entrelaçados intermediários, onde predominam arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada e plano-paralela. Alguns lobos, com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e estratificação tangencial, marcadas por clastos na base, podem se formar durante o preenchimento de canais ativos. A **associação Af3** (*St*, *Sp*, *Sa* e *Sr*) caracteriza um sistema de rios entrelaçados distais, encontrados na porção superior do perfil, com frequentes laminações cruzadas cavalgantes (*ripples*),

estratificação cruzada acanalada e plano-paralela, com granodrecrescência ascendente e intercalações de lamina de pelitos, gerando acamamento heterolítico tipo *wave* no topo.

Os sistemas fluviais entrelaçados formam uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas e cascalhosas. Suas características principais são a alta variabilidade da descarga do fluxo ao longo do ano sob o contexto de declividades médias a altas e o amplo predomínio da carga de fundo. Os sedimentos transportados durante períodos de alta descarga fluvial são depositados por tração e geralmente são grossos e formam barras nos períodos de repentina diminuição da velocidade de fluxo, momento em que os rios adquirem padrões ramificados.

A prevalência de arenitos grossos e conglomerados, estratificação cruzada acanalada e plano-paralela de médio porte, clastos imbricados, a presença de superfícies erosivas atesta ambiente sedimentar fluvial entrelaçado. A constante migração dos canais causa erosão (reativação) das formas de leito como dunas arenosas devido à escassez de vegetação no Pré-cambriano (Miall 2006).

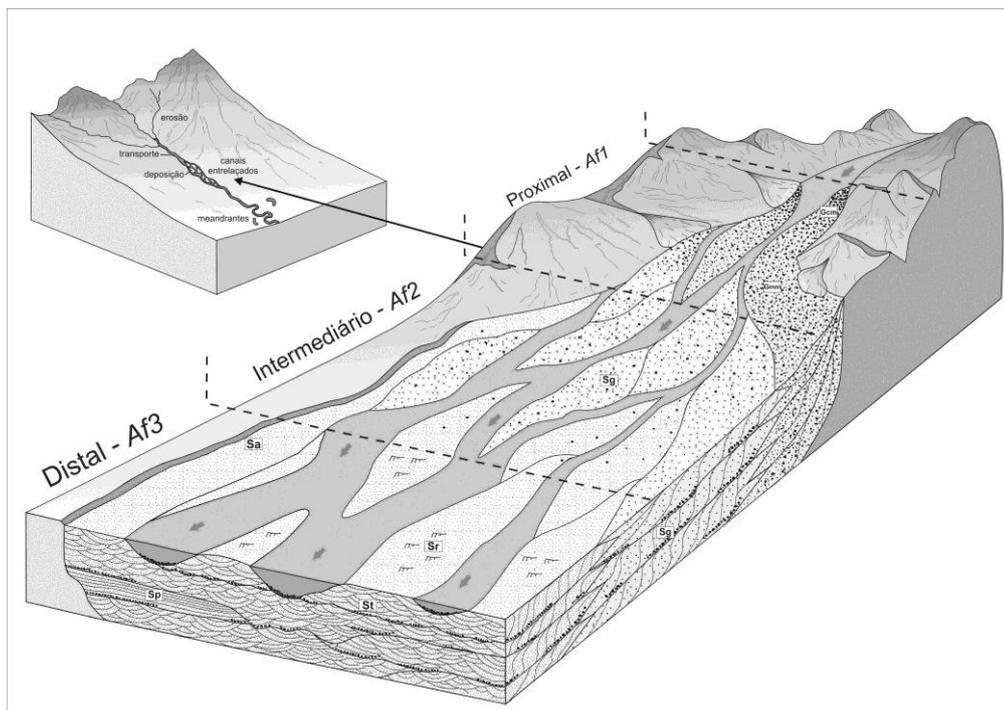


Figura 2. Modelo deposicional inferido para a Formação Gorotire na porção leste da Falha Carjás, com as fácies e associações de fácies (*Af1*, *Af2* e *Af3*) indicadas no bloco diagrama (sem escala).

Um conjunto básico de oito elementos arquiteturais foi reconhecido por Miall (ver 2006) em depósitos fluviais. Muito destes elementos são caracterizados por macroformas que, por definição, são produtos do efeito cumulativo de sedimentos durante um período que pode variar de dezenas a centenas de anos. Os depósitos da Formação Gorotire consistem de uma sucessão vertical macroformas separadas por superfícies de quinta e quarta-ordens. Estas macroformas contêm elementos acrescionários definidos por superfícies de terceira-ordem, que evidenciam processos de corte e preenchimento (*cut-and-fill*). As mesmas foram subdivididas em hierarquia de canais (e barras), cujos componentes de cada canal foi definido por superfícies limitantes de quinta-ordem. Canalizações menores incluem canais parcialmente a completamente abandonados, barras de acreção lateral produto de inundações episódicas, causando a incisão ou retrabalhamento dos depósitos de *overbank*. Assim, os elementos arquiteturais identificados incluem, da base para o topo, depósitos de fluxo de gravidade (*elemento SG*), formas de leito e barras cascalhosas (*elemento GB*) e formas de leito arenosas (*elemento SB*), consistindo em uma sucessão vertical e lateral de macroformas individualizados por superfícies de quinta, quarta e terceira-ordem. Essas formas revelam a constante migração das barras, principalmente de maneira frontal e paralela aos canais ativos em um contexto de declividade acentuada com influência de leques aluviais (áreas proximais) e planície de inundação (áreas distais dos depósitos).

## REFERÊNCIAS

- Barbosa, O., Ramos, J. R. A., Gomes, F. A., Helmont, R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da DGM, Rio de Janeiro, 94 p.
- Cunha, B. C. C. 1981. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM Brasil. Folha SC. Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided- rivers deposits: a summary. In: Miall A.D. (ed.) Fluvial Sedimentology. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 597-604.
- Miall, A. D. 2006. The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. New York, Springer, 582 p.
- Pastana, J. M. N. 1977. Projeto Rio Chiché: relatório final. Texto. Belém: DNPM/CPR, 125.
- Silva, G. G., Lima, M. J. C., Andrade, A. R. F., Issler, R. S., Guimarães, G. 1974. Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAM-BRASIL, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, 143 p.

## THE SEDIMENT INFLUX OF THE SURINAME RIVER BETWEEN THE VILLAGE OF BALINGSULA & AFOBAKA, BROKOPONDO DISTRICT – SURINAME

*Dubois Roshan<sup>1</sup>; Goenopawiro Kenneth<sup>2</sup>; Sardjoe Tanisha<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Geology students of the Anton de Kom University of Suriname - Faculty of Technology - Department of Geology & Mining, roshan\_dub88@hotmail.com, tan\_yach\_17@hotmail.com

<sup>2</sup>Geologist at the Anton de Kom University of Suriname; kenneth.goenopawiro@uvs.edu

### INTRODUCTION

The Suriname River is a major source of sedimentary deposits. The most common depositions are sand and gravel. The study area (Fig.1), the village of Balingsula, is located North-East of Suriname, slightly under de Prof. Dr. Ir. W.J. Van Blommestein Lake (Brokopondostuwmeer), where the village of Afobaka is located. The area is located between 05°00' N - 05°45' N and 054°80' W - 055°00' W. The purpose of this study is to get an overview of the general sedimentation and to understand the siltation process of the river.

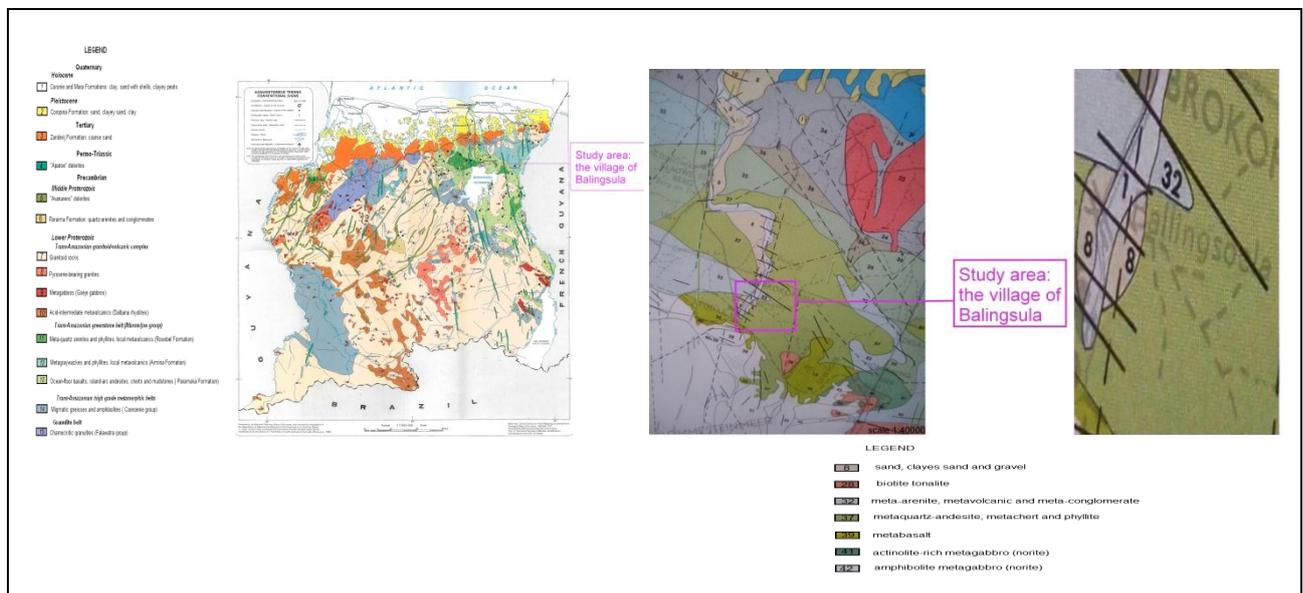


Figure 1 - The study area in NE of Suriname.

### GENERAL INFORMATION

Rocks at the surface are constantly exposed to weathering and erosion by water and wind. The eroded sections are transported in rivers or in the sea. This case study examines fluvial sediment and the main transport medium is the Suriname River. Depending on the strength of flowing water, grain size, - volume, -density and - shape, the sand is transported and finally deposited. Sand consists of small pieces of rock with a diameter between 0.063 and 2 millimeters.

Geologically, Suriname is subdivided into a crystalline basement (80%), and a coastal plain (20%). The Precambrian crystalline basement of Suriname, as published by Bosma et al. (1983), consists of:

- Two high-grade metamorphic gneiss belts of Archean and Lower Proterozoic age (the Falawatra Group in the north-west and the Coeroeni Group in the south-west);
- Lower Proterozoic volcanic-sedimentary greenstone belt (the Marowijne Group) in the northeast to southeast;
- Granitoid-volcanic complex in between
- A few remnants of the once extensive cover of flat-lying Middle Proterozoic continental sediments (Roraima Formation) in central Suriname
- Abundant Middle Proterozoic and Permo-Triassic dolerite dikes.

Stratigraphically, the low-grade metamorphosed volcanic-sedimentary rocks are named Marowijne Group. The Marowijne Group is divided into three formations from bottom to top:

1. Paramaka Formation (non-clastic deposits – volcanics and chemical sediments)
2. Armina Formation (terrigenous, clastic deposits; fine grained metasediments)
3. Rosebel Formation (terrigenous, clastic deposits; coarse grained metasediments)

Regionally the Balingsula-area consists of different rock formations. Sedimentary rocks are formed after cementation and lithification of sediments e.g. sand became sandstone.

During the Lower Proterozoic the following rocks types were formed (GMD - 1977 - Geological map of Suriname):

- meta-quartz arenites and phyllites, local metavolcanics (Rosebel Formation) from the Marowijne Group - Trans Amazonian Greenstone Belt;
- biotite tonalite;
- metabasalt { the Wintie Waai Hill };
- actinolite-rich metagabbro (norite) { the Hok-A-Hing Hill };
- amphibolite metagabbro (norite);
- meta-arenite, metavolcanic and meta-conglomerate.

## METHODS

Samples were collected from three different locations, upstream of the Suriname River. Separate sieve analyses were carried out per location-sample. Sieving aims to separate the grains in two or more groups with different grain size.

The samples were first reduced to a weight of about 1000 grams.

A dry sieve analysis was performed (after drying the material) by pouring the material into a mechanical shaker. This resulted into a complete sieve analysis with sieve sizes from 2mm, 1mm, 0.5mm, 0.25mm, 0.125mm, 0.063mm and < 0.063mm. Finally the results of the sieve analysis were plotted in a graph. An optical microscope was used for mineral determination. Figure 2 gives an overview of the used methods.



Figure 2 - Weighing, dry sieving, and microscopic analysis.

## RESULTS

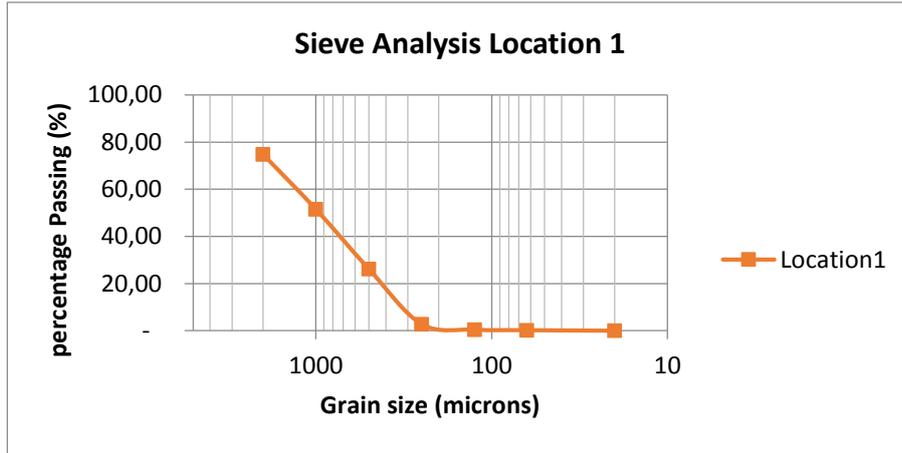
The obtained data from the sieve analyses give an assessment of the grain size distribution from each point. The following tables (Tables 1-4) present the sieve analyses data and the graphs (Graphs 1-4) show percent passing material versus the sieve size.

### Microscopic determination

Microscopic mineral determination showed that most of the grains consists of quartz. Other minerals found were: magnetite, heavy minerals with iron-oxide, beryl, other light minerals, feldspar and mica. The mineral content of sand is interesting in order to discover the journey of the sand (Fig3).

Table 1 - Dry Sieve Analysis data from location 1.

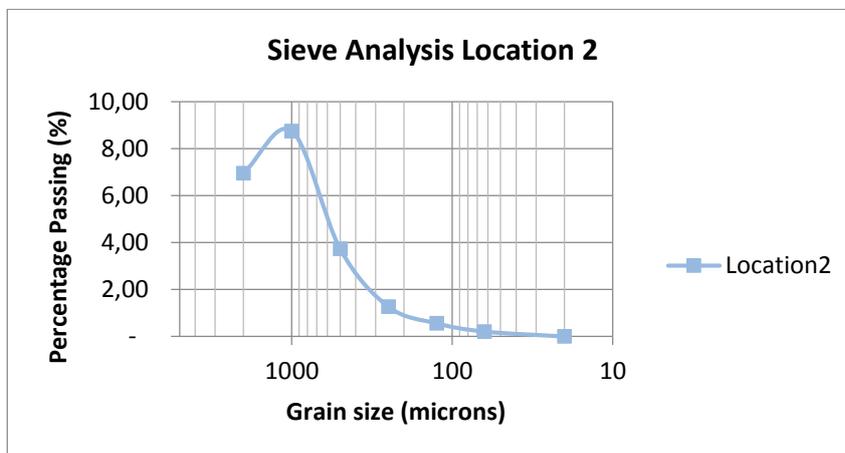
	<b>Grain</b>	<b>Sample</b>	<b>Retained</b>	<b>Passing</b>	
	<b>size</b>	<b>Location 1</b>	<b>Location 1</b>	<b>Location 1</b>	
	<b>microns</b>	<b>grams</b>	<b>%</b>	<b>gram</b>	<b>%</b>
<b>1</b>	2000	244.30	25.16	726.50	74.84
<b>2</b>	1000	226.10	23.29	500.40	51.55
<b>3</b>	500	245.50	25.29	254.90	26.26
<b>4</b>	250	227.60	23.44	27.30	2.81
<b>5</b>	125	22.70	2.34	4.60	0.47
<b>6</b>	63	2.30	0.24	2.30	0.24
<b>7</b>	20	2.30	0.24	(0.00)	(0.00)
		<b>970.80</b>	<b>100.00</b>		



Graph 1 - Sieve Analysis from location 1.

Table 2 - Dry Sieve Analysis data from location 2.

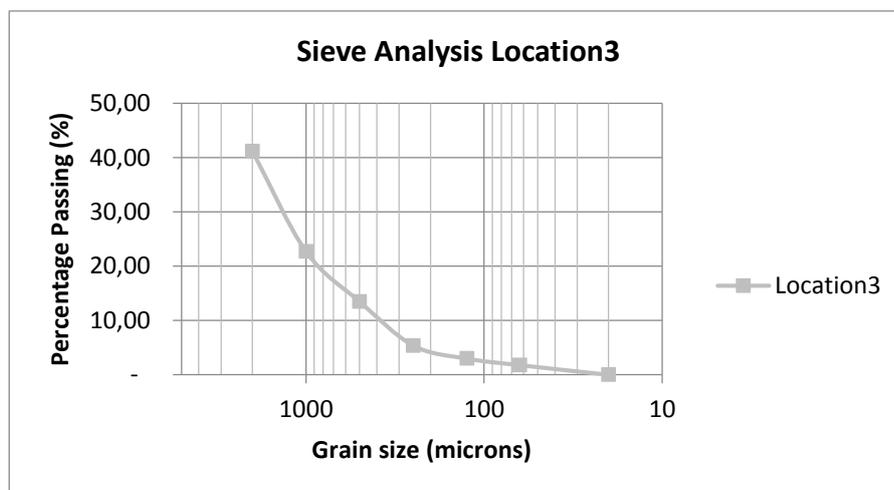
	<b>Grain</b>	<b>Sample</b>	<b>Retained</b>	<b>Passing</b>	
	<b>size</b>	<b>Location 2</b>	<b>Location 2</b>	<b>Location 2</b>	
	<b>microns</b>	<b>grams</b>	<b>%</b>	<b>gram</b>	<b>%</b>
<b>1</b>	2000	822.60	75.64	264.90	24.36
<b>2</b>	1000	169.80	15.61	95.10	8.74
<b>3</b>	500	54.50	5.01	40.60	3.73
<b>4</b>	250	26.80	2.46	13.80	1.27
<b>5</b>	125	7.70	0.71	6.10	0.56
<b>6</b>	63	3.80	0.35	2.30	0.21
<b>7</b>	20	2.30	0.21	(0.00)	(0.00)
		<b>1,087.50</b>	<b>100.00</b>		



Graph 2 - Sieve Analysis from location 2.

Table 3 - Dry Sieve Analysis data from location 3.

	Grain	Sample	Retained	Passing	
	size	Location 3	Location 3	Location 3	
	microns	grams	%	gram	%
1	2000	580.30	58.82	406.30	41.18
2	1000	182.30	18.48	224.00	22.70
3	500	91.10	9.23	132.90	13.47
4	250	79.80	8.09	53.10	5.38
5	125	23.70	2.40	29.40	2.98
6	63	11.90	1.21	17.50	1.77
7	20	17.50	1.77	(0.00)	(0.00)
		<b>986.60</b>	<b>100.00</b>		



Graph 3 - Sieve Analysis from location 3.

Table 4 - Dry Sieve Analysis data of the Feed.

	Grain	Sample	Retained	Passing	
	size	Feed	Feed	Feed	
	microns	grams	%	gram	%
1	2000	1,647.20	54.10	1,397.70	45.90
2	1000	578.20	18.99	819.50	26.91
3	500	391.10	12.84	428.40	14.07
4	250	334.20	10.98	94.20	3.09
5	125	54.10	1.78	40.10	1.32
6	63	18.00	0.59	22.10	0.73
7	20	22.10	0.73	(0.00)	(0.00)
		<b>3,044.90</b>	<b>100.00</b>		

### INTERPRETATION/CONCLUSION

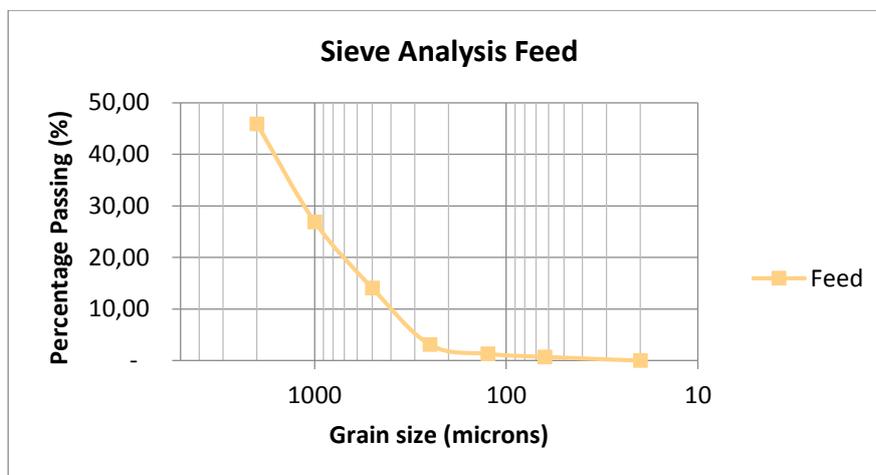
By examining the sediment on basis of rock classification and mineralogy, the possible origin can be identified. The mineral content of sand is mostly quartz (silicon), but that does not mean the original rock consists mostly of quartz.

According to the textural description, roundness and sorting, the material is not transported so far, which means that the sources are relatively close by Balingsula.

A few possible sources of the sand at Balingsula are:

- weathered material from the nearby mountains “Wintiewaaigebergte” and “Jesurun keten” which is mainly transported by the Kankantriekreek and Cederkreek;
- eroded waste material generated by mining activities upstream and nearby the lake;

- weathered material, from the area south of the lake, that has found its way through the turbines of the hydroelectric station (in the Brokopondostuwmeer);
- weathered material of the surrounding area.



Graph 4 - Dry sieve analysis of the Feed



Figure 3 - Microscopic determination of the minerals.

Table 5 – Textural description of the samples.

	location 1	location 2	location 3
<b>Sorting</b>	poorly	moderately	well sorted
<b>Roundness</b>	sub-angular	sub-angular	angular
<b>Grain size</b>	the bulk material consists of grain-sizes bigger than 2 mm (less than 15mm) and grain sizes between 2 mm and mm		
			

Based on grain-size versus percentage (see tables 1-4), it is clearly shown that the bulk material is between 2 mm and 1 mm. The material, having regard to the grain size, can be used for different applications (Fig. 4). Sand, coarse sand, mined in this area (Fig. 5) is mainly used for the construction industry. Not only weathering and erosion, but the small scale gold mining activities also have an impact on the input of the sediments into the river. The effect of this is a complete study in itself and worth a

research. There will be a continuous process of sedimentation in this area, since weathering and erosion are a continuous process. In general it can be said that this area is good resource for sand winning.

It is of great importance that the sedimentation process is being monitored, in order to take measures when possible siltation of the river occurs. Siltation can lead to flooding, causing destruction of whole habitats and communes. Therefore, sand-mining is an important and adequate way of preventing siltation; as well as a good source of livelihood.

Millimeters (mm)	Micrometers (µm)	Phi (φ)	Wentworth size class	Rock type	Applications
4096		-12.0	Boulder	Conglomerate/ Breccia	Industrial sand concrete industry asphalt concrete road construction
256		-8.0	Cobble		
64		-6.0	Pebble		
4		-2.0	Granule		
2.00		-1.0	Very coarse sand		
1.00		0.0	Coarse sand	Sandstone	
1/2	500	1.0	Medium sand		
1/4	250	2.0	Fine sand		
1/8	125	3.0	Very fine sand		
1/16	63	4.0	Coarse silt		
1/32	31	5.0	Medium silt		
1/64	15.6	6.0	Fine silt		
1/128	7.8	7.0	Very fine silt		
1/256	3.9	8.0	Clay	Claystone	
0.00006	0.06	14.0			

Figure 4 - Udden-Wentworth grain-size scale for siliciclastic sediment (Wentworth, 1922); and different applications.



Figure 5 - Sand winning at “Baboenhol”- Suriname River.

## **REFERENCES**

- Bosma, W., Kroonenberg, S. B., Maas, K., De Roever, E. W. F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname.
- GMD. Geological and Mining Services of the Government. 1972. Geological map of Suriname - Blad 31B - Uitgave Central Bureau Luchtkartering - 6e druk.
- GMD. Geological and Mining Services of the Government. 1977. Geological map of Suriname, 1:500.000. Published in "Suriname Planatlas. 1988, after simplification with assistance from D.R. de Vletter.
- Goenopawiro, K. 2004. Physical Geology in the Tropics (Unpublished Edition).
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy, Textbook. Wiley-Blackwell, 2nd Edition.
- Wong Th. E., Kramer, R., Boer, P. L. et al. 2009. The influence of sea-level changes on tropical coastal lowlands; the Pleistocene Coropina Formation, Suriname, 125-137.
- Wong Th, E., Vletter, D. R., Krook, L., Zonneveld, J. I. S., Loon Van, A. J. 1998. The history of earth sciences in Suriname.

## THE AMAZON FAN AS KEY TO THE NEOGENE EVOLUTION OF ALGAL BLOOMS IN THE EQUATORIAL WESTERN ATLANTIC OCEAN: PRELIMINARY RESULTS OF A DINOFLAGELLATE CYST STUDY

Emmy I. Lammertsma <sup>1\*</sup>, Francesca Sangiorgi <sup>2</sup>, Farid Chemale Jr. <sup>3\*</sup>, Dermeval A. do Carmo <sup>3\*</sup>, Ricardo Pinto <sup>3\*</sup>, Otaviano Neto <sup>4</sup>, Emilson Soares <sup>4</sup>, Carina Hoorn <sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> Institute of Biodiversity and Ecosystem Dynamics, University of Amsterdam, the Netherlands; <sup>2</sup> Marine Palynology and Paleooceanography, Utrecht University, the Netherlands; <sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil; <sup>4</sup> Petroleo Brasileiro SA, Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil; \* CLIM-Amazon project. email: emmylam@gmail.com

### INTRODUCTION

Phytoplankton is the ‘forest’ of the ocean. These unicellular microscopic organisms play a crucial role in the functioning of ocean ecosystems as they form the basis of the marine food chain. At present, a large-scale algal bloom characterizes the western Atlantic Ocean along the northeast Brazilian coast following the river plume of the Amazon, as shown by Nasa Earth Observatory images. Besides freshwater and sediments, this river annually delivers huge amounts of nutrients to the western Atlantic (Hu *et al.*, 2004), boosting phytoplankton growth. However, little is known about the time when such algal blooms first developed, and how the marine environment was before the evolution of the Amazon River.

To investigate marine environmental changes during the Neogene, including the period before the Amazon River system developed, we studied organic-walled dinoflagellate cyst (dinocyst) microfossils from exploration well Foz do Amazonas Well 2. Dinoflagellates are a common group of marine protists with specific ecological requirements, and shifts in their fossil cyst assemblages can therefore provide important environmental information (Zonneveld *et al.*, 2013 and references therein). Particularly the presence of cysts from the heterotrophic group Protoperidiniaceae is considered indicative for high primary productivity, as they prey on diatoms. The present-day distribution of dinocysts along the Brazilian coastal areas and western Atlantic Ocean, as described by Vink *et al.* (2000), provides an invaluable modern analogue which is useful to interpret past environmental changes.

We aim to understand whether the changes in dinocyst assemblages are related to the birth (c. 10.5 Ma), or to later evolution stages of the Amazon River system (Hoorn *et al.*, 1995; Figueiredo *et al.*, 2009, 2010; Hoorn *et al.*, 2010). We also want to investigate whether changes in dinocyst composition and diversity could be related to climatic changes and/or sea level changes (Miller *et al.*, 2005; Zachos *et al.*, 2008).

### MATERIAL & METHODS

The sediments used for this study are made available from exploration well Foz do Amazonas Well 2, which is located on the uppermost fan area at an approximate present-day water depth of 750 meter (Figure 1). Carbonates at the base of the sampled section are topped by Andean-sourced siliciclastic deposits (Figueiredo *et al.*, 2009). Age determination of these sediments is based on nannofossil biostratigraphy (following Lourens *et al.*, 2004), and indicates that sediments from ~4500-1500 m below sea floor (mbsf) encompass the early Miocene to Pleistocene period (Figueiredo *et al.*, 2010) providing an almost complete archive of Neogene sediments for our reconstructions. A distinct increase in sedimentation rates at the Amazon Fan from the Pliocene onwards is consistent with accumulation rates recorded at Ceará Rise, an oceanic rise southeast of the Amazon Fan (Dobson *et al.*, 2001).

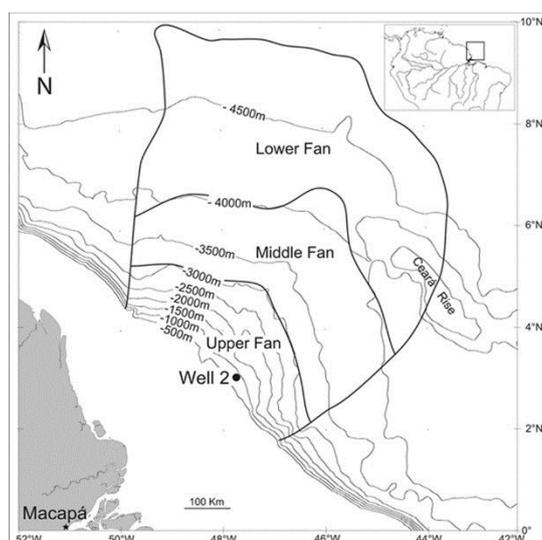


Figure 1. Location map of Foz do Amazonas Well 2 (modified from Figueiredo *et al.*, 2009).

Approximately 5-10 grams of selected sediment samples were processed at the Laboratory of Palynology and Palaeobotany of the Utrecht University (the Netherlands), and the Palynological Laboratory Services Ltd. (United Kingdom). Prior to processing, a known amount of exotic *Lycopodium clavatum* spores was added to all samples, to allow calculation of dinocyst concentrations (dinocysts/gram). First, carbonates were removed using 10% HCl at room temperature and silicates were removed using 40% HF at room temperature. Decantation followed after each step. The samples were sieved over a 15 µm mesh in an ultrasonic bath to remove amorphous organic material. Finally, the samples were centrifuged and decanted, and glycerin water was added. The residues were mounted on glass microscope slides and sealed with transparent nail-polish. Analyses of the slides were performed using an Olympus CX40 microscope at a 400x magnification. Identification of the dinocysts follows Fensome and Williams (2004). We aim at counting at least 100 dinocysts per sampled depth, although samples were often not rich in dinocysts.

## PRELIMINARY RESULTS AND DISCUSSION

So far, a total of 26 samples has been analyzed for dinocyst assemblages and dinocyst concentrations have been calculated (Figure 2). As dinocyst counts are often low (< 50 dinocysts counted in 11 samples), we prefer to augment these counts to reach at least 100 dinocysts before providing relative abundance plots. However, commonly observed species as well as the general trend in absolute abundances will be discussed.

Assemblages seem to be more diverse and best preserved in the early to mid Miocene interval. Overall, cysts belonging to the genus *Spiniferites* are the most common and occur consistently in the record. Most cysts of this genus could not be identified to the species level due to poor preservation, but *Spiniferites* spp are generally considered typical for coastal well-mixed surface waters (Rochon *et al.*, 1999). At present, the highest relative abundances of *Spiniferites* spp. are regionally observed in the more oligotrophic waters of the northeastern Brazilian margin (Vink *et al.*, 2000). Another commonly observed important environmental indicator species is *Polysphaeridium zoharyi*, which is currently found most abundant in shallow (sub)tropical lagoons and is associated with extreme salinity conditions and stratification (Limoges *et al.*, 2013). Within the Proteridinioid dinocyst group, representing resting stages of heterotrophic dinoflagellates, *Brigantedinium* spp. and *Selenopemphix* spp. are the most common, but present in varying abundances. At present, the highest abundance of this group occurs close to the Amazon, reflecting locally high primary productivity (Vink *et al.*, 2000).

Concentrations of dinocysts in the sediments are highest during the Miocene, with values between 200-800 cysts/ gram (Figure 2). However, already during the late Miocene values decrease, and afterwards remain low around 70 cysts/ gram. Reduced preservation as an explanation for this trend is discarded: more easily degraded cysts of the *Brigantedinium* spp. and *Selenopemphix* spp. (Zonneveld *et al.*, 1997) are present in this section. More likely, the trend towards lower dinocyst concentrations reflects the

increased sedimentation rates due to higher input of terrestrial material from the developing the Amazon River (see Figure 2; Figueiredo *et al.*, 2009). This is confirmed by increasing numbers of pollen (Bogota *et al.*, this volume) as well as the presence of fresh water algae *Pediastrum* in the Pliocene samples.

### PRELIMINARY CONCLUSIONS

The dinocyst assemblages in the offshore Amazon River Neogene sediments include a suite of species that are indicative for local aquatic conditions, including salinity, water column stratification and nutrient availability. Therefore, the dinocysts provide an excellent tool to reconstruct past marine environmental changes, related to the complex combination of sea level and climatic changes, as well as the evolution of the Amazon River during the Neogene. Our preliminary results show that the apparent gradual but distinct reduction in the dinocyst concentrations during the late Miocene which is best explained by a dilution effect by increasing terrestrial input. By further studying past dinocyst assemblages we will be able to understand whether the current massive phytoplankton bloom in the Amazon Plume is a recent feature or has been tightly bound to the Amazon River development.

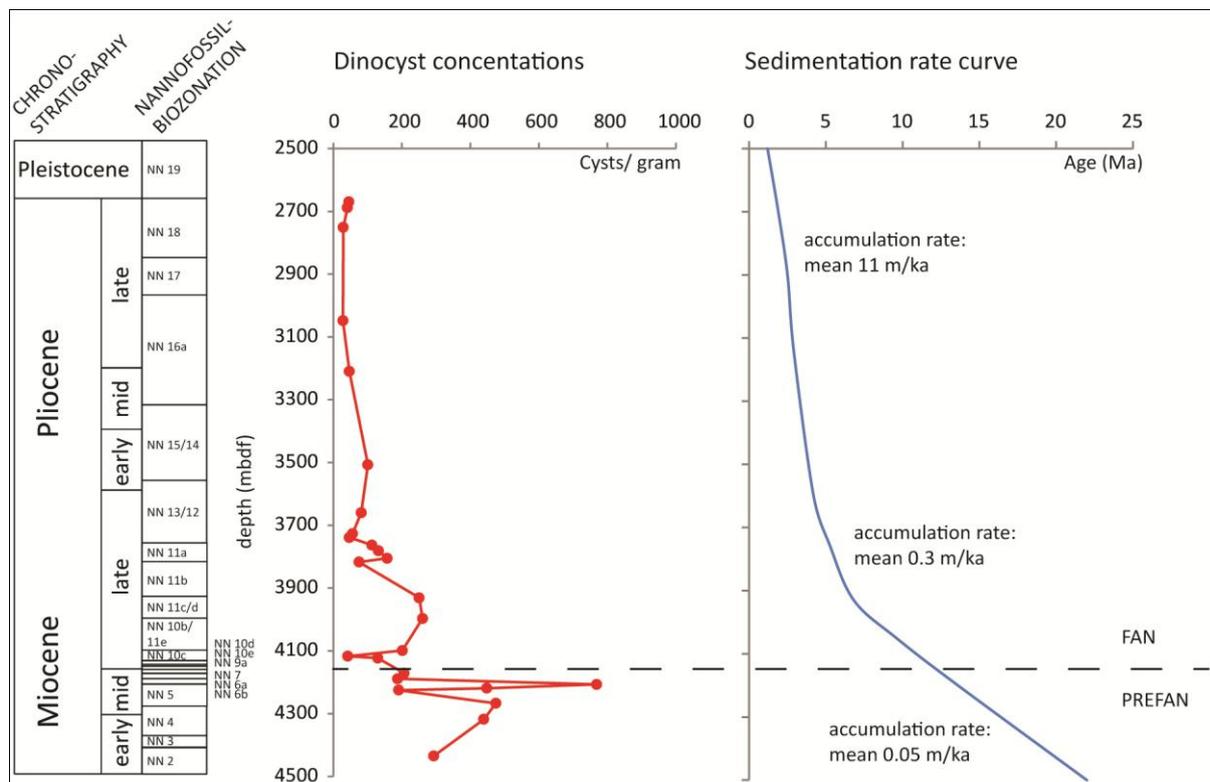


Figure 2. Chronostratigraphy, nannofossil biozonation and dinocyst concentrations plotted at depth for the first samples analyzed in Well 2, next to sediment accumulation rates (Figueiredo *et al.*, 2009).

## REFERENCES

- Dobson, D. M., Dickens, G. R., Rea, D. K. 2001. Terrigenous sediments on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology* 165, 215-229.
- Fensome, R. A., Williams, G. L. 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates (2004 Edition). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contributions Series.
- Figueiredo, J. P., Hoorn, C., Van Der Ven, P., Soares, E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37: 619-622.
- Figueiredo, J. P., Hoorn, C., Van Der Ven, P., Soares, E. 2010. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology Forum Reply*: doi: 10.1130/G31057Y.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G. A., Lorente, M. A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23: 234-240.
- Hoorn, C., Wesselingh, F. P., Ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F. R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: The effect of Andean uplift and climate change on landscape evolution and biodiversity. *Science* 330: 27-931.
- Hu, C., Montgomery, E.T., Schmitt, R.W., Muller-Karger, F.E., 2004, The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and SPALACE floats. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 51: 1151-117
- Limoges, A., Londeix, L., de Vernal, A., 2013, Organic-walled dinoflagellate cyst distribution in the Gulf of Mexico. *Marine Micropaleontology*, doi: 10.1016/j.marmicro.2013.06.002.
- Lourens, L., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Lascar, J., Wilson, D., 2004, The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, UK: 409-440.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005, The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* 310: 1293-1298.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.L., Matthiesen, J., Head, M.J., 1999, Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contributions Series* 35.
- Vink, A., Zonneveld, K.A.F., Willems, H., 2000, Organic-walled dinoflagellate cysts in western equatorial Atlantic surface sediments: distributions and their relation to environment. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 112: 247-286.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008, An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451: 279-83.
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., de Lange, G.J., 1997, Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: a 10,000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29:393-405.
- Zonneveld, K.A.F., Marret, F. and Versteegh, G.J.M., et al. 2013, Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 datapoints. *Review of Palaeobotany and Palynology*, in press.

## SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUENCIA K40-K60 (INTERVALO EOCRETÁCICO) DO GRABEN DO TACUTU - RORAIMA: INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO DEPOSICIONAL

Fábio Luiz Wankler<sup>1</sup>, Raisal Fagundes de Figueiredo<sup>2</sup>, Rômulo Silva Veloso<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Pesquisador e Professor Doutor do Curso de Geologia da UFRR, fabio.wankler@ufrr.br

<sup>2</sup> Bolsistas Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) da UFRR.

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa apresentar os resultados preliminares dos estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe, em superfície, da sequência K40-K60 (porção superior da fase rift da bacia do Tacutu, Vaz et al, 2007) desenvolvidos pelo laboratório de Geologia Sedimentar da UFRR. A pesquisa realizou-se na Serra do Tucano, às margens da BR-401, em afloramentos ao longo da estrada e nas vicinais adjacentes. A sequência estudada faz parte da sucessão juro-cretácica depositada em um alacógeno formado pela reativação em uma zona de falhamentos muito antiga, que separava rochas pré-cambrianas, decorrência dos esforços distensivos que ocasionaram a abertura do Atlântico Central (Eiras & Kinoshita, 1990).

### METODOLOGIA

A metodologia pode ser dividida em três fases: 1ª) revisão bibliográfica onde buscou-se reconhecer a evolução do conhecimento geológico e as relações geológicas identificadas. Incluíram trabalhos publicados sobre a bacia do Tacutu, em especial o intervalo estratigráfico em estudo, e sobre os modelos deposicionais análogos a unidade estudada, 2ª) excursões de campo na região visitando os afloramentos ao longo da estrada principais em nas vicinais adjacentes. As melhores exposições localizam-se nas cornijas da cuestas, propiciando boa continuidade lateral para aplicação do método de análise faciológica através de elementos arquiteturais, 3ª) tratamento dos dados obtidos em campo, envolvendo a copilação das cadernetas de campo, vetorização dos dados para a confecção dos perfis estratigráficos, fotomontagem de painéis fotográficos, construção de diagrama de rosetas e análise de amostras macroscópica e em lâmina petrográfica.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados levaram a identificação das seguintes litofácies: litofácies Stg (arenito grosso a muito grosso com estratificação acanalada) e Stm (arenito médio com estratificação acanalada), sendo características de formas de leito de crista sinuosa (dunas 3D) em regime de fluxo inferior, a litofácies Fl (pelito laminado) indica depósitos de suspensão dos canais abandonados e da planície de inundação. Esta associação de fácies é encapsulada por superfícies de truncamento que compõe um padrão amalgamando observável nas fotomontagem dos afloramentos, interpretadas com superfícies de erosivas de base de canal (elemento arquitetural canal - CH - Miall, 1996).

Os depósitos são predominantemente arenosos com estratificação acanalada em um padrão festonado, sendo comum intraclastos na base dos elementos arquitetural CH, e estes são de argilitos que foram erodidos pela formação de um novo canal que cortou um antigo estagnado. A base dos canais é irregular, truncando os depósitos da faixa de canal inferior, fazendo contato com camadas de pelitos de aproximadamente 30 cm. Algumas dessas camadas de pelitos apresentam-se deformadas ou com dobras convolutas. As outras camadas, que em geral são arenosas, normalmente apresentam geometria lenticular que variam de 30 cm a 1,10 m.

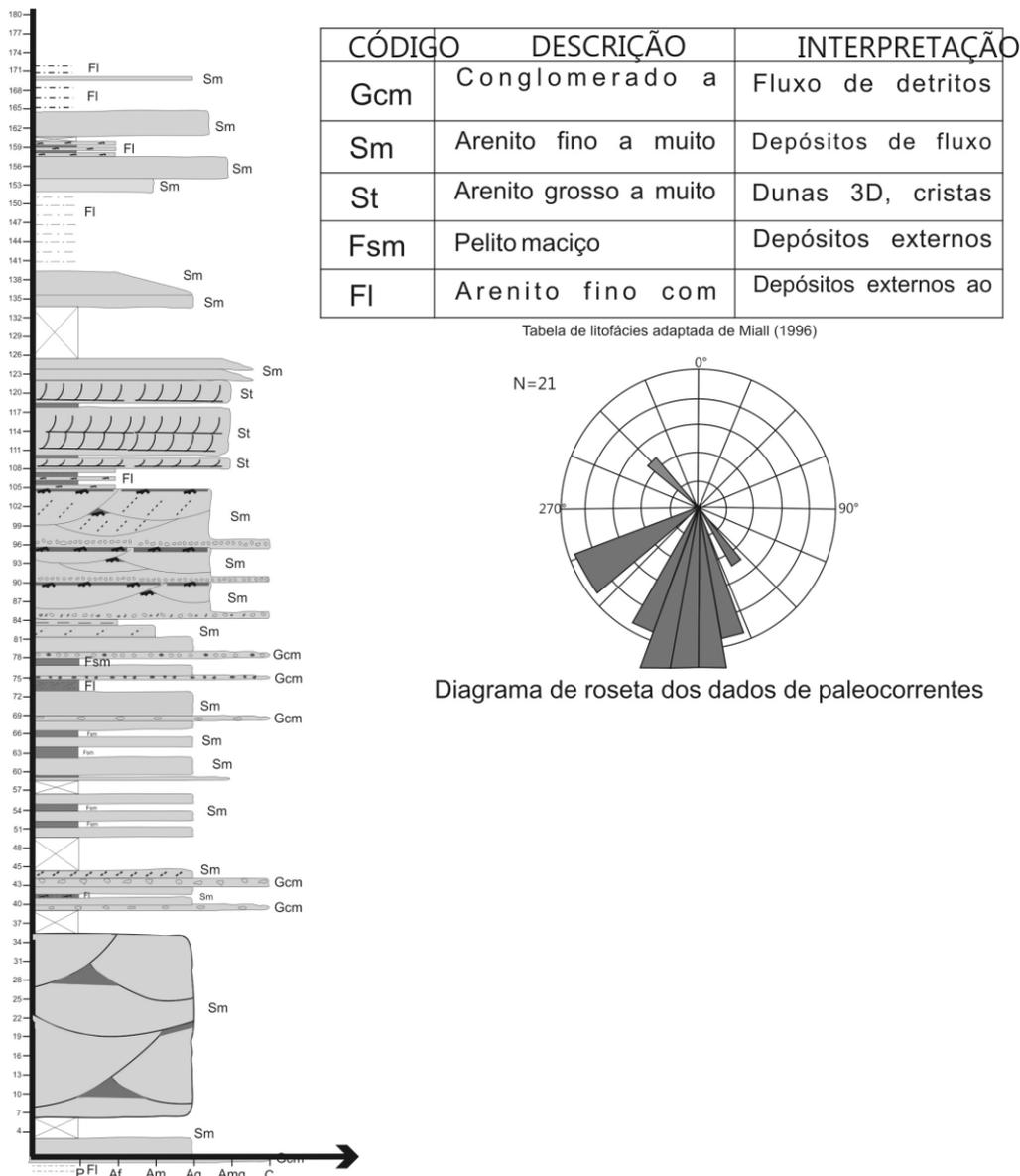


Figura 1 - perfil estratigráfico, litofácies identificadas e diagrama de roseta da área de estudo.

Os dados de paleocorrentes indicam que os canais seguiam preferencialmente para norte, entre 310° Az e 075°. O estudo petrográfico (Figura 2) mostrou que os arenitos da área de estudo apresentaram grãos de Quartzo monocristalino (69,87%) subordinadamente Quartzos Policristalinos (16,88%) Feldspatos (9,27%) e Muscovita, Zircão e Epidoto que corresponderam 4,63% da composição da rocha.

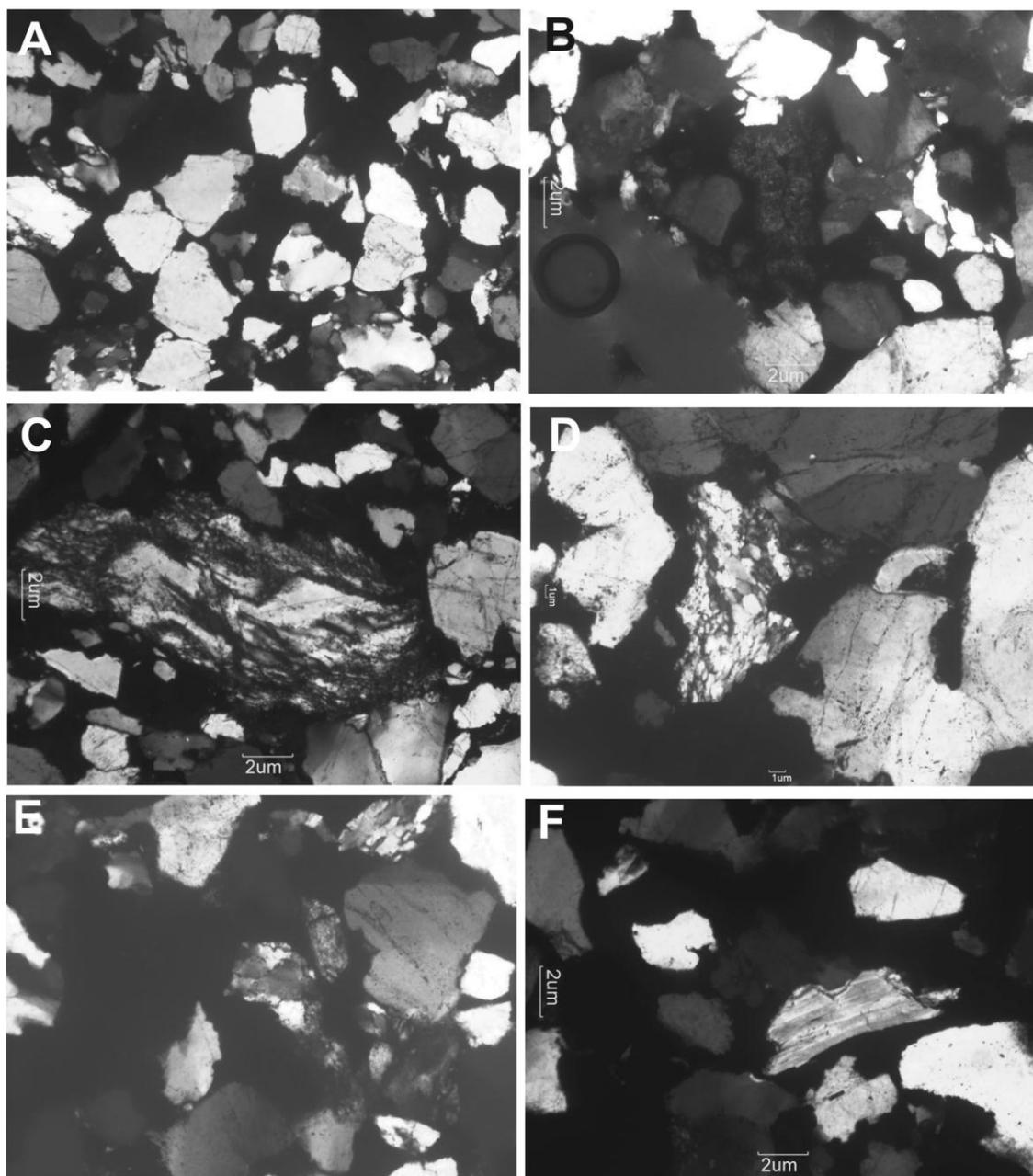


Figura 2- Fotomicrografias das rochas do Morro da Antena: A) Amostra com grãos moderadamente selecionados, B) Hematita entre os poros da rocha, C) Fragmento de rocha com indicador cinemático, D) Quartzo policristalino, E) Zircão, F) Fragmento de muscovita.

## CONCLUSÕES

As informações de direção de paleofluxo sugerem um padrão SSW com pouca dispersão. Este resultado, associado com os dados na análise faciológica compatíveis com um sistema fluvial entrelaçado bastante similar ao *sandy braided Saskatchewan River* (Cant & Water, 1978). Os resultados do estudo petrográfico, tais como o domínio de grãos de quartzo policristalinos estirados, com forte extinção ondulante e alguns até com indicadores cinemáticos, sugerem que a área fonte seja uma região onde dominava rochas metamórficas. Acredita-se que os depósitos sedimentares sejam o registro da sedimentação mais distal do sistema fluvial, mas, por ser uma bacia estreita, os sedimentos tiveram transporte curto a moderado, pois as rochas apresentam uma baixa maturidade textural. O grau de seleção moderado a moderadamente bem selecionados pode ser indicativo de energia relativamente constante, sem muitas variações no sistema. As associações de fácies, o aumento da frequência de finos e redução das espessuras das camadas de arenitos e dados de paleocorrentes sugerem que o sistema fluvial que

formou os depósitos da Formação Serra to Tucano passou por ciclos deposicionais, durante os quais ocorreu os ajustes do estilo fluvial são decorrências de modificações do perfil de equilíbrio fluvial influenciados por fatores locais, como os ciclos climáticos e tectônicos (Leeder, 1993). As associações de fácies identificadas sugerem que este arenito conglomerático foi depositado em um ambiente proximal da área fonte, dado o grau de arredondamento e esfericidade dos grãos, mas em condições de intemperismo químico intenso, dada maturidade composicional, e com uma proveniência que havia amplo domínio de rochas metamórficas e formadas em um ambiente de metamorfismo regional, dada as feições observadas nos grãos de quartzo.

#### **REFERÊNCIAS**

- Cant, D. J., Walker, R. G. 1978. Fluvial process and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25: 625-648.
- EIRAS, J. F., KINOSHITA, E. M. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu, p.197-220. In: Gabaglia, G. P. R., Milani, E. J. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990, 416.
- Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Leeder, M. R. 1993. Tectonic control upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture, implications for hydrocarbon reservoir development and characterization. In: Miall, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Vaz, P. T., Wanderley Filho, J. R., Bueno, G. V. A Bacia do Tacutu. *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 289-297, maio/nov. 2007

## SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUENCIA K40-K60 (INTERVALO EOCRETÁCICO) DO GRABEN DO TACUTU - RORAIMA: INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO DEPOSICIONAL

Fábio Luiz Wankler<sup>1</sup>, Raisal Fagundes de Figueiredo<sup>2</sup>, Rômulo Silva Veloso<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Pesquisador e Professor Doutor do Curso de Geologia da UFRR, fabio.wankler@ufrr.br

<sup>2</sup> Bolsistas do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) da UFRR.

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa apresentar os resultados preliminares dos estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe, em superfície, da sequência K40-K60 (porção superior da fase rift da bacia do Tacutu, Vaz et al, 2007) desenvolvidos pelo laboratório de Geologia Sedimentar da UFRR. A pesquisa realizou-se na Serra do Tucano, às margens da BR-401, em afloramentos ao longo da estrada e nas vicinais adjacentes. A sequência estudada faz parte da sucessão juro-cretácica depositada em um alacógeno formado pela reativação em uma zona de falhamentos muito antiga, que separava rochas pré-cambrianas, decorrência dos esforços distensivos que ocasionaram a abertura do Atlântico Central (Eiras & Kinoshita, 1990).

### METODOLOGIA

A metodologia pode ser dividida em três fases: 1ª) revisão bibliográfica onde buscou-se reconhecer a evolução do conhecimento geológico e as relações geológicas identificadas. Incluíram trabalhos publicados sobre a bacia do Tacutu, em especial o intervalo estratigráfico em estudo, e sobre os modelos deposicionais análogos a unidade estudada, 2ª) excursões de campo na região visitando os afloramentos ao longo da estrada principais em nas vicinais adjacentes. As melhores exposições localizam-se nas cornijas da cuestas, propiciando boa continuidade lateral para aplicação do método de análise faciológica através de elementos arquiteturais, 3ª) tratamento dos dados obtidos em campo, envolvendo a copilação das cadernetas de campo, vetorização dos dados para a confecção dos perfis estratigráficos, fotomontagem de painéis fotográficos, construção de diagrama de rosetas e análise de amostras macroscópica e em lâmina petrográfica.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados levaram a identificação das seguintes litofácies: litofácies Stg (arenito grosso a muito grosso com estratificação acanalada) e Stm (arenito médio com estratificação acanalada), sendo características de formas de leito de crista sinuosa (dunas 3D) em regime de fluxo inferior, a litofácies Fl (pelito laminado) indica depósitos de suspensão dos canais abandonados e da planície de inundação. Esta associação de fácies é encapsulada por superfícies de truncamento que compõe um padrão amalgamando observável nas fotomontagem dos afloramentos, interpretadas com superfícies de erosivas de base de canal (elemento arquitetural canal - CH - Miall, 1996).

Os depósitos são predominantemente arenosos com estratificação acanalada em um padrão festonado, sendo comum intraclastos na base dos elementos arquitetural CH, e estes são de argilitos que foram erodidos pela formação de um novo canal que cortou um antigo estagnado. A base dos canais é irregular, truncando os depósitos da faixa de canal inferior, fazendo contato com camadas de pelitos de aproximadamente 30 cm. Algumas dessas camadas de pelitos apresentam-se deformadas ou com dobras convolutas. As outras camadas, que em geral são arenosas, normalmente apresentam geometria lenticular que variam de 30 cm a 1,10 m.

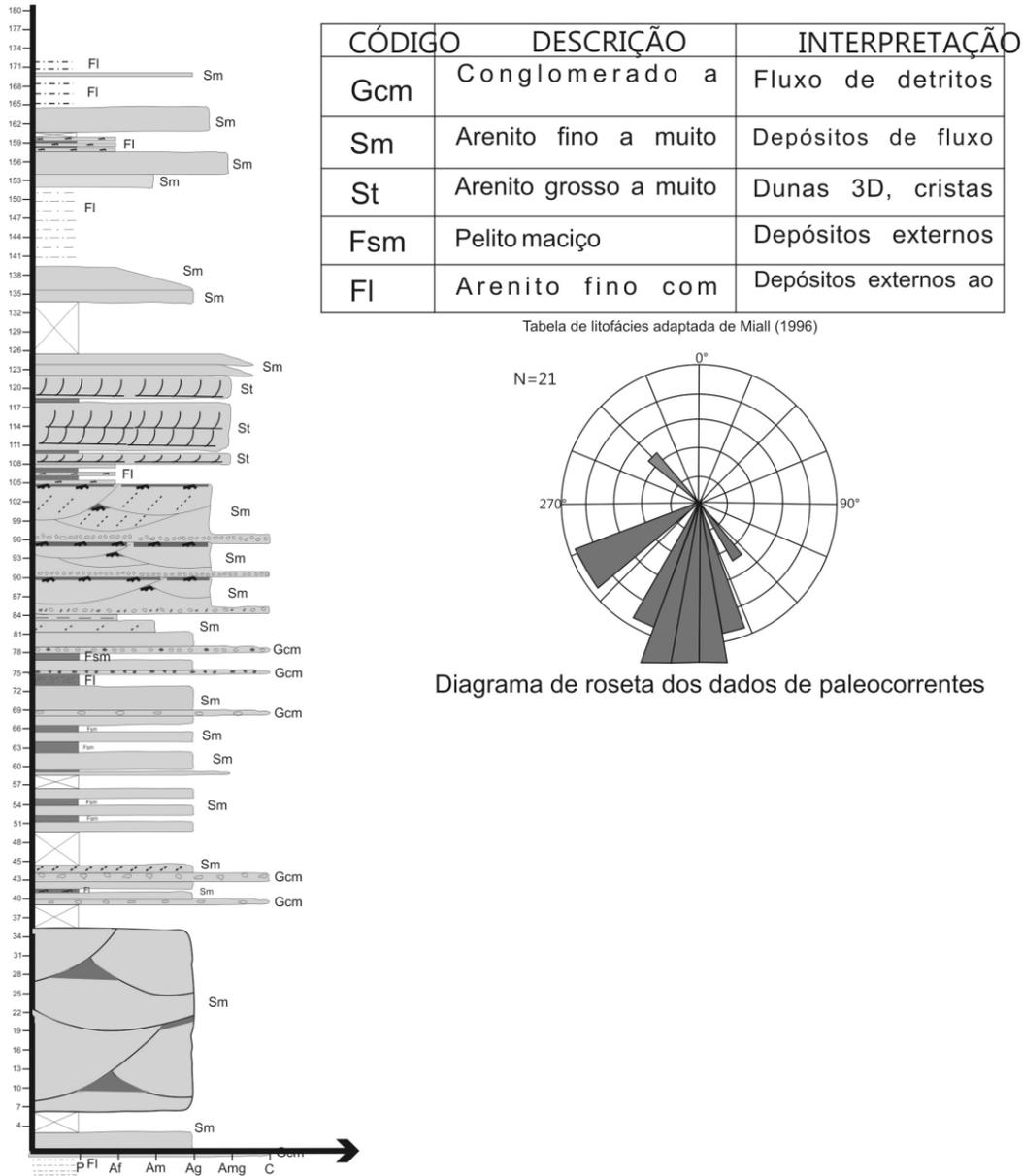


Figura 1 - perfil estratigráfico, litofácies identificadas e diagrama de roseta da área de estudo.

Os dados de paleocorrentes indicam que os canais seguiam preferencialmente para norte, entre 310° Az e 075°. O estudo petrográfico (Figura 2) mostrou que os arenitos da área de estudo apresentaram grãos de Quartzo monocristalino (69,87%) subordinadamente Quartzos Policristalinos (16,88%) Feldspatos (9,27%) e Muscovita, Zircão e Epidoto que corresponderam 4,63% da composição da rocha.

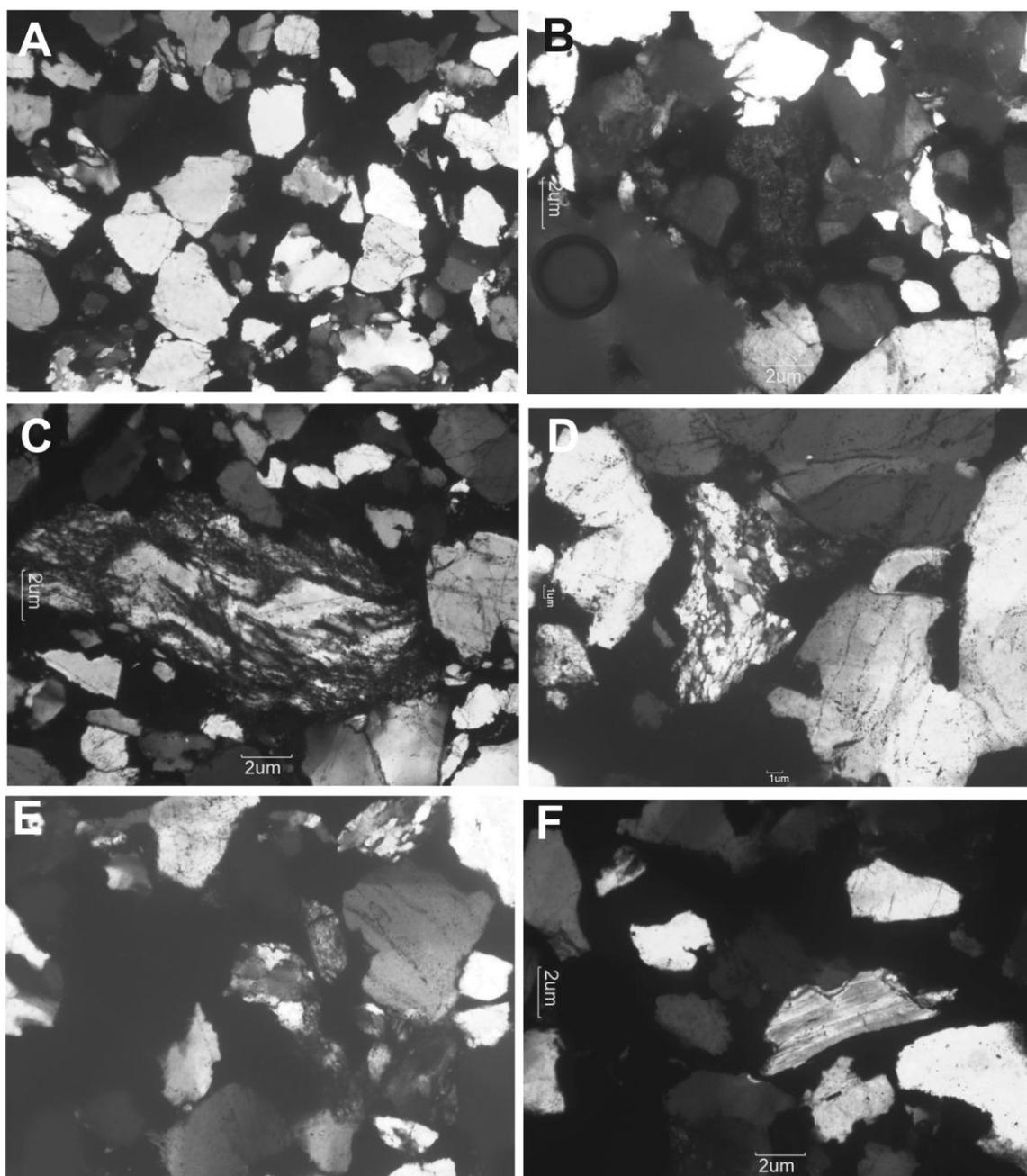


Figura 2- Fotomicrografias das rochas do Morro da Antena: A) Amostra com grãos moderadamente selecionados, B) Hematita entre os poros da rocha, C) Fragmento de rocha com indicador cinemático, D) Quartzo policristalino, E) Zircão, F) Fragmento de muscovita.

## CONCLUSÕES

As informações de direção de paleofluxo sugerem um padrão SSW com pouca dispersão. Este resultado, associado com os dados na análise faciológica compatíveis com um sistema fluvial entrelaçado bastante similar ao *sandy braided Saskatchewan River* (Cant & Water, 1978). Os resultados do estudo petrográfico, tais como o domínio de grãos de quartzo policristalinos estirados, com forte extinção ondulante e alguns até com indicadores cinemáticos, sugerem que a área fonte seja uma região onde dominava rochas metamórficas. Acredita-se que os depósitos sedimentares sejam o registro da sedimentação mais distal do sistema fluvial, mas, por ser uma bacia estreita, os sedimentos tiveram transporte curto a moderado, pois as rochas apresentam uma baixa maturidade textural. O grau de seleção moderado a moderadamente bem selecionados pode ser indicativo de energia relativamente constante, sem muitas variações no sistema. As associações de fácies, o aumento da frequência de finos e redução das espessuras das camadas de arenitos e dados de paleocorrentes sugerem que o sistema fluvial que

formou os depósitos da Formação Serra to Tucano passou por ciclos deposicionais, durante os quais ocorreu os ajustes do estilo fluvial são decorrências de modificações do perfil de equilíbrio fluvial influenciados por fatores locais, como os ciclos climáticos e tectônicos (Leeder, 1993). As associações de fácies identificadas sugerem que este arenito conglomerático foi depositado em um ambiente proximal da área fonte, dado o grau de arredondamento e esfericidade dos grãos, mas em condições de intemperismo químico intenso, dada maturidade composicional, e com uma proveniência que havia amplo domínio de rochas metamórficas e formadas em um ambiente de metamorfismo regional, dada as feições observadas nos grãos de quartzo.

#### **REFERÊNCIAS**

- Cant, D. J., Walker, R. G. 1978. Fluvial process and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**: 625-648.
- Eiras, J. F., Kinoshita, E. M. 1990. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu, p.197-220. In: Gabaglia, G. P. R., Milani, E. J. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 416.
- Miall, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Leeder, M. R. 1993. Tectonic control upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture, implications for hydrocarbon resevatoir development and characterization. In: Miall, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Vaz, P. T., Wanderley Filho, J. R., Bueno, G. V. 2007. A Bacia do Tacutu. *Bol. Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 289-297.

## PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS EVAPORITOS DA FORMAÇÃO MOTUCA, PERMIANO SUPERIOR, BACIA DO PARNAÍBA

Francisco Romério Abrantes Júnior e Afonso César Rodrigues Nogueira

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Brasil.  
jrbrantes@hotmail.com.

### INTRODUÇÃO

O intervalo que compreende o final do Paleozóico e início do Mesozóico foi marcado por mudanças globais paleogeográficas e paleoclimáticas, em parte atribuídas a eventos catastróficos (Keller, 2005). A intensa continentalização do supercontinente Pangeia, com a implantação de extensos desertos, sucedeu os ambientes costeiros-plataformais do início do Permiano. Os registros desses eventos no norte do Brasil são encontrados nas bacias intracratônicas, particularmente na Bacia do Parnaíba, representados pelas formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (Caputo, 1984, Vaz *et al.*, 2007). A Formação Motuca, objeto deste estudo, é constituída predominantemente por pelitos vermelhos laminados com lentes de gipsita, calcita e marga, e subordinadamente por arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante e estratificação cruzada sigmoidal, interpretados como depósitos lacustres rasos de clima árido pertencente a um sistema desértico (Góes & Feijó, 1994, Abrantes Jr, 2013). A análise petrográfica em combinação com os dados faciológicos obtidos por Abrantes Jr. (2013), permitiu desvendar particularidades dos depósitos de *saline pans* da Formação Motuca, contribuindo no entendimento do Permiano Superior da porção SW da Bacia do Parnaíba.

### MATERIAIS E MÉTODOS

A sucessão sedimentar estudada localiza-se na região norte do Brasil, porção nordeste do estado do Tocantins, em pedreiras de gipso nas proximidades do município de Filadélfia (TO) (Figura 1). A análise petrográfica de lâminas delgadas, sistematicamente amostradas ao longo de perfis litoestratigráficos, permitiu o reconhecimento das principais texturas, fases mineralógicas e litotipos presentes nos evaporitos, bem como na identificação de fácies (primárias e diagenéticas) e interpretação paleoambiental.

### RESULTADOS

Os evaporitos ocorrem na porção superior da Formação Motuca na região de Filadélfia (TO), formando corpos lenticulares métricos (até 6m de espessura e 100m de comprimento) interestratificados com pelitos laminados vermelhos, classificados como pertencentes a depósitos lacustres rasos/*mudflats* e de *saline pans* em *sabkhas* continentais (Abrantes Jr., 2013). Baseando-se nas características morfológicas e texturais dos evaporitos foram subdivididas seis litofácies: gipso em *swallow-tail*, gipso fibroso/prismático, gipso em mosaico, gipso nodular/micronodular, gipso alabastrino e rosetas de gipso.

#### Descrição e Classificação dos evaporitos

Litofácies

##### *Gipso em swallow-tail*

Este tipo de gipso ocorre na forma de finas crostas laminadas lateralmente contínuas, retilíneas a onduladas, com cristais de gipsita prismáticos verticais a quase verticais e geminação em cauda de andorinha (*swallow-tail twinned*). Às vezes, somente uma geminação cresce. Os cristais crescem de tamanho da base para o topo, passando de 0,2 para 1,8 mm de comprimento, formando um mosaico de cristais interligados na porção superior. Crescimento sintaxial de gipsita ocorre em algumas porções.

##### *Gipso fibroso/prismático*

Os cristais de gipso fibroso ocorrem de duas maneiras distintas: em associação com o gipso em *swallow-tail*, formando cristais orientados verticalmente (Gf1), e no preenchimento de fraturas (*satinspar*), podendo ocorrer isoladamente ou desenvolvendo um arcabouço entrelaçado (Gf2). Normalmente são observadas regiões com predominância de gipso fibroso/prismático (Gf1), contendo abundantes relíquias e/ou fantasmas de gipso em *swallow-tail*. O preenchimento das fraturas é marcado pela diminuição do tamanho dos cristais da borda (2,0 mm) para o centro (0,1 – 0,5 mm), ocorrendo carbonato nos planos da fratura.

### *Gipso em mosaico*

Este evaporito ocorre como um mosaico de cristais interligados, com cristais médios de 0,2 mm de comprimento, exibindo contatos irregulares e suturados. Normalmente encontram-se sobrepondo o gipso em *swallow-tail* e fibroso/prismático (passagem gradual), podendo ser limitados no topo por lentes de *dolomudstones* e gipsarenitos. São observadas inclusões de carbonato e relíquias de anidrita.

### *Gipso nodular/micronodular*

É formado por nódulos/micronódulos irregulares, variando de 0,4 a 7,0 cm de tamanho, limitados parcialmente ou completamente por pelito e/ou fibroso. Internamente os nódulos são policristalinos e apresentam relíquias de anidrita. O intercrescimento entre nódulos lateralmente adjacentes pode originar formas euédricas monoclinicas no limite entre nódulos.

### *Gipso alabastrino*

Este tipo de gipso ocorre em cristais micrométricos (~ 50 µm) límpidos apresentando, raramente, inclusões de carbonatos. O limite entre os cristais vão desde mal definidos a granoblásticos equidimensionais. Pode apresentar níveis contínuos de maior granulação.

### *Rosetas de gipso*

As rosetas de gipso ocorrem dispersas praticamente em todas as litofácies evaporíticas e são constituídas por gipso porfiroblástico contendo abundantes relíquias orientadas de anidrita microcristalina *lath-like*. Possuem diâmetros que variam de 0,2 cm a 1,0 cm, internamente formados por cristais de 1 a 3,2 mm, subédricos a anédricos, podendo apresentar padrão radial.

## **Paragênese**

As características morfológicas e texturais identificadas nos evaporitos, juntamente com a combinação das fácies/litofácies, sugerem processos de formação primários e secundários (Figura 02). Os evaporitos primários são representados principalmente pelo gipso em *swallow-tail*, gipso nodular/micronodular e gipsarenitos (os gipsarenitos não foram analisados petrograficamente). Os cristais de gipso são precipitados em lagos salinos rasos formando finas crostas (*grass-like crusts*) ou, com o tempo, laminais sobrepostas de cristais quase-verticais, alongados e geralmente geminados em *swallow-tail* (Kendall & Harwood, 1996). Os cristais aumentam de tamanho e passam gradativamente para gipso micronodular, desenvolvido pelo crescimento displacivo em condições bastante rasas e/ou na zona freática capilar, implicando em períodos de rebaixamento do nível da salmoura e eventuais exposições subaéreas (Warren, 2006). Estes evaporitos estavam propensos a processos de alteração precoce (eodiagênese), que provavelmente, possibilitou a formação de gipso fibroso/prismático e gipso em mosaico substituindo os mesmos. As abundantes relíquias e/ou fantasmas de geminação em *swallow-tail* no gipso fibroso/prismático, juntamente com sua associação com mosaicos de cristais interligados, sugere influência da superfície deposicional. O gipso em mosaico pode ter sido formado a partir do gipso micronodular, ou por partículas eventualmente cobertas por cimento e convertidas em mosaicos.

Durante inundações ocorre a dissolução dos cristais próximos da superfície, e posteriormente, deposição/precipitação de *dolomudstones* que representam superfícies de dissolução, a partir do qual o gipso em *swallow-tail* cresce. As abundantes inclusões e relíquias de anidrita microcristalina *lath-like* nos gipsos, sugerem um período de desidratação da gipsita durante a mesodiagênese (anidritização) e posterior rehidratação da anidrita na telodiagênese (Warren, 2006). A partir deste processo são resultantes três litofácies: gipso alabastrino, rosetas de gipso (porfiroblástico) e gipso fibroso (*satinspar*).

## **CONCLUSÕES**

Os depósitos de gipso da Formação Motuca apresentam, pelo menos, seis litofácies: 1) gipso em *swallow-tail*, 2) gipso nodular/micronodular, 3) gipso em mosaico, 4) gipso fibroso/prismático, 5) gipso alabastrino e 6) rosetas de gipso. Os tipos de gipso 1 e 2 são interpretados como depósitos primários de *saline pans*. Enquanto o gipso em *swallow-tail* foi precipitado formando *grass-like crusts*, o gipso nodular/micronodular é o produto de precipitação displaciva nas crostas em águas rasas e/ou na zona capilar. Os tipos 3 e 4 provavelmente foram desenvolvidos durante a eodiagênese. As abundantes inclusões de cristais de anidrita *lath-like* sugerem uma origem primária para a anidrita. Gipso alabastrino, gipso fibroso (*satinspar*) e rosetas de gesso, provavelmente derivaram da hidratação da anidrita próximo

da superfície (telodiagênese). Os depósitos de gesso da parte superior da Formação Motuca fornecem um guia estratigráfico para o mapeamento, bem como informações paleogeográficas importantes, devido o desenvolvimento de *saline pans* aparentemente restritas a porção ocidental da Bacia do Parnaíba.

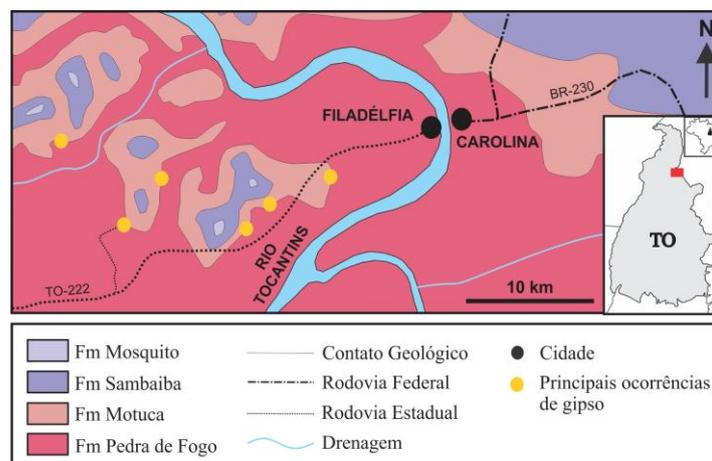


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da área de estudo com localização das principais ocorrências de gesso.

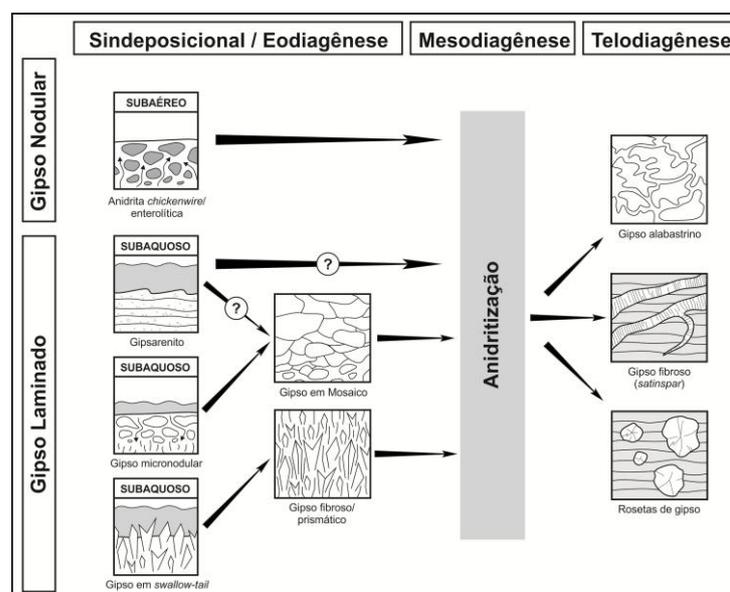


Figura 2 - Sequência de eventos diagenéticos dos evaporitos da Formação Motuca.

## REFERÊNCIAS

- Abrantes Jr, F.R. 2013. A zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba, regiões de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA). Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 81 p.
- Caputo, M. V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. PhD Thesis, University of Califórnia, Santa Bárbara, 586 p.
- Góes, A. M. O., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da PETROBRÁS (Relatório interno), 8 (1).
- Keller, G. 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? Australian Journal of Earth Sciences. 52: 725–757.
- Kendall, A. C., Harwood, G.M., 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: Reading, H.G. (Editor). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, p.: 281-324.
- Vaz, P.T., Rezende, N. G. A. M., Filho, J. R. W., Travassos, W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 15(2): 253-263.
- Warren, J. K. 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, 1035 p.

## PROJETO CLIM-AMAZON CENTRO BRASILEIRO-EUROPEU DE PESQUISA CONJUNTA SOBRE O CLIMA E A GEODINÂMICA DOS SEDIMENTOS DA BACIA DO RIO AMAZONAS

*Franck Poitrasson (Coordenador europeu IRD/GET/Toulouse)*  
*Elton Luis Dantas (Coordenador brasileiro IG/UnB/Brasília)*

### INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A relação entre clima, hidrologia, erosão, transporte e deposição sedimentar é uma das questões importantes em ciências da terra e pode dar pistas importantes sobre como nosso planeta funciona. Inicialmente, resulta na formação de um sistema de drenagem e, posteriormente, em uma bacia sedimentar que abrange diversos e complexos ecossistemas. Um dos principais desafios científicos hoje em dia é a compreensão dos processos dinâmicos envolvidos em grandes sistemas de drenagem e a determinação das fontes do sedimento, do transporte e da acumulação em grandes bacias.

A bacia do rio Amazonas (cerca de 6 milhões de km<sup>2</sup>) é a maior do mundo com descargas médias medidas na saída do rio Amazonas de cerca de 206 000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Callède et al., 2010) e o suprimento de sedimentos estimado é de 800-1200 Mt.a<sup>-1</sup> (Meade et al, 1985, Martinez et al, 2009). O rio Amazonas é responsável por quase um quinto das águas doces fornecidas aos oceanos, 7% das espécies químicas dissolvidas e 5% dos sedimentos fluviais (Degens et al., 1991). Além disso, essa bacia é delimitada a oeste pela Cordilheira dos Andes, que representa apenas 10% da área, mas desempenha um papel fundamental no clima (gradiente de precipitação), hidrologia e fornece volumes consideráveis de material devido aos processos de intemperismo e erosão (Dunne et al. 1998, Aalto et al, 2006).

Nos últimos anos, a região passou por episódios de seca severa que têm causado problemas significativos para a população local, bem como para muitos ecossistemas. Além disso, eventos de enchente também são comuns e afetam anualmente a rotina de muitas cidades da região (Marengo et al, 2008, Espinoza et al, 2009, Lewis et al, 2011). Portanto, detalhar todos os aspectos desta enorme bacia é fundamental para compreender seu comportamento físico-químico a curto e longo prazo. Nesse sentido, a utilização de marcadores isotópicos permite traçar a origem de elementos químicos (Allègre et al., 1996), sua reciclagem na bacia (Dosseto et al, 2006, Wittmann et al. 2011), e também, controlar potencialmente o impacto do desmatamento sobre a erosão (Poitrasson et al. 2009).

Deve-se ressaltar que o tema do monitoramento ambiental é pertinente para um estudo em longo prazo sobre um objeto de expressão regional, como a bacia do rio Amazonas, onde é possível extrapolar de local para global as complexas relações sobre o clima. Na verdade, o uso humano destes ricos ecossistemas pode ter um impacto significativo sobre a produção ou retenção de gases de efeito estufa. Além disso, a bacia do rio Amazonas tem um potencial hidrelétrico enorme, grande parte não utilizado. Reservatórios hidrelétricos podem ser importantes fontes de escape de gás metano, que é um dos principais gases causadores do efeito estufa. Por conseguinte, a observação de recomendações técnicas e operacionais, bem como limitar o número ou a dimensão das barragens, pode ser muito eficiente para mitigar o efeito estufa.

O estabelecimento da bacia sedimentar do Amazonas está diretamente relacionado com o soerguimento Andino Setentrional que ocorreu entre 12 a 10.5 Ma antes do presente (Chemale et al., 2002). O Mioceno Médio a Superior foi também um período caracterizado por grandes mudanças no clima mundial, geomorfologia global, paleobiologia, entre outros (Willert et al. 2006, Potter & Szatmari, 2009). Do Mioceno Superior ao presente, o rio Amazonas flui das Montanhas Andinas para a margem equatorial do Oceano Atlântico, resultando em uma das mais importantes acumulações de sedimento do mundo. O leque do Amazonas tem uma espessura de cerca de 8 km e uma velocidade de sedimentação muito alta, atingindo um acúmulo de 80 metros de espessura de sedimentos por milhão de anos. Assim, este leque é uma feição importante na margem equatorial brasileira, que foi formado entre o Terciário Superior e o presente. Esta pilha de sedimentos sobrecarregou as crostas de tal maneira que induziu uma deformação mensurável na litosfera.

Nesse contexto, uma pesquisa sistemática sobre o material em suspensão e sedimentos depositados do rio Amazonas e de testemunhos de sondagem cortando o leque do Amazonas pode trazer informações essenciais sobre a dinâmica dos processos de sedimentação e tectonismo. Isso também trará informações relevantes sobre a história dos ciclos hidrológicos, os quais têm uma relação estreita com as últimas variações climáticas. Na verdade, soerguimento de montanhas, aquecimento global, aumento da

taxa de precipitação e escoamento do rio tendem a aumentar a erosão continental e, como resultado, aumentar a carga de sedimentos transportados e sua deposição no delta do Amazonas. A natureza da evolução dos sedimentos também pode revelar mudanças ocorridas nas áreas fontes ao longo do tempo.

Ademais, o conhecimento da descarga atual de sedimentos do rio Amazonas e de sua variabilidade é fundamental, uma vez que pode ser ligado aos processos climáticos e erosivos em curso em escalas regionais. A compreensão das relações entre esses processos será útil para melhorar a interpretação de dados sobre as taxas de sedimentação do passado. Além disso, o nosso estudo fornecerá parâmetros científicos valiosos para o estudo de reservatórios de petróleo e gás de outros deltas e leques, espalhados pelo mundo (por exemplo, Delta do Níger, na África), prevendo que eles certamente serão aplicados para a exploração de hidrocarbonetos nestas zonas que apresentam muitas dificuldades tecnológicas.

Diante dessa importância da Bacia Amazônica, o projeto **CLIM-AMAZON** é uma iniciativa científica conjunta Brasil-Europa com financiamento da União Europeia (UE) através do 7º Programa-Quadro para a Pesquisa e Desenvolvimento Tecnológico (FP7). Essa cooperação visa promover intercâmbios entre cientistas brasileiros e europeus na área de geociências e estudos ambientais, por meio de encontros científicos, visitas de pesquisadores europeus experientes ao Brasil, chamadas à projetos para doutorandos e pós-doutorandos para universidades europeias que se proponham a desenvolver pesquisas com novas abordagens na região amazônica, um importante exemplo que pode ser usado como área escola para pesquisas climáticas.

Intercâmbio científico entre França (IRD) e universidades e agências dos países da América do Sul, tal como a atuação do ORE-HYBAM (*Observatoire de Recherches en Environnement sur l'Hydrologie du Bassin Amazonien*) tem melhorado significativamente a compreensão sobre a hidrogeoquímica da bacia do rio Amazonas. Esse incremento nos conhecimentos sobre a dinâmica daquela bacia vem por meio de monitoramento do fluxo de água, qualidade da água, carga sedimentar e o papel da planície de inundação (Barroux et al., 2006, Guyot et al., 2007, Bonnet et al., 2008, Viers et al., 2008, Roux et al., 2010). Apesar disso, não se sabe muito sobre a história do clima da região dos Andes até o oceano (Cordeiro et al., 2011) sendo essa a proposta científica do projeto CLIM-AMAZON.

O projeto CLIM-AMAZON está sendo executado no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e atualmente sete instituições estão envolvidas, sendo elas: o Instituto francês de Pesquisa para o Desenvolvimento (IRD, França), a Fundação Universidade de Brasília (FUB, Brasil), o Instituto Real Neerlandês de Pesquisa sobre o Mar (NIOZ, Holanda), a Universidade Jacobs de Bremen (Alemanha), o Imperial College de Londres (ICL, Reino Unido), o Centro de Pesquisa alemão para as geociências (GGFZ, Alemanha), e a Universidade de Amsterdã (UvA, Holanda).

Os principais impactos científicos esperados desta cooperação Brasil-Europa são:

- ✓ Melhor compreensão dos processos de transporte de sedimentos globais que ocorrem na maior bacia tropical do mundo, a qual desempenha um papel fundamental na regulação do clima mundial,
- ✓ Implementação de um Centro integrado UE-Brasil focado nas relações entre clima, hidrologia, erosão, transporte sedimentar e deposição em regiões tropicais (CHEESED),
- ✓ Consolidação da cooperação frutífera desenvolvida entre Estados da Europa e da América do Sul no âmbito do observatório de pesquisa para o meio-ambiente na bacia do rio Amazonas ORE-HYBAM.

## REFERÊNCIAS

- Aalto R., Dunne T., Guyot J. L. 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *Journal of Geology*, 114(1): 85-99.
- Allègre C. J., Dupré B., Négrel P., Gaillardet J. 1996. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: Constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131, 93–112.
- Barroux G., Sonke J., Boaventura G. R., Viers J., Goddérís Y., Bonnet M. P., Sondag F., Gardoll S., Lagane C., Seyler P. 2006. Seasonal dissolved rare earth element (REE) dynamics of the Amazon River main stem, its tributaries, and the Curuaí floodplain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12): Q12005.
- Bonnet M. P., Barroux G., Martinez J. M., Seyler F., Moreira-Turcq P. F., Cochonneau G., Melack J. M., Boaventura G.R., Maurice-Bourgoin L., León Hernández J.G., Roux E., Calmant S., Kosuth P., Guyot J. L., Seyler P. 2008. Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí). *Journal of Hydrology*, 349(1-2): 18-30.

- Callède J., Cochonneau G., Ronchail J., Alves F.V., Guyot J. L., Guimarães V. S., De Oliveira E. 2010. Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 23(3): 247-273.
- Cordeiro, R. C., Turcq, B., Sifeddine, A., Lacerda, L. D., Silva, E. V., Gueiros, B., Potty, Y. P., Santelli, R.E., Padua, E.O., Patchinelam, S.R., 2011. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 Ka to 10 Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 299(3-4): 426-436.
- Degens E.T., Kempe S., Richey J.E. 1991. Summary: biogeochemistry of major world rivers, 323-347. *In* Biogeochemistry of major world rivers, Scope 42, J. Wiley, Chichester.
- Dosseto A., Bourdon B., Gaillardet J., Allègre C.J., Filizola N. 2006. Time scale and conditions of weathering under tropical climate: study of the Amazon basin with Useries. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 71-89.
- Dunne T, Mertes LAK, Meade RH, Richey JE, Forsberg BR. 1998. Exchanges of sediment transport between the floodplain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 110(4): 450-467.
- Espinoza Villar J.C., Guyot J.L., Ronchail J., Cochonneau G., Filizola N.P., Fraizy P., Labat D., De Oliveira E., Ordoñez Gálvez J.J., Vauchel P. 2009. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology*, 375(3-4): 297-311.
- Guyot J.L., Jouanneau J.M., Soares L., Boaventura G.R., Maillet N., Lagane C. 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, 71: 340-356.
- Lewis S.L., Brando P.M., Philipps O.L., Van der Heijden G.M.F., Nepstad D. 2011. The 2010 Amazon Drought. *Science*, 331(6017), 554.
- Marengo J., Nobre C., Tomasella J., Oyama M., de Oliveira G., de Oliveira R., Camargo H., Alves L. 2008. The drought in Amazonia in 2005. *Journal of Climate* 21, 495-516.
- Martinez J.M., Guyot J.L., Filizola N.P., Sondag F. 2009. Increase in suspended sediment yield of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79: 257-264.
- Meade RH, Dunne T, Richey JE, Santos UM, Salati E. 1985. Storage and Remobilization of suspended Sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*
- Poitrasson, F., L. Vieira, P. Seyler, M.P. Bonnet, F. Sondag, M. Pimentel, G. Boaventura, J. Prunier, A. Plenecassagne, A. Akerman, D. Mulholland, G. Pinheiro, F. Leite, S. Audry, P. Oliva, L. Song, T. Allard, O. Pokrovsky & J. Viers, 2009. Intérêt des isotopes du fer pour étudier les transferts des continents vers les océans? Colloque scientifique ORE HyBam, Tabatingua, Brésil-Laeticia, Colombie, 20-23 Octobre 2009, Actes.
- Roux, E., da Silva, J.S., Getirana, A.C.V., Bonnet, M.P., Calmant, S., Martinez, J.M., Seyler, F., 2010. Producing time series of river water height by means of satellite radar altimetry-a comparative study. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 55(1): 104-120.
- Viers J., Roddaz M., Filizola N.P., Guyot J.L., Sondag F., Brunet P., Zouiten C., Boucayrand C., Martin F., Boaventura G.R. 2008. Seasonal and provenance controls on Nd-Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3-4): 511-523.
- Wittmann H., Von Blanckenburg F., Maurice L., Guyot J.L., Kubik P.W. 2011. Recycling of Amazon floodplain sediment quantified by cosmogenic Al-26 and Be-10. *Geology*, 39(5): 467-470.

## MAPEAMENTO GEOLÓGICO FOLHA SB-23-Y-C-I-2-SO/SE, BABAÇULÂNDIA-TO, BACIA DO PARNAÍBA

*Hienne Danielle da Silva Gomes, Jean Ricardo Mesquita Machado, Marcelo Reis Santos, Sybelly Kelly Lima da Cunha, Ana Valéria dos Reis Pinheiro, Antônio Emídio de Araújo Santos Jr., Raimundo Nonato do Espírito Santo dos Santos*

FAGEO-UFGA/Campus Marabá. hienne.gomes@maraba.ufpa.br, jean.machado@maraba.ufpa.br, marcelo.santos@maraba.ufpa.br, sybelly.cunha@maraba.ufpa.br, pinheiro@ufpa.br, emidiosantos@ufpa.br, nato@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Trabalhos de mapeamento geológico ao longo da Bacia do Parnaíba compreendem, geralmente, escalas de 1:250.000/1:1.000.000 (VAZ et al., 2007, AGUIAR & NAHASS, 1969). Esta bacia é representada pelos grupos: Serra Grande (Siluriano - formações Ipu, Tianguá e Jaicós), Grupo Canindé (Mesodevoniano-Eocarbonífero - formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá) e Poti e Grupo Balsas (Neocarbonífero/Eotriássico - formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba). (GÓES & ROSSETI, 1994, GÓES, 1995, VAZ et al., 2007, BRITO NEVES 1998). A Folha SB-23-Y-C-I-2-SO/SE, localizada próximo a cidade de Babaçulândia, estado do Tocantins, insere-se na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, onde trabalhos na escala de 1:25.000 não tinham sido realizados até o momento. Neste sentido, este trabalho consistiu no mapeamento geológico da folha supracitada, compreendendo ao estudo fácio-sedimentológico/estratigráfico e estrutural a fim de contribuir para o entendimento evolutivo da área de estudo.

### OBJETIVOS

Realizar mapeamento geológico numa escala de 1:25.000, através de levantamentos de dados sedimentológicos, faciológicos, estratigráficos e estruturais.

### MÉTODO

O mapeamento geológico da área de estudo consistiu na Aplicação do método de Soares e Fiori (1976) com base em mapas de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) obtidas através do site do INPE – Instituto Nacional de Pesquisa Espacial no Laboratório de Geoestatística (UFGA – Marabá), com o objetivo de gerar mapa geológico na escala 1:25.000. O processamento dos dados foi realizado através do Arc Gis® 9.3, Global Mapper v.11, Corel Draw v.x 12.0, Georient 32 v.9 e Spring 5.2. Além disso, foram utilizados os conceitos modernos de análise de fácies (DELLA FÁVERA, 2001, CATUNEANU, 2006, NICOLS, 2009, CAPUTO, 2010).

### RESULTADOS

O mapeamento de Geológico permitiu a individualização de duas unidades geológicas na área de estudo, Unidade I: (1) Fácies Argilito Maciço (Am) - argilitos maciços, creme a esverdeado, topo avermelhado, por vezes fraturados, com concreções e fraturas preenchidas por argilito/pelito, (2) Fácies Pelito Maciço (Pm) - pelito maciço, de coloração vermelho-esbranquiçada, intensamente fraturado, presença concreções, (3) Fácies Arenito com Estratificação Plano Paralela (Ap) - arenito fino, esbranquiçado, com grãos arredondados, esféricos, (4) Arenito com Acamamento Heterolítico (Ah) - acamamento heterolíticos flaser, de coloração avermelhada, formado pela alternância de arenito fino/muito fino, com finas camadas/lentes de argilito roxo. (5) Fácies Arenito com Estratificação Cruzada Tabular - arenito fino com estratificação cruzada tabular, grãos subarredondados/arredondados, esféricos, esbranquiçados, intensamente fraturado (70 e 310 Az) (Figura 1), Os fácies Am, Pm, Am e Ah ocorrem empilhados/intercalados formando conjunto de ciclos de até 4 metros de espessura. Estes depósitos interdigitam-se com a fácies At, interpretados como ambiente de margem de lago. As drenagens nesta unidade são de variadas características: densidade de média a alta, sinuosidade alta, baixa a média angularidade, sendo alta nas áreas de cotas mais baixas, tropia de uni a multi-direcional, forte assimetria, além da observação de alguns meandros isolados.

A Unidade II corresponde duas fácies, (1) Arenito com estratificação cruzada tabular (At) e (2) Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) (Figura 2). Os arenitos são finos a médios, com estratificações são de grande porte, grãos bem arredondados e selecionados, foscas. Quanto às drenagens,

são menos proeminentes às referidas na Unidade I, tendo como características: baixa densidade, sinuosidade curva, média a alta angularidade, tropia uni a bi-direcional, além de uma fraca assimetria.

Orientações preferenciais dos alinhamentos de relevo e drenagem prevalecem, na área mapeada, nas direções NE-SW e NW-SE, e subordinadamente N-S, e E-W.

### DISCUSSÃO/ CONCLUSÕES

A Bacia Paleozóica do Parnaíba ao longo da folha SB-23-Y-C-I-2-SO/SE, arredores da cidade de Babaçulândia é representada por duas unidades I e II geológicas, representadas por depósitos lacustre e eólico/desértico relacionados às formações Motuca e Sambaíba, respectivamente. A unidade I representa as cotas topográficas mais baixas da área de estudo, com cerca de 90%. Enquanto que os morros com cotas mais elevadas representam cerca de 10%. Os alinhamentos de drenagem e relevo revelam que a área de estudo foi afetada pelos eventos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês durante a abertura do Atlântico Equatorial.

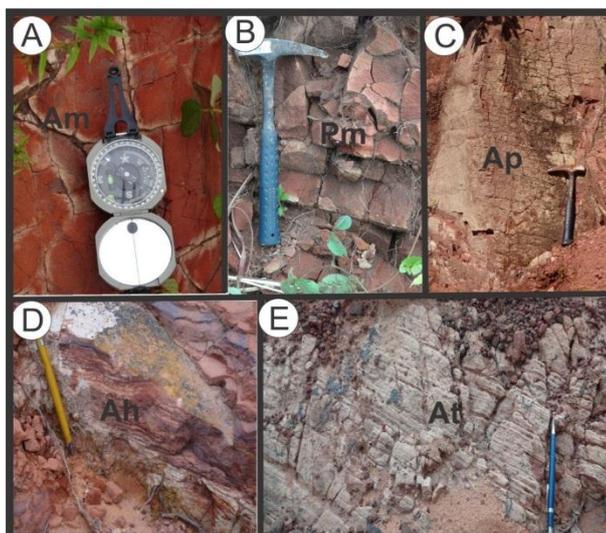


Figura 1 - (A): Fácies Argilito maciço, (B) Fácies Pelito maciço, e (C) Fácies Arenito com Estratificação Plano Paralela, (D), Fácies Arenito com Acamamento Heterolítico, (E) Fácies Arenito com Estratificação Cruzada Tabular.

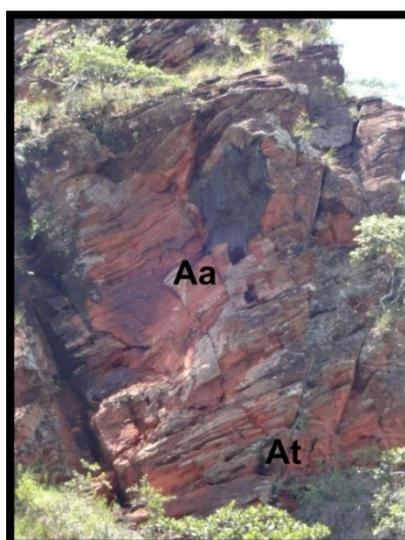


Figura 2 - Estratificações cruzadas tabulares de grande porte (na parte inferior da imagem), Fácies Aa; e acanaladas (parte superior da imagem) de grande porte, Fácies At.

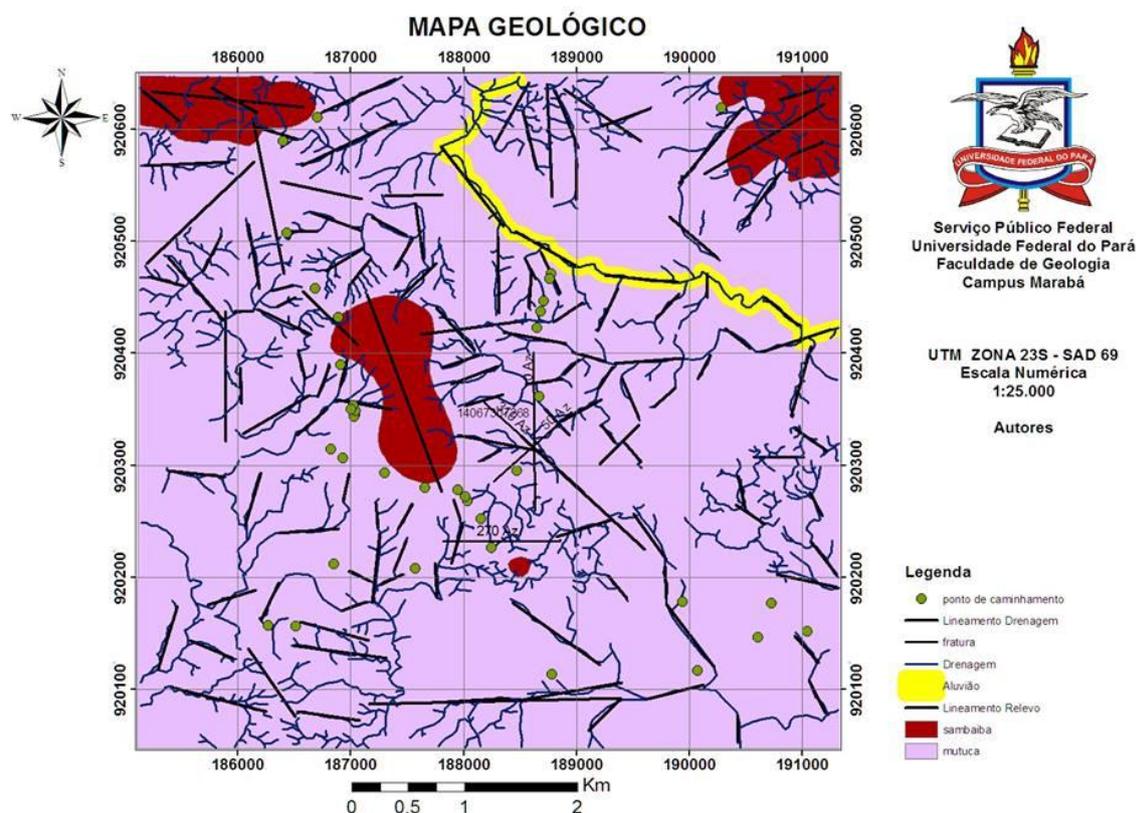


Figura 3 - Mapa geológico da folha SB-23-Y-C-I-2-SO/SE, Babaçulândia-TO, Bacia do Parnaíba.

## REFERÊNCIAS

- Aguiar, G. A., Nahass, S. 1969. Mapa geológico geral da bacia do Maranhão, Rio de Janeiro, PETROBRAS, escala 1:1.000.000.
- Brito Neves, B. B. 1998. The Cambro-ordovician of the Borborema Province. São Paulo: USP, Boletim IG, Série Científica.
- Caputo, J. R. 2010. Estratigrafia de seqüências em bacias sedimentares de diferentes idades e estilos tectônicos. *Revista Brasileira de Geociências* 40 (4): 537-549.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy: 1-345. First edition. Elsevier, Canadá.
- Della Fávera, J. C. 2001. Fundamentos de estratigrafia: 1-264. EdUERJ, Rio de Janeiro.
- Góes, A. M. A. 1995. Formação Poti (Carbonífero Inferior) da bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo: 171 p.
- Góes, A. M., Rossetti, D. F., Arai, M. A. 2001. Passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti, D. F., Góes, A. M., Truckenbrodt, W. (Ed.). *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, p.101-117.
- Nicols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraph*, Second Edition: 1-432. Wiley-Blackwell, UK.
- Soares, P. C., Fiori A. 1976. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Campinas, Notícia Geomorfológica*, 16 (32):71-104.
- Vaz, P. T. et. al. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 253-263.

## DIAMICTITO DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ (GRUPO TROMBETAS) NA REGIÃO DA VILA DE BALBINA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS

Holman Dario Rincón Cuervo & Emílio Alberto Amaral Soares

Universidade Federal do Amazonas, holmancuervo@hotmail.com, esoares@ufam.edu.br.

### INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas localizada no norte do Brasil, abrange uma área de cerca de 500.000 km<sup>2</sup> e se distribui pelos estados do Amapá, Amazonas, Pará e Roraima (Cardoso, 2005). Seu preenchimento sedimentar compreende duas megassequências de primeira ordem, paleozóica e mesozóico-cenozóica, que guardam os registros dos principais eventos tectônicos e atectônicos da bacia (Cunha *et al.* 2007). A megassequência paleozóica é constituída por quatro seqüências de segunda ordem: Ordovício-Devoniana (Grupo Trombetas), Devono-Toirnaiana (Grupos Urupadi e Curuá), Neoviseana (Formação Faro) e Pensilvaniano-Permiana (Grupo Tapajós), representativas de ambientes marinho raso e continental (deltaico, fluvial e lacustre). A megasequência mesozóico-cenozóica é constituída pelas seqüências Cretácea e Terciária do Grupo Javari, o qual é representado principalmente pela unidade cretácea (Formação Alter do Chão) de ambiente fluvial lacustrino (Cunha *et al.*, 1994, Dino *et al.*, 1999, Nogueira *et al.*, 1999). A unidade Terciária pode ser representada pela unidade miocena (Formação Novo Remanso) depositada em ambiente continental (fluvial), que ocorre sobreposta discordantemente a unidade cretácea (Dino *et al.* 2012).

Na Bacia do Amazonas as unidades paleozóicas são bem mais estudadas em função da indústria do Petróleo e guardam registros de dois importantes eventos glaciais, datados do Devoniano e Eosiluriano. A glaciação Devoniana (Fameniana) foi registrada na Formação Curiri (Grupo Curuá), com base em dados de subsuperfície (furos de sondagens), sendo representada por diamictitos que ocorrem intercalados a folhelhos e siltitos, depositados durante o degelo (Carozzi *et al.* 1973, Matsuda *et al.* 2010). A glaciação Eosiluriana tem registros de subsuperfície e superfície na Formação Nhamundá (Grupo Trombetas). Em furos de sondagens da bacia, Carozzi *et al.* (1973) identificaram nesta formação diamictitos glaciais de textura heterogênea com seixos de natureza diversa imersos em matriz siltico-argilosa. Em afloramentos da região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas, Soares *et al.* (2005) identificaram depósitos glaciogênicos representados por diamictitos grosseiros e arenitos foliados, datados do llando-veriano-wenlockiano.

Portanto, visando contribuir com o estudo das fácies sedimentares aflorantes da Formação Nhamundá na região de Vila de Balbina, este trabalho descreve os aspectos texturais de um depósito de diamictito grosseiro, constituído de clastos polimiticos (quartzo-arenito, quartzo e pelito) de formas variadas, por vezes facetados (forma triangular e de ferro de engomar) imersos em matriz arenítica fina a muito grossa. A imaturidade textural e a presença de clastos facetados no diamictito, bem como a sua proximidade geográfica as fácies deformadas por glacioteclônica descritas por Soares *et al.* (2005), permitem associar sua origem ao evento glacial siluriano da Bacia do Amazonas.

### MATERIAIS E METODOLOGIA

No desenvolvimento deste trabalho foram realizadas duas etapas de campo na região de Vila de Balbina no ano de 2012. Foram confeccionadas seções panorâmicas e colunares dos afloramentos estudados e a coleta sistemática de quinze amostras de diamictito, arenito e pelito. As amostras foram descritas macroscopicamente, enviadas para a confecção de lâminas delgadas (5 lâminas) e de grãos (4 lâminas) e descritas microscopicamente nos laboratórios do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e do Departamento de Geociências (Degeo-UFAM). Os pontos estudados foram plotados em imagem Landsat 7 (2001) em escala 1:250.000 utilizando o software *ArcGis* (Versão 9.3).

### DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Segundo Flint *et al.* (1960) o termo diamictito é utilizado para denominar uma rocha de origem sedimentar formada por clastos variados (incluindo fragmentos de rochas pré-existentes), pobremente selecionada e com abundante matriz. O depósito de diamictito descrito neste estudo apresenta cerca de 5 metros de espessura aflorante, sendo delimitado no topo e base, por pelito e arenito, respectivamente. A densa cobertura de vegetação e solo dificultaram a visualização dos contatos

geológicos no campo. O pelito apresenta coloração cinza e laminação plano-paralela definida por intercalações centimétricas a milimétricas de lamina de quartzo-arenito fino. O arenito (quartzo-arenito) apresenta coloração esbranquiçada, granulometria fina e grãos bem selecionados, exibindo camadas de até 1 metro de espessura com estratificações plano-paralela e cruzada tabular, limitadas por intercalações centimétricas e decimétricas de pelito cinza laminado. O diamictito exibe coloração bege-rosada, aspecto maciço, exibindo porções com arcaibouço fechado e aberto. É constituído de fragmentos de diversos tamanhos e formas, com litologia variada (conglomerado polimitico) imersos em matriz arenítica. Os fragmentos exibem tamanhos que variam de 2 a 20 centímetros, são constituídos principalmente de quartzo-arenito e quartzo, com raros clastos de pelito, que exibem formas predominantemente tabulares e variam de angulosos a arredondados (Figura 1). Por vezes, ocorrem seixos de quartzo-arenitos e quartzo facetados, com a forma típica de “ferro de engomar” e triangular.

A matriz do diamictito é constituída de quartzo-arenito de granulometria fina a muito grossa com porosidade irregular, onde os grãos são envolvidos por cimento de óxidos e/ou hidróxidos de ferro. Os grãos são de quartzo monocristalino e policristalinos (em menor proporção), variam de angulosos a subarredondados, mal selecionados, exibem extinção ondulante (fraca a forte) e fraturas (Figura 2a). A assembléia de minerais pesados contida no diamictito é caracterizada principalmente por minerais opacos ferruginosos, exibindo uma proporção muito baixa de minerais transparentes, representada por grãos de zircão, turmalina e rutilo (Figura 2b), que variam de prismáticos a arredondados.



Figura 1 - Amostra de diamictito da Formação Nhamundá aflorante na região da Vila de Balbina.

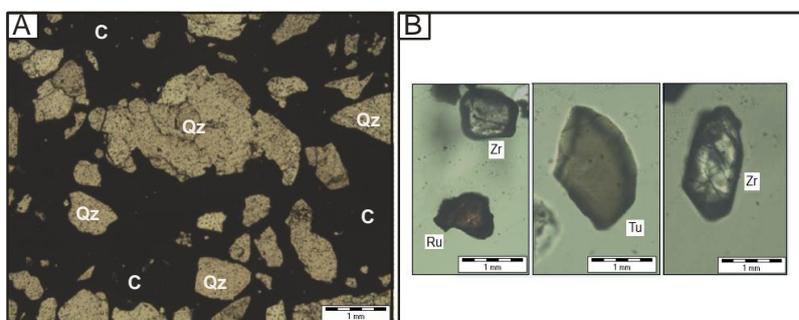


Figura 2 - a) Quartzo-arenito da matriz do diamictito, constituída por grãos de quartzo (Qz) e Cimento Ferruginoso (C), Nicóis descruzados. b) Minerais Pesados presentes no diamictito (Zr-zircão, Ru-rutilo e Tu-turmalina).

## CONCLUSÕES

Diamictitos de origem glacial já foram identificados em afloramentos e testemunhos de sondagens da Bacia do Amazonas, associados aos eventos do Devoniano e Eosiluriano. Neste estudo, o diamictito não foi datado, devido à ausência de material orgânico, mas sua localização geográfica permite inseri-lo na faixa da ocorrência da Formação Nhamundá (Grupo Trombetas) na borda norte da Bacia do Amazonas, delimitada nos estudos de Melo & Loboziak (2003) e Soares *et al.* (2005). Nesta formação, Carozzi *et al.* (1973) identificaram diamictitos glaciais com matriz siltico-argilosa e Soares *et al.* (2010) definiram diamictitos com deformação (foliação, planos de cavalgamento e de descolamento), ocorrendo intercalados aos arenitos e pelitos, característicos de ambientes de *foreshore* e *shoreface*.

O diamictito apresentado neste estudo exhibe aspecto maciço e porções com arcabouço fechado e aberto, sendo constituído de fragmentos de diversos tamanhos e formas, com litologia variada (quarto-arenito, quartzo e pelito) imersos em matriz arenítica, definindo uma baixa maturidade textural. Por vezes, ocorrem seixos facetados, com a forma típica de “ferro de engomar” e triangular. Como diferença básica, o diamictito descrito por Soares *et al.* (2005) apresenta clastos e blocos métricos, por vezes arredondados, de uma única litologia (quartzo-arenito) que flutuam numa matriz siltico-argilosa (arcabouço aberto). O diamictito descrito neste estudo difere do descrito por Carozzi *et al.* (1973) por apresentar arcabouço mais fechado e matriz mais grosseira (arenítica).

No diamictito estudado foi encontrada uma grande proporção de minerais opacos (ferruginosos) em relação aos transparentes. Estes últimos exibem uma assembleia supermatura de minerais pesados, representados por zircão, turmalina e rutilo. Esta assembléia é semelhante à descrita para as fácies sedimentares da Formação Nhamundá por Santos (2012), sendo indicativa de uma fonte ígnea e/ou metamórfica do Domínio Uaimiri (paleoproterozóico), conforme demonstrado no estudo de Souza & Nogueira (2009).

Apesar da falta de estruturas glacioteclônicas no diamictito apresentado neste trabalho, a elevada imaturidade textural, a presença de clastos facetados (forma de ferro de engomar e triangulares), bem como a proximidade geográfica com as fácies glaciais descritas na região de Presidente Figueiredo por Soares *et al.* (2005), permitem associar a origem deste diamictito a glaciação Eosiluriana da Bacia do Amazonas. Este dado é corroborado com a interpretação de Eyles (1993), que associa a presença de clastos facetados a depósitos glaciais, já que não podem ser produzidos em outro ambiente sedimentar.

## REFERÊNCIAS

- Cardoso, T. R. M. 2005. Acrítarcos do Siluriano da Bacia do Amazonas: Bioestratigrafia e Geocronologia. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v. 63, n. 4, p. 727-759.
- Carozzi, A. V., Pamplona, H. R. P., Castro, J. C., Contreiras, C. J. A. 1973. Ambientes Depositionais e Evolução Tecto-sedimentar da Seção Clástica Paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. Anais XXVII Congresso Brasileiro de Geologia.
- Cunha, P. R. C., Gonzaga, F. G., Coutinho, L. F. C., Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n.1, p.45-47.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. H. G., Silva, O. B. 2007. Bacia do Amazonas. Bol. Geoc. Petrobras, Rio de Janeiro, V.15, n. 2, p. 227-251.
- Dino, R., Silva, O. B., Abrahão, D. 1999. Caracterização Palinológica e Estratigráfica de Estratos Cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, V. 5, 1999, Boletim de Resumos Expandidos, Rio Claro, p.557-565.
- Dino, R., Soares, E. A. A., Antonioli, L., Riccomini, C., Nogueira, A. C. R. 2012. Palynostratigraphy and Sedimentary Facies of Middle Miocene Fluvial. J. of South American Earth Sciences, v. 34, p. 61-80.
- Eyles, N. 1993. Earth's Glacial Record and its Tectonic Setting. Earth Science Reviews, v.35, p.1-248.
- Mange, M. A., Maurer, H. F. W. 1992. Heavy mineral in Colour: Chapman & Hall. London. p.1-147.
- Matsuda, N. S., Winter, W. R., Wanderley, J. R. F., Cacela, A. S. M. 2010. O Paleozóico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós - Pará. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 123-152.
- Melo, J. H. G., Loboziak, S. 2003. Devonian-Early Carboniferous Miospore Biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. Review of Palaeobotany and Palynology, v. 124, p. 131-202.
- Nogueira, A. C. R., Vieira, L. C., Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, v. 5, Serra Negra, p.261-266.
- Santos, F. B. 2012. Análise Estratigráfica da Sequência Sedimentar Proterozóica-Cretácea da Região de Presidente Figueiredo com Base no Estudo de Minerais Pesados. PIB-E. UFAM.
- Soares, E. A. A., Truckenbrodt, W., Nogueira, A. C. R. 2005. Fácies Litorâneas e Subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), Região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. Boletim do Mus. Pará. Emílio Goeldi, Sér. Ciências Naturais, v.1, n. 2, p. 89-116.
- Souza, V. S., Nogueira A. C. R. 2009. Seção Geológica Manaus-Presidente Figueiredo (AM), Borda Norte da Bacia do Amazonas: Um Guia para Excursão de Campo. Revista Brasileira de Geociências, v. 39, n. 1, p. 16-29.
- Stemans, P., Rubinstein, C., Melo, J. H. 2008. Siluro-Devonian Miospore Biostratigraphy of the Urubu River area, Western Amazon Basin, Northern Brazil. Geobios, v.41, p. 263-282.

## PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA, FAIXA PARAGUAI NORTE E SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, MATO GROSSO, BRASIL

Hudson P Santos<sup>1</sup>, José B. C. Silva Júnior<sup>2</sup>, Afonso C. R. Nogueira<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>UFPA / INCT-GEOCIAM - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, <sup>2</sup>Faculdade de Geologia – UFPA, hudson@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O Sul do Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai Norte apresentam registros da transição Neoproterozoico-Cambriano expresso em rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai depositadas no final da tectônica Brasileira/Pan-Africana (550-500 Ma) como resultado da convergência dos blocos Amazônia, São Francisco-Congo, Paraná ou Paranapanema (?) originando a Faixa Paraguai (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmim *et al.* 2001, Trindade *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007), tendo como unidade basal, e objeto desta pesquisa, os depósitos siliciclásticos da Formação Raizama. Análises petrográficas em seções delgadas provenientes da região de Cáceres, Faixa Paraguai Norte, e das regiões de Glória d'Oeste e Tangará da Serra (Figura 1-1), sul do Cráton Amazônico, permitiram a individualização de seis litotipos classificados como quartzo-arenitos, subarcóseos, dolomitos com terrígenos, dolomitos, sublitarenitos e *chert*. A proveniência relacionada ao ambiente tectônico revela que os arenitos da Formação Raizama são formados por sedimentos oriundos de reciclagem orogênica e blocos continentais estáveis. A evolução diagenética desses arenitos é marcada por processos de precipitação de argilominerais autigênicos, compactação mecânica, crescimento secundário de quartzo, dissolução por pressão, substituição e/ou dissolução de quartzo e dolomitização. Tais análises permitiram um melhor entendimento dos processos diagenéticos pelo qual essas rochas foram submetidas, contribuindo para caracterização do Grupo Alto Paraguai, ainda pouco estudado.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Por meio do método da contagem de 300 pontos foram analisadas 18 seções delgadas do Cráton Amazônico e 29 da Faixa Paraguai para quantificação dos elementos do arcabouço da rocha e determinação dos aspectos mineralógicos, texturais e diagenéticos, classificadas segundo as propostas de Folk (1974) para os arenitos e de Tucker (1992) para os dolomitos e *cherts*. Além disso, as lâminas foram tingidas com alizarina vermelha S para distinção entre calcita e dolomita, e solução de ferricianeto de potássio para diferenciação entre dolomita ferrosa e não ferrosa. Através da contagem dos constituintes do arcabouço da rocha foi possível a determinação da proveniência relacionada ao ambiente tectônico dos arenitos por meio dos diagramas QtFL, QmFLt e QpLvLs elaborados por Dickinson & Suczek (1979). Para a análise dos aspectos diagenéticos foi adotado como base as discussões de De Ros e Moraes (1984) considerando as três principais subdivisões da diagênese: Eodiagênese, Mesodiagênese, e Telodiagênese, propostas inicialmente por Choquette e Pray (1970), seguidas por Schmidt e McDonald (1979).

### PETROGRAFIA

No Cráton Amazônico o arcabouço os quartzo-arenitos são compostos predominantemente por grãos de quartzo monocristalino com extinção ondulante fraca, muitas vezes com cimento de argilominerais em forma de franjas. Os subarcóseos apresentam predominantemente quartzo monocristalinos, exibindo extinção ondulante fraca e comumente com sobrecrescimento de sílica, cimentados por dolomita com textura idiotópica. Os dolomitos foram diferenciados pelo conteúdo de dolomita, dessa forma, distintos entre dolomitos com grãos terrígenos que variam de areia fina a areia grossa composto por quartzo detrítico monocristalino com extinção ondulante fraca, além de quartzo policristalino iniferenciável, com excessiva cimentação dolomítica, e dolomitos com 95% de cimento dolomítico apresentando textura idiotópica, eudrais, com o tamanho dos cristais medindo até 50 µm, e a presença de dolomita em sela (*saddle dolomite*). Na Faixa Paraguai os quartzo-arenitos são compostos predominantemente por grãos de quartzo monocristalino com extinção ondulante fraca e argilominerais em forma de franjas. Os subarcóseos são formados por grãos de quartzo monocristalinos, microcristalinos e policristalinos, com cimento autigênico constituído de illita em forma de franja ao redor do grão. Os grãos constituintes do arcabouço dos sublitarenitos são predominantemente quartzos monocristalinos e fragmentos líticos de rocha sedimentar compreendido como *chert*. Os *cherts* foram classificados como nodular caracterizado pela cimentação de sílica apresentar dois intervalos de cristalização respeitando o

aspecto granulométrico da rocha original, e o *chert* estratificado é caracterizado pela alternância entre lâminas de quartzo microcristalino e quartzo micritico associado a níveis de terrígenos, sendo este comum em cinturões montanhosos e outras zonas de rochas deformadas (Tucker, 1992).

### AMBIENTE TECTÔNICO

De acordo com o diagrama de plotagem das frequências de quartzo monocristalinos, feldspato e fragmentos totais de rocha, os arenitos provenientes do Cráton Amazônico e da Faixa Paraguai mostram que os sedimentos são oriundos de reciclagem orogênica e blocos continentais estáveis (Figura 1- 2 a,b). A provável hipótese para os sedimentos provenientes de reciclagem orogênica é que esses são resultantes das colisões neoproterozóicas, as quais proporcionaram a evolução da orogênese Brasileira/Pan-Africana (Trompette, 2000, Alkmin *et al.*, 2001, Tohver *et al.*, 2006). Os blocos continentais estáveis teriam sua fonte relacionada ao primeiro estágio de colisão entre os blocos Paranapanema (?) e Amazônia, ligado às áreas soerguidas a SE.

### EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A história diagenética dos arenitos estudados da Formação Raizama é caracterizado por processos de precipitação de argilominerais autigênicos, compactação mecânica, crescimento secundário de quartzo, dissolução por pressão e substituição e/ou dissolução do quartzo e dolomitização. Presume-se que os argilominerais foram quimicamente precipitados em poros intergranulares em forma de franjas (Figura 1-3a), perpendicular a superfície do grão, sendo esta morfologia reconhecidamente autigênica, ou, a gênese desses estaria baseada na alteração de feldspatos, podendo ser profundamente caolinizados, illitizados ou sericitizados (De Ros e Cesero, 1986). A compactação mecânica pode ser atestada pela presença de muscovitas sanfonadas em resposta a sobrecarga de camadas sobrejacentes e lamelas deformacionais oriundas da acomodação/rotação dos grãos durante o soterramento (Figura 1-3d). O crescimento sintaxial de quartzo é identificado principalmente nos quartzo-arenitos com auxílio da linha de sujeira (*dust line*), muitas vezes sendo confundido como contato intergranular reto, mas se tratando de contatos de compromisso. A compactação química é traduzida pela dissolução por pressão expressa pelos contatos intergranulares concavo-convexos e suturados principalmente nos quartzo-arenitos (Figura 1-3a'), além da corrosão das bordas ou total substituição de grão de quartzo comum em rochas cimentadas por dolomita (Figura 1-3b,c) (Tucker, 1992). Enfim, a dolomitização é inerente aos subarcóseos, dolomitos com terrígenos e dolomitos advindos do Cráton Amazônico, com ocorrência de dolomita em sela sugerindo um soterramento profundo em estágio de mesodiagênese relacionada a atividade hidrotermal (Radke e Mathis, 1980), ou atividade diagenética relacionada a remobilização de carbonatos sobrejacentes pertencentes ao Grupo Araras.

### CONCLUSÃO

As rochas da Formação Raizama foram classificadas como quartzo-arenitos, subarcóseos, sublitarenitos, e dolomitos com terrígenos e dolomitos. A precipitação de dolomita estaria restrita exclusivamente aos arenitos provenientes do Cráton Amazônico, sendo essa de origem secundária atestada pelo tamanho dos cristais maiores que 4  $\mu$ m (Tucker, 1992), advindas de atividades hidrotermais ou diagenéticas relacionada à remobilização de carbonatos pertencentes ao Grupo Araras. A variedade composicional revela que tanto os arenitos provenientes do Cráton Amazônico quanto da Faixa Paraguai tem sua fonte de sedimentos oriunda de reciclagem orogênica e blocos continentais estáveis, o que estaria de acordo com o final da estruturação da Faixa Paraguai durante o final da tectônica Brasileira/Pan-Africana (550-500 Ma). A evolução diagenética desses arenitos compreende estágios de eodiagênese compreendida por processos de precipitação de argilominerais, compactação mecânica e crescimento secundário de quartzo, precedidos por estágios mesodiagênicos caracterizados pela compactação química e dolomitização, restritos aos arenitos do Cráton Amazônico.

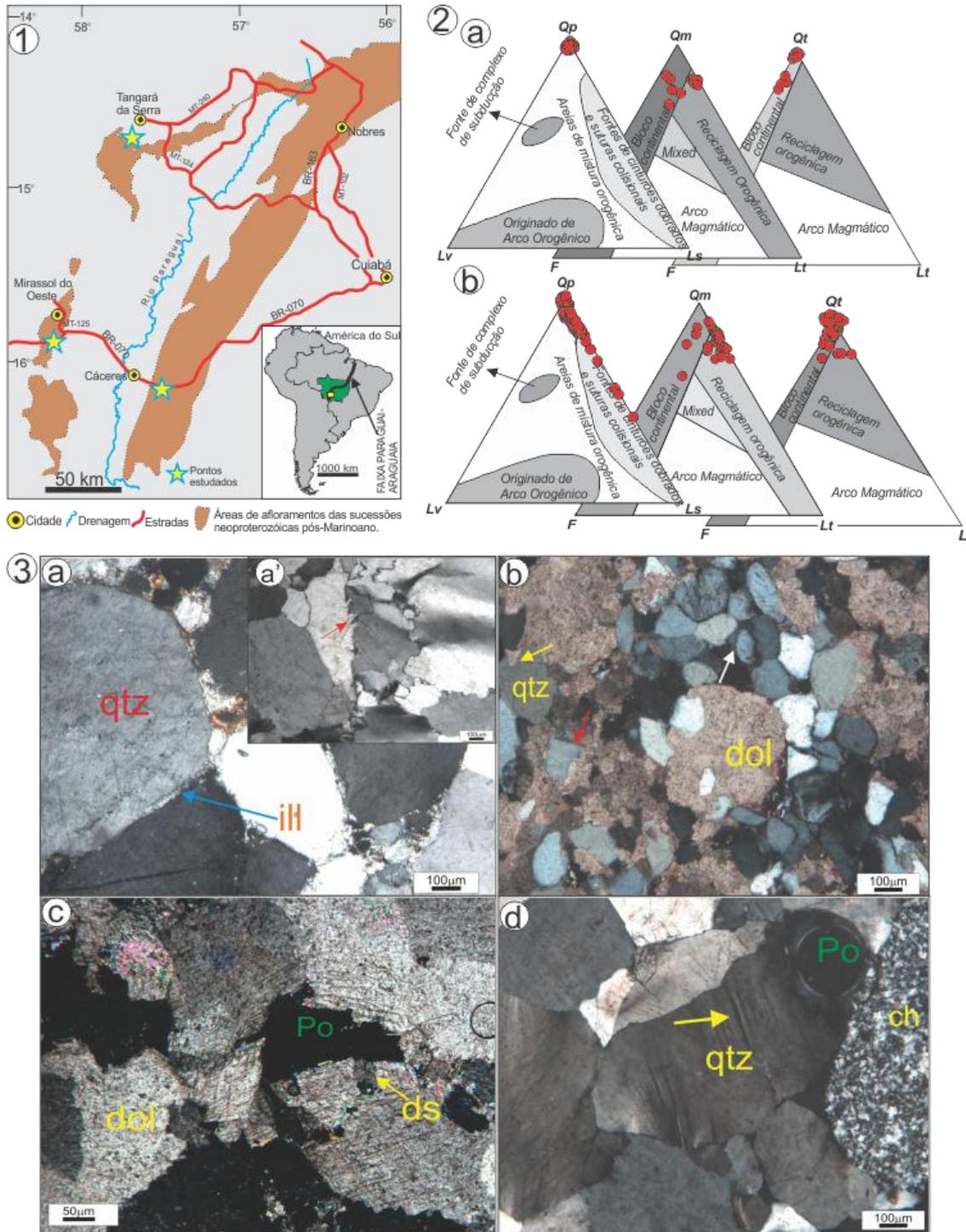


Figura 1 - 1) Mapa de localização dos pontos estudados. 2) Diagramas de classificação das rochas de acordo com o ambiente tectônico (Qm-quartzo monocristalinos, Qp-quartzo policristalinos, Qt-quartzo total, F-feldspatos totais, Lt: Fragmentos líticos totais, Lv: Fragmentos vulcânicos, Ls: Fragmentos sedimentares, L: Fragmentos líticos instáveis): a) Arenitos provenientes do Cráton Amazônico e em b) Arenitos da Faixa Paraguai. 3) (a) Quartzo-arenito expõe a precipitação autigênica de argilominerais (qtz-quartzo, ill-illita). (a') Detalhe do arcabouço de um quartzo-arenito apresentando contato suturado (seta vermelha). (b) Fotomicrografia de subarcóseo mostrando aglomerados de grãos de quartzo (seta branca) livres de dolomitização, e quartzos com corrosão das bordas ou total substituição do grão de quartzo (seta amarela e vermelha) (Qtz-quartzo, dol-dolomita). (c) Dolomito apresentando dolomita em sela (ds) (Po-Poro). (d) Arcabouço de sublitarrenito mostrando fragmentos de *chert* (ch) e lamela deformacional perpendicular a superfície do grão de quartzo (seta amarela).

## REFERÊNCIAS

- Alkmin F. F., Marshak S., Fonseca M. A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: *Geology*, 29:319-322.
- Almeida F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p.265-281.
- Choquette P.W., Pray L. C. 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, v.54, n.2, p.207-250.
- Dickinson W. R., Suczek C.A.1979. Plate tectonics and sandstone composition. *AAPG Bulletin*, v. 63, no. 12, p. 2164-2182 New York, pp 661-664.
- De Ros L. F., Cesero P. 1986. Argila em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. In: XXXIV Cong. Bras. Geol. Goiânia, V.4: 1663-1671.
- De Ros L. F., Moraes M. A. S. 1984. Sequência Diagenética em Arenitos, uma Discussão Inicial. Anais di XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro.
- Folk R.L.1974. Petrology of sedimentary rocks. In. SUGUIO, K. 2003. Geologia sedimentar. Edgard Blucher Ltda. São Paulo. 400 pp.
- Nogueira A. C. R, Riccomini C., Sial A. N., Moura C. A.V., Trindade R. I. F., Fairchild T. R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237: 168 - 190.
- Radke, B.H. e Matthis R.L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sediment. Petrol.*, 50:1149-1168.
- Schmidt V., McDonald D. A. 1979. Texture and Recognition of secondary porosity in sandstones. In: Scholle, P. A., Schluger, P. R. (Eds). *Aspects of diagenesis. Soc. Econ. Paleon., Mineral. Spec. Pub.*, 26, p. 209-225.
- Silva Jr. J. B. C. 2011. Sedimentação siliciclásticas e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso.109f. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Pará, Belém.
- Tucker M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks* 2ed. Blackwell Scientific Publications, 260 p.
- Trompette R., Alvarenga C. J. S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, 11:587-597.
- Trompette R. 2000. Gondwana evolution, its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 330:305-315.
- Tohver E., D'agrella Filho M., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic Record of Africa and South America for the 1200- 500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies: *Precam. Res.*, 147: 193-222.
- Trindade R. I. F., Font E., D'agrella-Filho M.S., Nogueira A. C. R., Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Ter. Nova*. 15: 441-446.

## SILICIFICAÇÃO NA FORMAÇÃO NOBRES NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT): ASPECTOS TEXTURAIIS, OCORRÊNCIA E POSSÍVEL ORIGEM

Isaac D. Rudnitzki<sup>1,3</sup>, Afonso C. R. Nogueira<sup>1,2,3</sup>, Pedro A. dos Santos<sup>1,3</sup>, Andrew M. Barçante<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG -UFPA), <sup>2</sup>Instituto de Geociências (IG-UFPA), <sup>3</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM). rudnitzki@ufpa.br, anogueira@ufpa.br, pedrogeologia8@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A silicificação é um dos processos diagenéticos mais comuns em rochas carbonáticas do Pré-Cambriano (Laschet 1984). A Formação Nobres, inserida na sucessão carbonática do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, é caracterizada por depósitos de planície de maré com grande quantidade de nódulos e horizontes maciços de sílex. Apesar da freqüente presença de sílica diagenética nestes depósitos, a origem e os mecanismos responsáveis pela precipitação da sílica secundária permanecem pouco compreendidos. O presente trabalho foi realizado em afloramentos na região de Cáceres (MT), onde foram caracterizadas feições texturais macroscópicas e petrográficas dos tipos de sílica autigênica presentes na Formação Nobres, além de explanar as possíveis fontes de geração de sílica de acordo com o contexto paleoambiental e diagenético da unidade.

### GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Paraguai é uma entidade tectônica neoproterozoica inserida na Província Tocantins, estruturada durante o evento orogênico Brasileiro/ Pan-Africano, entre 600 e 540 Ma (Almeida 1984), durante a convergência dos três blocos continentais Amazônia, São Francisco-Congo e Paraná ou Rio de la Plata. O Grupo Araras representa a sucessão carbonática neoproterozoica da Faixa Paraguai (Almeida 1964, Nogueira *et al.* 2007), composta pelas formações: Mirassol d'Oeste (dolomitos, microbialitos), Guia (calcários e folhelhos betuminosos), Serra do Quilombo (dolomitos e brechas carbonáticas) e Nobres (dolomitos, arenitos e pelitos). Estas rochas recobrem os diamictitos glaciais da Formação Puga e por sua vez são recobertas pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai. Os depósitos da Formação Nobres consistem dolomitos finos, dolomito intraclástico, arenitos dolomíticos e estramatólitos, distribuídos em ciclos de rasamento e salinidade ascendente (*shallowing and brining upward*) pertencentes a um sistema de perimaré associados um clima árido com alta taxa de evaporação (Rudnitzki & Nogueira 2012).

### MATERIAIS E MÉTODOS

A análise petrográfica contou com a avaliação de 18 lâminas delgadas com contagem mínima de 300 pontos para caracterizar e quantificar o arcabouço dos carbonatos da Formação Nobres. Para identificação do tipo de carbonato as lamina foram tingidas com alizarina vermelha-s (Adams *et al.* 1984). Para classificação de rocha foi adotado o esquema de Dunham (1962). As imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) permitiram a melhor avaliação de feições texturais diagenética, realizadas no laboratório de MEV do IG/UFPA.

### RESULTADOS & DISCUSSÃO

#### MICROFÁCIES CARBONÁTICA E DIAGENÊSE

Análise petrográfica nas rochas da Formação Nobres permitiu o reconhecimento de 7 microfácies carbonáticas, distribuídas de acordo com os subambientes do sistema de planície de maré Nobres: dolomito fino, *dolopackstone* intraclástico, *dolograinstone* oolítico, *doloboundstone* microbial, dolomito arenoso, dolomito silicificado (*chert*) e arenito dolomítico. Os processos diagenéticos indicam fase de mesodiagênese, que incluem: i) Dolomitização do arcabouço, ii) Recristalização dos constituintes carbonáticos, iii) Cimentação (poros e fraturas), iv) Silicificação (substituição e cimentação), v) Compactação mecânica (fraturas) e química (estilólitos e *dissolution seams*), vi) Oxidação, e vi) Corrosão de grãos siliciclásticos.

#### SILICIFICAÇÃO: ASPECTOS TEXTURAIIS, OCORRÊNCIA E PROCESSOS

A sílica autigênica apresenta diferentes hábitos nos dolomitos da Formação Nobres. Na escala macroscópica o processo de silicificação é representado por níveis maciços descontínuos e nódulos de sílex, e preenchendo moldes evaporíticos, *vugs* e fraturas. Na petrografia sílica diagenética ocorre na

forma de: (1) Quartzo microcristalino, (2) coroa de quartzo microcristalino, (3) coroa de quartzina em *bladed*, (4) Calcedônia, e (5) mosaico de megaquartzo.

O quartzo microcristalino é representado por cristais de quartzo  $<5\mu\text{m}$ , associados ao processo de substituição total ou parcial dos componentes carbonáticos como matriz dolomítica (Figura 1B, C, I), grãos carbonáticos (intraclastos de dolomito fino, oóides e pelóides) e laminações microbianas em todas as microfácies carbonáticas. O processo de cimentação por sílica autigênica apresenta maior variação textural. A obliteração de poros interpartículas apresenta coroas de quartzo microcristalino com até  $6\mu\text{m}$  de tamanhos dispostos nas bordas de poros e por vezes circundando grãos carbonáticos, sem orientação preferencial (Figura 1D). Sobre a coroa de quartzo microcristalino se desenvolve cristais brotoidais de calcedônia com arranjo interno fibro-radial, e no centro dos poros, mosaico de megaquartzo equidimensionais com até  $30\mu\text{m}$  de tamanho (Figura 1E). No entanto a obliteração de poros interpartículas apresenta diferentes arranjos, como a ausência do mosaico de megaquartzo e obliteração total por calcedônia que por vezes apresenta múltiplos níveis de crescimento de cristais brotoidais (Figura 1F). Em poros de dissolução de intraclastos e oóides prevalece o preenchimento por mosaicos de megaquartzo equidimensionais (Figura 1G). A obliteração de poros por sílica autigênica é observada com maior frequência nas microfácies de *dolopackstone* intraclástico e *dolograinstones* oolíticos. Nas fraturas é comum observar preenchimento por mosaicos de megaquartzo com até  $15\mu\text{m}$  de tamanho, por vezes associados a cimentos de dolomita espática que vênulas.

Os moldes evaporíticos são representados por feições de nódulos e *pop-corn* de sílex, resultantes da substituição e preenchimento de sílica autigênica. Internamente são compostos por quartzo microcristalino na borda, seguido por coroas de quartzina na forma de *bladed* com até  $5\mu\text{m}$  de comprimento e no centro por mosaicos de megaquartzo com 12 a  $30\mu\text{m}$  de tamanho que constituídos por cristais de quartzo prismáticos monoterminados (Figura 1G, I).

A presença da sílica diagenética nos dolomitos da Formação Nobres, aponta para percolação de fluidos supersaturados em sílica sob condições alcalina ( $\text{pH}>7$ ) que permite íons de sílica em solução (Folk & Pittman 1971). Os diferentes arranjos texturais são relacionados principalmente com o nível de saturação de sílica e as condições físico-químicas do ambiente diagenético, desta forma neste trabalho admitiram-se no mínimo duas gerações de sílica.

A primeira geração é relacionada à substituição dos componentes carbonáticos de dolomita por quartzo microcristalino, que indica a precipitação a partir de fluidos com concentração muito alta de sílica (Folk & Pittman 1971). Este processo ocorre em todos os subambientes da planície de maré da Formação Nobres, onde a substituição total do arcabouço ocorre principalmente em níveis estromatolíticos e no subambiente de supramaré. Para os moldes evaporíticos também se atribuiu a fase de substituição por meio de fluidos alcalinos com alta concentração associados à presença de minerais evaporíticos (sulfatos) que permite a precipitação dos cristais de quartzina (Folk & Pittman 1971), e a precipitação do megaquartzo é relacionada aos fluidos residuais com baixa concentração de sílica que proporciona a obliteração total dos moldes evaporíticos.

A segunda geração consiste na cimentação pela sílica autigênica. A presença de cimento de calcedônia e megaquartzo são comuns em obliteração de poros (Tucker 1999). Além disso, os arranjos construídos pelas diferentes tipos de cimento de sílica indicam fases distintas das condições físico-químicas do fluido de formação durante a precipitação. A presença do quartzo microcristalino aponta para fluidos com concentração muito alta de sílica, já a precipitação da calcedônia é oriunda de fluidos com alta concentração de sílica, porém pH neutro a ácido, e a precipitação do megaquartzo sob baixa concentração de sílica. A presença de mosaicos de megaquartzo em poros de dissolução e fraturas indica que a obliteração na fase final da segunda geração de sílica diagenética. Desta forma é possível considerar que os diferentes aspectos de cimento de quartzo são decorrentes do empobrecimento gradativo da concentração de sílica no fluido diagenético.

O contexto paleoambiental da Formação Nobres com planícies de maré associadas à alta taxa de evaporação favorece a percolação de fluidos alcalinos enriquecidos em sílica oriundos de águas continentais e meteóricas para primeira geração de sílica. Para segunda geração admite-se a contribuição de fluidos formados durante a diagênese de soterramento de caráter hidrotermal, associado também a dissolução de grãos terrígenos (quartzo e feldspatos) pelo processo de dolomitização como possível fonte da sílica.

## CONCLUSÃO

A abundância da sílica diagenética nas rochas da Formação Nobres admite no mínimo duas fases de geração de sílica autigênica, que inclui: I) Primeira geração caracterizada pela percolação de fluidos enriquecidos em sílica sob condições de pH alcalino que proporciona a substituição parcial ou total do arcabouço carbonático por quartzo microcristalino, além de quartzina quando associados a moldes evaporíticos, II) Segunda geração associada à obliteração de poros interpartículas e secundários (poros de dissolução e fratura) associados à percolação de fluidos hidrotermais durante a diagênese de soterramento e à dissolução de grãos terrígenos pela dolomitização.

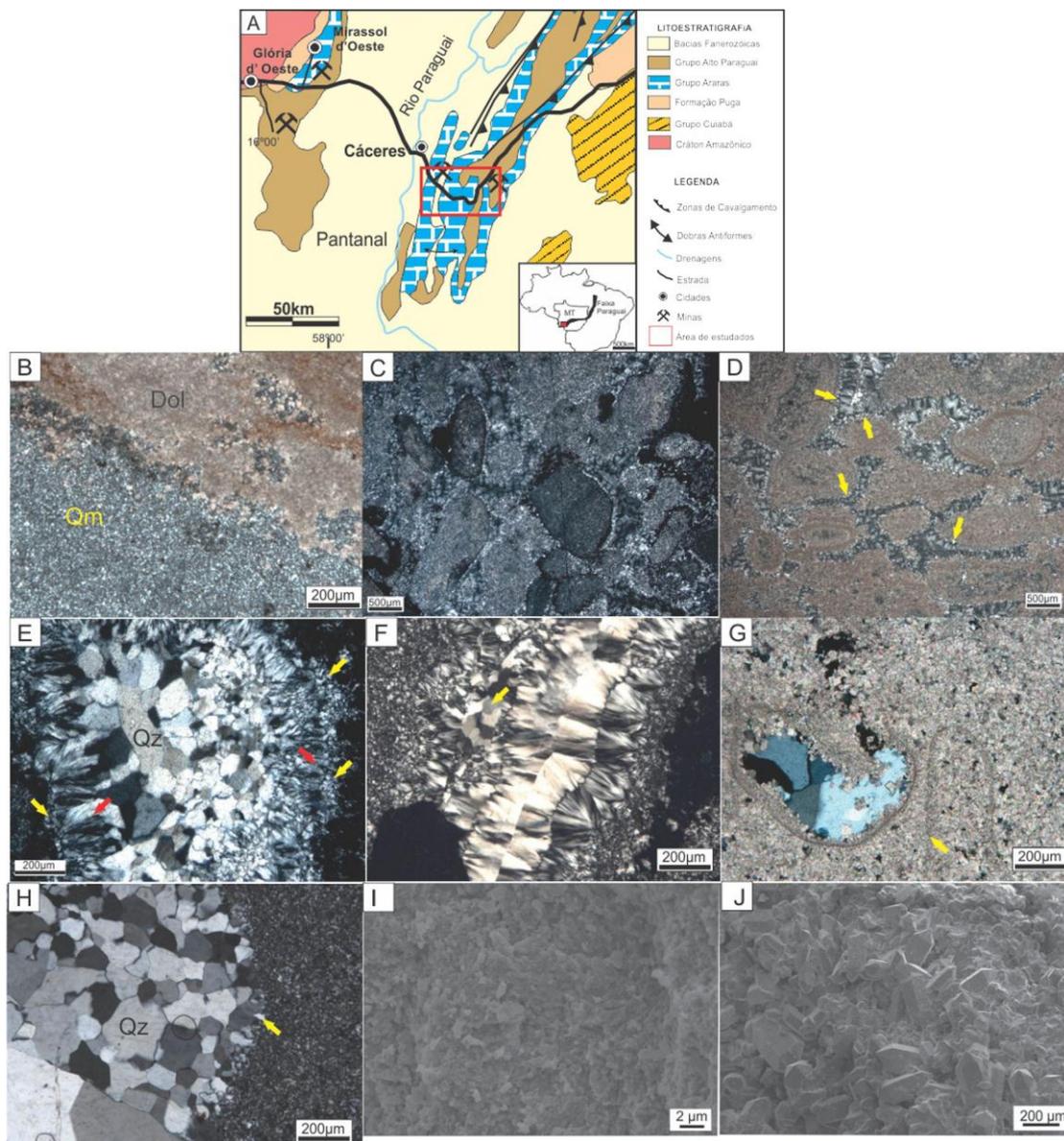


Figura 1- A) Mapa de localização da área de estudo, B) Dolomito fino com matriz dolomítica (Dol) sendo substituído por quartzo microcristalino (Qm), C) Substituição total de *dolopackstone intraclástico* por quartzo microcristalino. D) *Dolograins* oolítico com coroas de quartzo microcristalino circundando grãos (seta), E) Arranjo do cimento de sílica autigênica obliterando poros interpartículas com coroas de quartzo microcristalino (seta amarela), calcedônia botrioidal (seta vermelha) e mosaico de megaquartzo (Qz), F) Obliteração de poros por múltiplas fases de calcedônia e megaquartzo (seta), G) Poro de dissolução preenchido por megaquartzo, H) Moldes evaporíticos com estrutura interna constituída de quartzo microcristalino, quartzina (seta) e megaquartzo (Qz), I) Imagem de MEV do quartzo microcristalino, J) Imagem de MEV de moldes evaporíticos com cristais de quartzo prismáticos monoterminados.

## REFERÊNCIAS

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140p.
- Almeida, F.F.M. de. 1964. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro 219:1-53.
- Almeida, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p.265-281.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Ed.) Classification of Carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol., p.108-121 (Memoir1).
- Folk, R.L., Pittman, J.S. 1971, Leth-slow chalcedony, a new testament for vanished evaporate: J. Sedimentary Geology. 41:1045-1058.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial A.N., Moura, C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R., 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonates platform, southern Amazon craton, Brazil. Chemical Geology., 237:168-190.
- Rudnitzki, I. D, Nogueira, A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). Rev. Bras. Geoc., 42(4):633-645.
- Tucker, M.E. (eds). 1991. Sedimentary Petrology. Blackwell Scientific Publications. 260 pp.

## REGISTRO DA SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCENA NA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ, NOROESTE DO BRASIL

Isaac Salém A. A. Bezerra, Afonso César R. Nogueira

Universidade Federal do Pará, isaac.bezerra@ig.ufpa.com

### INTRODUÇÃO

Trabalhos de mapeamento tem caracterizado a zona costeira do Amapá por ser uma região de baixa declividade periodicamente inundada, constituída por extensos terraços de idade holocena que recobrem depósitos de idade miocena-pleiocena atribuídos à Formação Barreiras. Estes últimos estão expostos numa faixa Norte-Sul e sobrepõem discordantemente as rochas cristalinas do embasamento representado pelo Complexo Guianense (Lima et al, 1990, CPRM, 2004, IBGE, 2007). Até a última década, a presença de depósitos da Formação Barreiras na região costeira do Amapá era irrefutável embora os dados litoestratigráficos, cronoestratigráficos, paleoambientais e de correlação com seções de referência no Nordeste do estado do Pará nunca foram adequadamente demonstrados. A distribuição da Formação Barreiras no Estado do Amapá é similar àquela observada para os depósitos quaternários expostos numa faixa N-S. Entender como uma unidade de idade miocena ainda preservaria uma configuração quaternária é intrigante, principalmente numa região onde predomina o intenso intemperismo químico favorável de desenvolvimento de perfis lateríticos (Théveniaut e Fresyssinet, 1999), bem como a proximidade de zonas de erosão com a bacia hidrográfica do Rio Amazonas (Meade et al, 1985).

A formação Barreiras é fundamental importância para o entendimento da evolução sedimentar de toda a costa brasileira (Suguio e Nogueira 1999). No estado do Amapá, estes depósitos registram a deposição de sedimentos siliciclásticos de caráter continental de sistemas de leques aluviais, planícies fluviais e lacustres encontrados próximos à zona costeira e também no topo das serras do Tumucumaque, Navio e Iratapuru (Lima et al 1991). O Pleistoceno, para Bezerra et al, (1990), está registrado apenas pela geração de superfícies aplainadas mais baixas que as superfícies Terciária, geradas por processos erosivos-depositacionais e ainda intempéricos ligados a condições climáticas úmida a semi-áridas. Sobrepostos a estes são encontrados terraços de idade Holocena que estariam ligados a alternâncias de processos de domínio marinho e fluviais (Guimarães et al, 2012).

Entretanto os depósitos estudados neste trabalho, tidos como da Formação Barreiras, não desenvolvem as características que definem os comuns perfis lateríticos encontrados nesta formação com grande frequência e extensão na Amazônia e na costa brasileira (Nogueira e Suguio, 1999). Assim, este trabalho visa caracterizar sedimentologicamente e estratigraficamente para entender melhor a transição do Neógeno para o Quaternário, com foco de estudo em terraços da formação Barreiras que afloram na BR-146 na região centro leste do estado, próximos a Tartarugalzinho a 230 km da capital.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Para reconstrução paleoambiental usou-se a análise e sucessão vertical de fácies com recursos de estudo de elementos arquiteturais em perfis verticais e seções panorâmicas (Walker, 1990, Miall, 1991). Foram coletadas amostras, posicionadas sistematicamente, para datação por Luminescência Óptica Induzida (LOE) segundo a aplicação do protocolo MAR (multiple aliquot regeneration) segundo Murray e Wintle (2000).

### RESULTADOS

#### Datação por Luminescência Óptica Induzida

As datações por LOE forneceram idades variando de 120,600 AP a 69,150 AP (Figura 1.2) indicando pela primeira vez a presença de depósitos Pleistocenos na Planície Costeira do Amapá.

Foram separadas dois grupos de unidades, separadas por superfície erosiva, descritas no próximo tópico. As idades obtidas para a unidade inferior variaram de 120.600 AP a 70.850 AP. Neste membro são descritos associação de fácies de canal de infra-maré com idade de 120.600 ( $\pm 12.000$ ), 99.800 ( $\pm 12.200$ ), e 70.850 ( $\pm 6.700$ ). As idades de 100.000 ( $\pm 11.500$ ) e 75.300 ( $\pm 8.500$ ) foram encontradas na fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada e de 96.800 ( $\pm 8.250$ ) para fácies arenito com estratificação heterolítica inclinada referente à associação de Canal fluvial meandrante influenciado por

maré. Para este membro as maiores idade indicam um ambiente de canal de infra-maré onde se intercalam a depósitos de canal fluvial meandrante. Para a unidade superior foi obtida de 69.150 ( $\pm 7.200$ ), para a fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada grosso.

### **Análise e Associação de Fácies**

Foram descritas duas unidades, separadas por superfície erosiva (Figura 1.1). Na unidade inferior são encontrados 2 associações de fácies (1) Canal de Sub-maré e (2) Canal fluvial meandrante influenciado por maré, que geralmente *onlapam* o embasamento (Figura 1.3.A). E para a unidade inferior foram descritas mais 2 associação de (3) Planície de maré e (4) canal fluvial de carga mista.

- Associação de fácies de Canal de Sub-maré (AF1): Esta associação consiste na base dos perfis estudados com espessura média de 6m. Nestes depósitos de características areno-pelíticas empilham-se as fácies de conglomerado intraformacional (Ci), fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac), arenito com estratificação cruzada sigmóide (As), arenito com estratificação cruzada tabular (At), arenito com estratificação cruzada plano-paralela (App), arenito com estratificação cruzada cavalgante (Acc), arenito-pelito com acamamento variando de wavy a flaser (Aw), Arenito bioturbado (Ab). As fácies de At e As tem foresets recobertos por laminas de argila com espessuras variadas e cíclicas, denominadas de *tidalbundle* (Figura 1.3.B). As medições de paleocorrente apresentaram estratificações com mergulhos opostos (*herringbone-cross stratification*). Clastos de pelito de forma tabular, angulosos e arredondados, são encontrados dispersos nos sets e na base das camadas de arenitos estratificados nas fácies de Ci. Esta associação representa um ambiente com variação de energia de corrente de maré onde variam processos de tração e suspensão com migração de formas de leito, como dunas subaquosas, recobertas por laminas de argila durante período de águas paradas, no estófo de maré. A variação cíclica das espessuras dos forests ocorre devido a variações da corrente de maré em períodos de quadratura e sizígia (Visser 1980). Os depósitos de acamamento de maré são registros de ambiente abrigado, comum a ambientes estuarinos (Tessier, 1993) (Figura 1.3.D) e a variação de wavy a flaser se deve ao aumento do fornecimento do suprimento sedimentar e de processos erosivos ligados a energia da corrente de maré em períodos de quadratura e sizígia (Reineck e Wunderlich, 1968).

- Canal fluvial meandrante influenciado por maré (AF2): Esta associação consiste na porção intermediária dos perfis estudados com espessura média de 5m, ocorrendo intercalado a AF1. Por vezes ocorre o contato erosivo desta associação com o embasamento de geometria canalizada (Figura 1.3. C). Nestas são encontradas as fácies de Conglomerado maciço a laminado (Cml), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), Arenito com estratificação cruzada inclinada (Aci) e arenito-pelito com amamento de maré. Nas fácies de Cme são encontrados clastos disseminados de tamanho de até 82cm de arenito, seixos de embasamento e seixos de quartzo arredondados. Esta associação de fácies representa a migração de canal fluvial meandrante sobre o embasamento ou fruto de reativação de drenagens sobre os depósitos da AF1, logo inundados pela influencia de maré registrados pelo acamamento de maré.

- Planície de maré (AF3): Esta associação marca o contato entre as unidades, com espessura chegando até 1m. São encontradas fácies de Conglomerado Intraformacional (Ci) (Figura 1.3.F), pelito laminado e arenito-pelito com ritmo wavy (Aw).O contato entre as unidades tem forma ondulada e se estende por todos os perfis estudados (Figura 1.3. E). Esta registrar condições de decantação em águas paradas por vezes influenciada por maré.

- Canal Fluvial de carga mista (AF4): Com granulometria variando de média a grossa e espessura média de 4m, são encontrados arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa), Arenito com estratificação cruzada tabular (At) Arenito com estratificação cruzada sigmóide (As). Esta associação registra um aumento do nível de água e aumento do suprimento sedimentar resultados do aumento da influencia continental, onde um sistema fluvial de carga mista atinge a AF3 na forma de As que indicam uma diminuição abrupta na velocidade ao desaguar nesta planície de maré.

### **DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

Durante o Pleistoceno, variações do nível do mar influenciaram a sedimentação na costa norte da América do Sul relacionados a variações do nível do mar influenciadas por variações climáticas que moldaram a paisagem desta região. (Wong 2009, Prost,1989). A base dos depósitos estudados representa um complexo sistema deposicional influenciados por maré que desenvolve contato em onlap sobre o embasamento cristalino. Por vezes esse ambiente sofre o influxo de sedimentos proveniente do rejuvenescimento e migração lateral de drenagem fluvial meandrante. O topo dos perfis é marcado por

depósitos de caráter continental que colmatam uma planície de maré. O empilhamento da unidade segundo as variações internas dos membros permite classificar um ciclo transgressivo-regressivo depositados durante um intervalo de interglacial a glacial no Pleistoceno tardio, idade comprovada pelas datações por LOE que exclui de vez os depósitos da formação Barreiras da planície costeira do Amapá e abrindo a discussão para se entender melhor variação do nível do mar durante o Quaternário no norte do Brasil

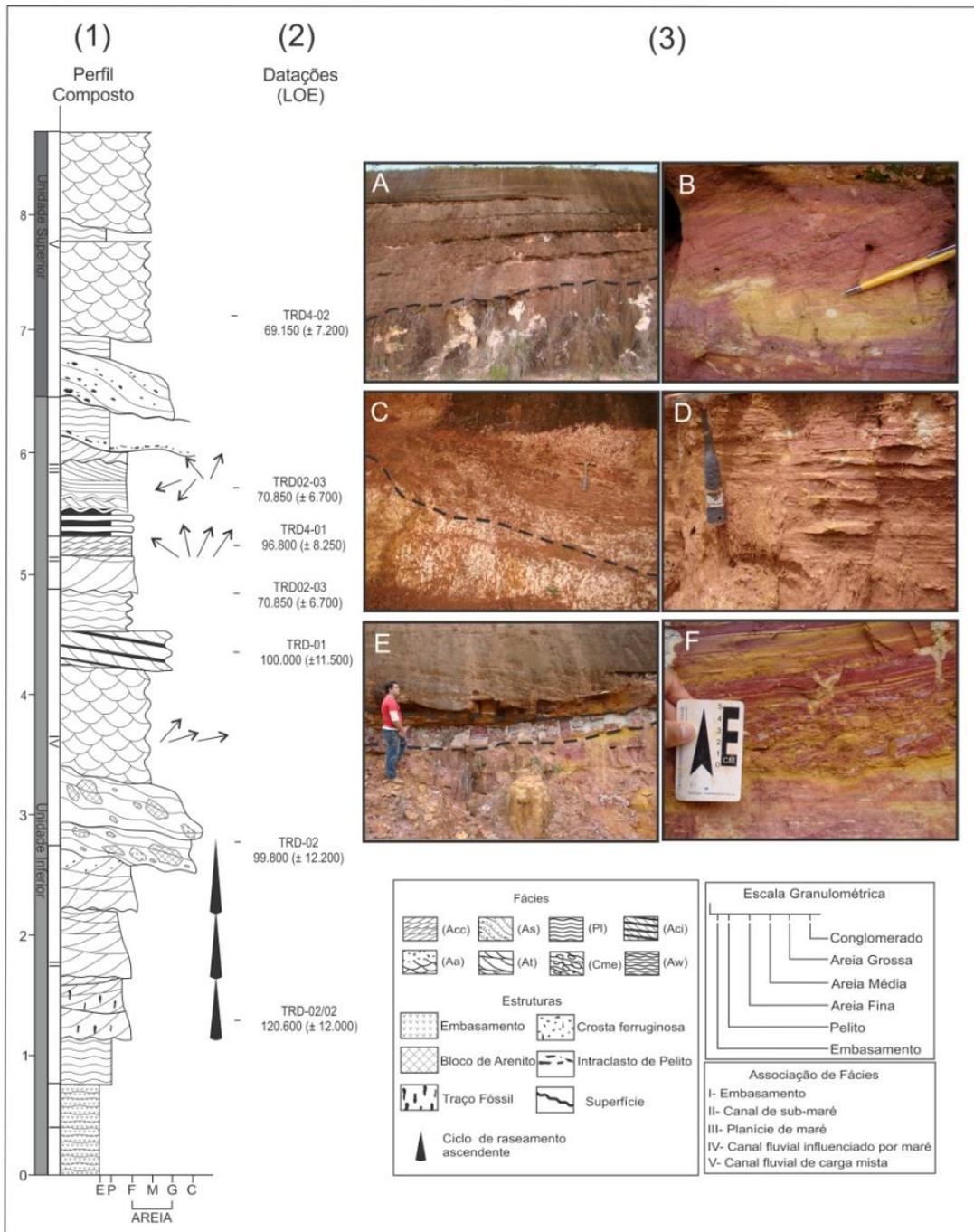


Figura 1 - 1.1) Perfil composto. 1.2) Idades de LOE. 1.3.A) Contato da AF1 onlapando o embasamento abaixo da linha tracejada. 1.3.B) Arenito com estratificação cruzada tabular com foreset recoberto lamina de argila (*tidalbundle*). 1.3.C) Contato erosiva da AF2 com o embasamento. D) Arenito-pelito com acamamento de maré da AF1. 1.3.E) Contato da AF1, base do perfil com AF 3 sotaposta por AF4. 1.3.F) Conglomerado intraformacional no contato de AF1 com AF3.

## REFERÊNCIAS

- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil 1:1.000.000, Folha NA.22- Macapá. CD-ROM. 2004.
- Guimaraes, J. T. F., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Franca, M. C., Smith, C. B., Nogueira, A. C. R. . Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *Holocene (Sevenoaks)*, v. 22, p. 359-370, 2012.
- Lima, M. I. C., Bezerra, P. E. L., Araújo, H. J. T. Sistematização da geologia do estado do Amapá In: *Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais. Belém, SBG-Núcleo Norte*, 3, p. 322-335. 1991 (Meade et al, 1985)
- Miall, A. D. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A. D., Tyler, N. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Society for Sedimentary Geology/SEPM*, p. 6 - 12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3). 1991
- Murray, A. S. e Wintle, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative dose protocol. *Rad. Meas.*, 32, p.57-73. 2000
- Prost M.T. 1989. Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana. *Marine Geology* 90: 259-267
- Reineck, H.E. and Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11:99-104.
- Suguió, K., Nogueira, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a formação (ou grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais, *Geociências, São Paulo*, v.18, n. 2, p. 461-479, jul./ dez. 1999.
- Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleo-reconstruction. *Marine Geology*, 110: 355–367
- Visser, M.J., 1980, Neap–spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note: *Geology*, v. 8, p. 543–546.
- Théveniaut H. & Freyssinet Ph. 1999. Paleomagnetism applied to laterítica profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoeco.*, 148:209-231.
- Walker, R.G. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:777 - 786. 1990.

## POSSÍVEIS EVENTOS ANÓXICOS OCEÂNICOS RELACIONADOS À OCORRÊNCIA DE HIDROCARBONETOS NA BACIA PARÁ-MARANHÃO

Vitor Vieira Centeno<sup>1</sup> & Iviny Barros De Araujo<sup>1</sup>  
Estanislau Luczynski<sup>2</sup>

<sup>1</sup> IG/FAGEO da Universidade Federal do Pará. Bolsista PIBIC/CNPq. E-mail: iviny\_barros@hotmail.com e vitorvieirac@hotmail.com.  
<sup>2</sup>IG/FAGEO, FAOC, PPGGEOF, Universidade Federal do Pará. E-mail: stasnis@yahoo.com, cordpem@ufpa.br.

### INTRODUÇÃO

Os Eventos Anóxicos Oceânicos (EAOs) foram períodos na história geológica em que os oceanos apresentavam concentrações reduzidas de oxigênio dissolvido, devido a um incremento da intensidade e da extensão na zona mínima de oxigênio presente nos oceanos (HANDOH & LENTON 2003). Durante esses eventos, ocorreram alterações abruptas no ciclo global do carbono (JENKYN 2010) no qual o carbono orgânico que foi depositado nesse período estava em condições adequadas para ser preservado (SCHLANGER & ARTHUR 1979), pois este meio era redutor e capaz de impedir a ação das bactérias aeróbicas degradantes de matéria orgânica. Os EAOs se deram em períodos diferentes ao longo do tempo geológico, sendo os registros mais evidentes do Mesozóico - especialmente no Cretáceo.

### METODOLOGIA

O presente trabalho consiste em uma revisão bibliográfica que visa discutir uma provável relação entre EAOs e a presença de óleo na Bacia Pará-Maranhão (BM PA-MA).

### DISCUSSÃO

Análises de sedimentos marinhos levam a crer que tais acontecimentos foram globais e estariam associados a um intenso vulcanismo e grande atividade tectônica relacionada à formação de *rifts*, que poderiam ter provocado alterações ambientais capazes de induzir aos EAOs (HESSELBO *et al.* 2000). Por serem associados a períodos de formação de *rift*, os EAOs teriam influenciado na geração de hidrocarbonetos nas bacias formadas durante a ruptura do supercontinente Gondwana.

Por ser uma bacia formada durante a fase *rift* da margem equatorial brasileira e ter sofrido a influência de alguns EAOs, a Bacia Pará-Maranhão é promissora para a existência de hidrocarbonetos que tiveram a influência de alguns destes eventos que favoreceram a preservação de sua matéria orgânica no período de ocorrência dos mesmos.

Segundo a abordagem apresentada neste artigo, bacias que estão associadas às ocorrências de Eventos Oceânicos Anóxicos, que sofreram rifteamento e se encaixam na Classificação IIC (Klemme) merecem ser investigadas em busca de ocorrências de petróleo e gás natural, uma vez que cerca de 18% dos recursos em nível mundial são registrados nesse tipo de bacia. Independente do potencial para óleo pesado e betume natural. Também é digno mencionar que o intervalo de ocorrência da maioria dos EAOs coincide com os reservatórios que produzem 70% dos recursos mundiais. Este conjunto de situações torna a BM PA-MA uma zona de atração para maiores estudos devido aos aspectos geológicos favoráveis, como mostra o atual interesse das empresas de petróleo na aquisição de blocos, especialmente a PETROBRAS com dois blocos no litoral paraense, sendo um na região de Salinas e outro próximo no município de Viseu.

### CONCLUSÕES

Devido às condições favoráveis durante os EAOs para a preservação da matéria orgânica e por terem sido eventos globais, estes estão relacionados à geração de hidrocarbonetos nas províncias petrolíferas em nível mundial. Ao analisar determinados aspectos da BM PA-MA, observa-se uma presença reduzida de fósseis bentônicos, ocorrência de folhelhos negros com arenitos dispersos e elevado teor de carbono orgânico presente em determinadas regiões da bacia, que constituem evidências que apontam para a ocorrência de EAOs durante a formação desta bacia. Esses eventos ocorreram no Albiano e no limite Cenomaniaco-Turoniano, como indicado em correlações com a bacia de Campos e Potiguar.

No que diz respeito à ocorrência de petróleo e gás, os EAOs foram parte integrante do mecanismo que levou a acumulação e posterior preservação da matéria orgânica que antecedeu a geração de petróleo e

gás nas rochas geradoras que hoje formam os sistemas petrolíferos nas bacias marginais presentes no litoral Sul-americano e Africano.

Porém, a união de todos os fatores que contribuem para a formação e ocorrência de hidrocarbonetos, tais como: eventos anóxicos, matéria orgânica, condições de maturação termal, rochas com potencial para reservatório e armadilhas, não pode ser entendida como prova da existência de acumulações de petróleo e/ou gás, mas sim como indicadores e/ou alvos promissores. A própria ocorrência de óleo (ou gás) e sua exploração são dependentes do volume existente ou da impossibilidade momentânea de produção comercial, devido à falta de tecnologia adequada para a extração dos recursos.

#### **REFERÊNCIAS**

- Arthur, M. A., Shalanger, S. O. 1979. Cretaceous oceanic anoxic events as causal factors in development of reef reservoired giant oil fields. AAPG Bull., v. 63, n.6, p. 870-885.
- Dias-Brito, D. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, p. 162-167.
- Hesselbo, Stephen P., Grocke, Darren R., Jenkyns, Hugo C., Bjerrum, Christian J., Farrimond, Paul., Bell, Helen S. M., Green, O. R. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. Nature, vol. 406, p. 392-395.
- Handoh, I. C, Lenton, T. M. Periodic mid-Cretaceous oceanic anoxic events linked by oscillations of the phosphorus and oxygen biogeochemical cycles. Global Biogeochemical Cycles, v. 17, n. 4.
- Jenkyns, H. C. 2010 Geochemistry of oceanic anoxic events. Geochemistry, Geophysics e Geosystems, v. 11, n. 3, 30 p.

## OPHIOMORPHA EM DEPÓSITOS DO HOLOCENO, REGIÃO DE SALINÓPOLIS, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ

Joelson Soares, Raphael Araújo, Quêzia Alencar, Helena Oliveira, Afonso Nogueira, José Bandeira, Pedro Augusto e Franco Felipe

Universidade Federal do Pará, jlsoares@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Traços fósseis de *Ophiomorpha* são comumente encontrados em depósitos marinhos e transicionais de idade cenozóica em varias regiões do Brasil e do mundo (Hester & Pryor 1972, Frey *et al.* 1978, Fernandes *et al.* 1992, Barreto *et al.* 2002). Estes traços fósseis são amplamente distribuídos em depósitos quaternários do Brasil e juntamente com os traços fósseis de *Thalassinoides* são os principais registros da atuação de crustáceos decápodes em sedimentos costeiros do litoral brasileiro (veja. Suguio & Martin 1976). No nordeste do Estado do Pará os traços fósseis de *Ophiomorpha* ocorrem em rochas da Formação Barreiras (Fernandes *et al.* 1992) e em terraços quaternários que afloram principalmente na região litorânea. Os traços fósseis estudados neste trabalho ocorrem em terraços compostos de sedimentos siliciclásticos semi-consolidados, ricos em matéria orgânica e que ocupam uma estreita faixa da região de preamar da Praia do Farol Velho na região de Salinópolis (Fig. 1). Os objetivos deste resumo são: a) descrição das fácies sedimentares, b) descrição e identificação dos traços fósseis e c) fazer uma breve discussão da importância destes traços fósseis para interpretações paleoambientais e paleogeográficas dos depósitos estudados.

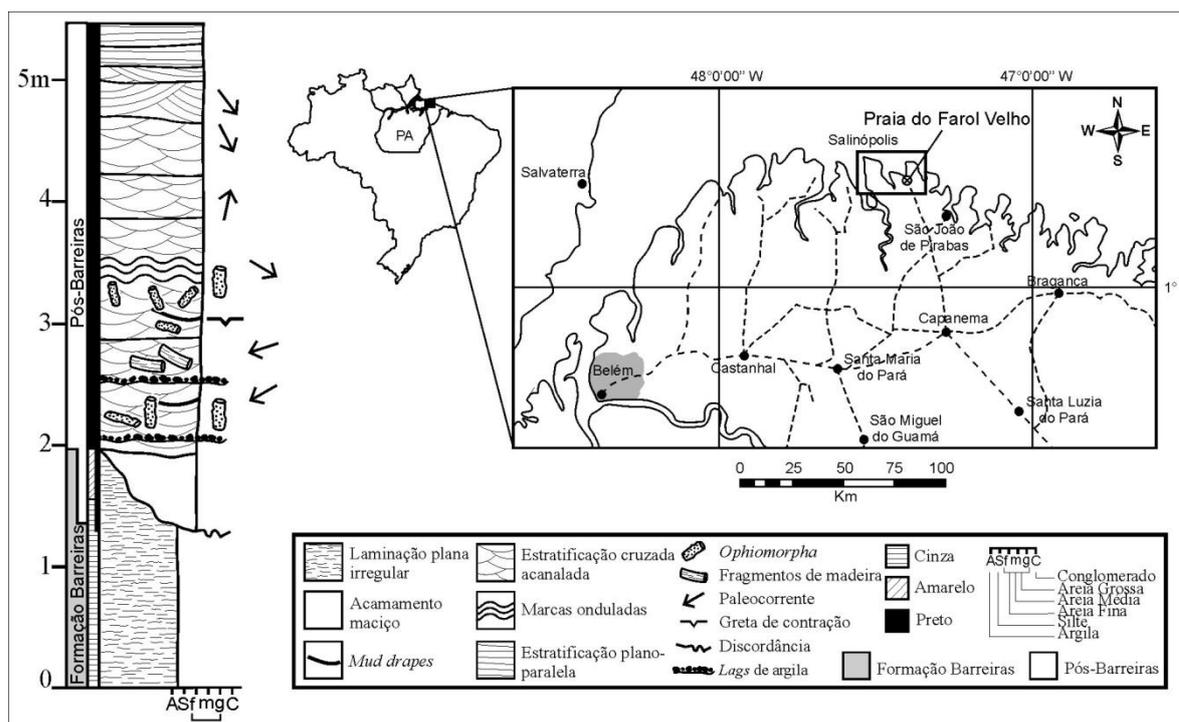


Figura 1. Mapa de localização do afloramento estudado na Praia do Farol Velho, Salinópolis e o perfil estratigráfico dos depósitos quaternários onde são encontrados os *Ophiomorpha*.

### FÁCIES SEDIMENTARES

O estudo em afloramentos dos depósitos quaternários permitiu a individualização de 5 fácies sedimentares predominantemente siliciclásticas ao longo da sucessão vertical (Fig. 1 e 2), a saber: arenito com acamamento maciço e base escavada (Am), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), ortoconglomerado oligomítico maciço (Cm), arenito com marcas onduladas simétricas (Ams), e, arenito com estratificação plano-paralela (App). A composição dos arenitos, em geral, é predominantemente

quartzosa com menos que 1% de micas e fragmentos de sílex. Os grãos são arredondados a subarredondados, bem selecionados e variam de areia fina a média. Os espaços intersticiais são preenchidos por matéria orgânica amorfa o que atribui uma cor preta aos arenitos.

A fácies Am ocorre na base do depósito truncando pelitos acinzentados subjacentes da Formação Barreiras. A fácies Aa possui a maior espessura ao longo da sucessão vertical, com aproximadamente 3 m, no topo, ocorrem estratificações cruzadas acanaladas de médio porte com *sets* de até 1 metro (Fig. 2a). Os limites dos *sets* são inclinados (~5°) e localmente os *foresets* são cobertos por finas lentes de argila (*mud drapes*) que por sua vez se apresentam gretadas (Fig. 2aI).

Os ortoconglomerados da fácies Cm são constituídos predominantemente por *lags* de argila e ocorrem em pelo menos dois níveis principais intercalados à fácies Aa (Fig. 2aII), formando camadas de até 10 cm de espessura, com bases quase planar e lateralmente extensas. A fácies Ams apresenta marcas onduladas de cristas retas e simétricas que sugere migração de formas de leito produzidas pela ação de ondas (Fig. 2b). A fácies App ocorre restrita ao topo do perfil com *sets* de até 30 cm e forma camadas com geometria tabular.

Medidas de paleocorrente foram obtidas a partir de estratificações cruzadas acanaladas (fácies Aa). Na base do perfil apresentam sentido preferencial para SW e no topo para SE. Fragmentos de madeira e raízes *in situ* não permineralizadas são encontradas associadas ao topo de alguns *sets* das fácies Aa e Am.

## ICNOLOGIA SISTEMÁTICA

Os traços fósseis descritos abaixo foram estudados em campo e somente duas amostras foram coletadas para análise mais detalhada em laboratório, isto se deve principalmente a natureza friável do material. Os traços fósseis de *Ophiomorpha* são os únicos traços fósseis encontrados nos depósitos estudados até o momento, apresentam uma distribuição regular heterogênea e ampla. Pelos menos duas icnoespécies são identificadas: *O. nodosa* e *O. borneensis?*.

### Icnogênero *Ophiomorpha* Lundgren, 1891

**Diagnose:** Sistema de tubos complexos e simples com paredes distintas e caracterizadas por sedimentos peloidais aglutinados, parede internamente mais ou menos lisa, externamente a parede apresenta-se densamente ou esparsamente nodosas ou crenuladas. Individualmente os pelóides podem ter a forma discóide, ovóide, mastóide, bilobados ou irregulares. As formas dos pelóides podem variar em uma mesma espécie (Frey *et al.* 1978). Quatro espécies são reconhecidas baseadas no modo de construção da parede (Frey *et al.* 1978, Howard & Frey 1984): *O. nodosa*, *O. borneensis*, *O. irregulaire* e *O. annulata*. Destas apenas as icnoespécies *O. nodosa* e *O. borneensis?* ocorrem nos depósitos estudados.

### Icnoespécie *Ophiomorpha borneensis?* Keij, 1967

Fig. 2c

**Diagnose:** Paredes dos tubos consistem predominantemente de denso e regularmente distribuídos pelóides bilobais (Frey *et al.* 1978).

**Descrição:** Um tubo endicnial suavemente horizontal, ramificado e que mostra localmente paredes compostas de pelóides bilobados dispostos de forma regular, ramificação em forma de Y, com o tubo apresentando maior largura no ponto de bifurcação, diâmetro dos tubos varia de 1,2 a 2 cm (na bifurcação), as paredes têm comumente espessuras de 2 a 4 mm, os pelóides que compõem a parede apresentam diâmetro entre 3 e 5 mm, preenchimento passivo caracterizado por areias quartzosas.

### Icnoespécie *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891

Figs. 2d, e, f, g

**Diagnose:** Paredes dos tubos consistem predominantemente de denso e regularmente distribuídos pelóides nas formas discóide, ovóides ou poligonais irregulares (Frey *et al.* 1978).

**Descrição:** Sistema de tubos horizontais e verticais endicniais, ramificações em forma de Y são comuns, porém localmente formas em H podem ocorrer, sobreposições de traços são raras e evidenciam falsas ramificações, as paredes externas são nodosas e caracterizadas por pelóides em formas de ovóides ou crenuladas, dispostos de forma regular ao longo do tubo e mais raramente espaçada, as paredes internas são lisas ou levemente aneladas, os tubos são predominantemente retos, porém alguns tubos horizontais

podem apresentar-se levemente curvados e os verticais levemente inclinados. O comprimento dos tubos é muito variado e pode chegar até 50 cm. O diâmetro dos tubos varia geralmente entre 1 e 2,5 cm, mas podem alcançar até 3 cm, nas bifurcações a espessura dos tubos tende a aumentar. As paredes apresentam espessuras entre 2 e 6 mm, em tubos verticais a espessura da parede é homogênea, porém em tubos horizontais as paredes inferiores são geralmente mais delgadas (~2 mm) que as superiores. O preenchimento quando presente é maciço e constituído por areias quartzosas.

**Observações:** *Ophiomorpha* é um traço fóssil comumente encontrado em depósitos siliciclásticos e carbonáticos do Permiano até o Holoceno. Estes icnitos têm sido interpretados como estruturas de moradia e alimentação geradas por crustáceos decápodes semelhantes a camarões, provavelmente *thalassinidean* (Frey *et al.* 1978). *O. borneensis* consiste de um único elemento horizontal que faz parte de um segmento de tubos de *O. nodosa*, é diferenciado pela natureza bilobada dos pelóides. Enquanto que os traços fósseis de *O. nodosa* apresentam uma distribuição mais amplas, formas verticais e horizontais e distribuição densa e regular dos pelóides. O sistema de tubos de *Ophiomorpha* apresenta uma configuração do tipo irregular *boxwork* (Fig. 2f) e regular *maze* (Fig. 2g).

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Depósitos sedimentares do Holoceno ricos em quartzo e matéria orgânica são encontrados em regiões costeiras de diversas partes do mundo inclusive no Brasil. Estes depósitos são geralmente bioturbados por crustáceos, vermes anelídeos e poliquetas, além de diversas classes de organismos endobentônicos. Os traços fósseis encontrados nos terraços quaternários da praia do Farol, em Salinópolis, são semelhantes aos gerados por crustáceos decápodes, principalmente da superfamília calianassoidea, em regiões litorâneas e marinho raso (Hester & Pryor 1972, Suguio & Martin 1976, Frey *et al.* 1978). A presença de populações altamente densas de calianassoideas geralmente é associada a áreas calmas e protegidas em ambientes profundos ou de *offshore*. Enquanto que a redução da população de calianassoideas está associada a ambientes de alta energia como as praias. Desta forma as escavações produzidas por estes organismos apresentam uma ampla distribuição sendo então comuns em depósitos de praia, litorâneos, planícies de maré, barras em pontal em canais de maré, lagunas, baías e estuários (Howard & Frey 1973, Frey *et al.* 1978). Nestes ambientes os níveis de salinidade e energia da corrente são moderadamente altos e o substrato consiste principalmente de areia.

As fácies sedimentares sugerem um ambiente deposicional caracterizado por fluxos unidirecionais de alta energia (estratificação cruzada acanalada e *lags* residuais) com esporádicas paradas na sedimentação (recobrimentos de argila). Exposição subaérea é evidenciada pela presença de gretas de contração. Estas características sugerem que os organismos produtores dos traços fósseis habitaram ambientes de canais de maré. A disposição do sistema de tubos em irregular *boxwork* e regular *maze* sugere condições de baixa energia associados aos ambientes de intermaré e submaré (Frey *et al.* 1978). Estas características ainda possibilitam uma conexão com a icnofácies *Cruziana*.

## REFERÊNCIAS

- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Almeida, J.A.C., Bezerra, F.H.R. 2002. A presença da icnoespécie *Ophiomorpha nodosa* Lundgren em rochas pleistocênicas da costa norte riograndense e suas implicações paleoambientais. *Rev. Bras. de Paleontologia*, 1: 17-23.
- Fernandes, J.M.G, Quadros, M.L.E.S., Souza Junior, C.M., Bezerra, O.V. 1992. Considerações sobre a ocorrência de *Ophiomorpha* em sedimentos do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará, Brasil. *In: 37º Cong. Bras. Geol., Resumos*, v. 2, p. 497.
- Frey, R.W., Howard, J.D., Pryor, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: Its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 23: 199-229.
- Hester, N.C., e Pryor, W.A. 1972. Blade-Shaped Crustacean Burrows of Eocene Age: A Composite Form of *Ophiomorpha*. *Geological Society American Bulletin*, 83: 677-688.
- Howard, J.D., e Frey, R.W. 1973. Characteristic physical and biogenic sedimentary structures in Georgia estuaries. *AAPG Bulletin*, 57: 1169-1184.
- Howard, J.D., e Frey, R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canad. J. Earth Science*, 21: 200-219.
- Suguio, K., e Martin, L. 1976. Presença de tubos fósseis de “Callianassa” nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. *Boletim do IG-USP*, 7: 17-26.

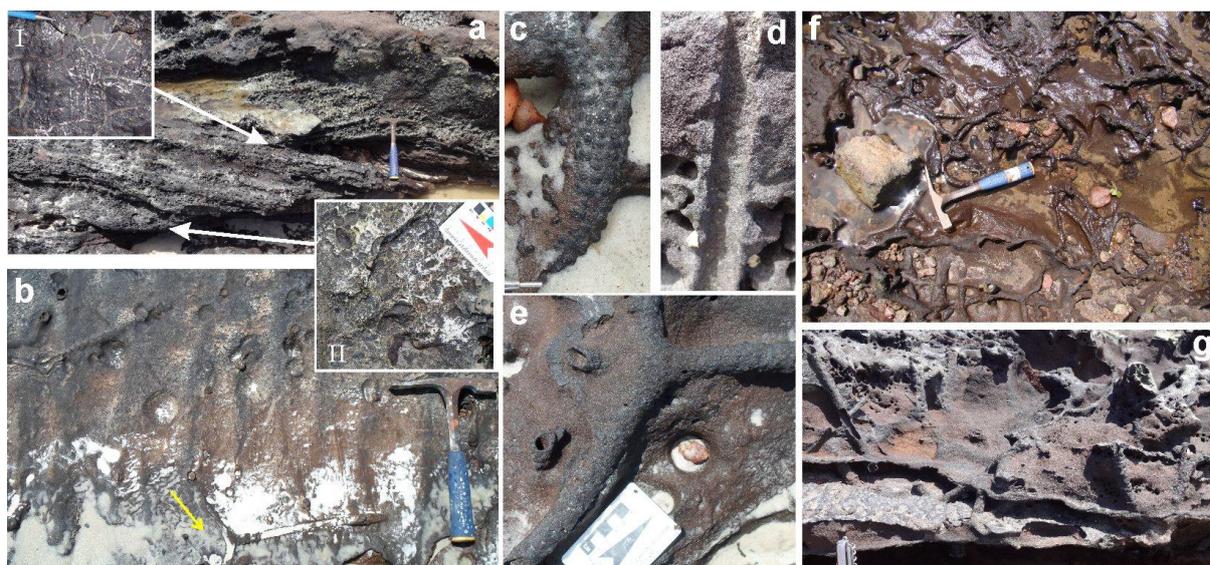


Figura 2. Fácies sedimentares e traços fósseis dos depósitos holocênicos. a) Arenitos com estratificação cruzada acanalada que apresentam *mud drapes* com gretas de contração nos *foresets* (I) e *lags* conglomeráticos na base (II), b) Marcas onduladas simétricas de crista reta e com *Ophiomorpha* em forma de Y (seta amarela), c) *Ophiomorpha borneensis*?, d) Parede interna lisa a levemente aneladas de *O. nodosa*, e) *O. nodosa* em forma de Y, f) Sistema de tubos de *Ophiomorpha* do tipo irregular *boxwork*, g) Sistema de tubos de *Ophiomorpha* do tipo regular *maze*.

## PROSPECÇÃO DE INVERTEBRADOS EM SEDIMENTOS DE ARGILITO DA FORMAÇÃO PIRABAS – PARÁ

Layla Jamylle Costa Schnedier<sup>1</sup>, Sue Anne Regina Ferreira da Costa<sup>1</sup>, Heloisa Maria Moraes Santos<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, <sup>2</sup>Museu Paraense Emílio Goeldi, Emails: [laylaschneider11@gmail.com](mailto:laylaschneider11@gmail.com), [suecosta@ufpa.br](mailto:suecosta@ufpa.br), [hmoraes@museu-goeldi.br](mailto:hmoraes@museu-goeldi.br)

### INTRODUÇÃO

Desde a descoberta de depósitos ricamente fossilíferos na Ilha de Fortaleza, no nordeste do estado do Pará (Ferreira Penna 1876), pesquisas sistemáticas tem sido realizadas nos diversos afloramentos da Formação Pirabas (Távora *et al.* 2010), revelando uma paleofauna abundante com a maioria dos táxons ainda presentes na fauna atual (Rossetti & Góes, 2004). Estes fazem parte da Formação Pirabas (Maury 1925), unidade geológica de idade miocênica (Eomioceno), que ocorre de forma descontínua nos estados do Pará, Maranhão e Piauí (Távora *et al.* 2010), cujos melhores afloramentos estão no nordeste paraense, Zona do Salgado (Costa *et al.* 2009).

Com base nos estudos estratigráficos e sedimentológicos, os ambientes propostos para essa Formação são de plataforma marinha rasa, planícies de maré, lagunas e mangues, com águas rasas, quentes e sujeita a ondas de tempestades (Góes *et al.* 1990). Análises faciológicas descrevem as seguintes fácies para a Formação: biocalciruditos, biocalcarenitos estratificados, biocalcarenitos não estratificados, marga, biohermitos, folhelhos (negros e verdes), calciculitos (Góes *et al.* 1990), arenitos e argilitos (Rossetti & Góes 2004). Embora a grande quantidade fóssil já registrada na Formação Pirabas, especialmente na Praia do Atalaia (Távora *et al.* 2009), nem sempre em suas descrições há o posicionamento desses fósseis em seus respectivos depósitos, e para melhor compreensão sobre a paleofauna nos diferentes pacotes da localidade é importante a prospecção em um depósito específico, como os sedimentos de argilito.

O argilito é um rocha sedimentar de granulação pequena de argila (menor que 0,0039 mm) (Grotzinger *et al.* 2006), que apresentam coloração de preto a cinza na Formação Pirabas (Rossetti & Góes 2004). Amostras de argilito, provenientes da Praia do Atalaia, localizada na Plataforma Bragantina, foram processadas para recuperação de restos de invertebrados fósseis, para assim ampliar/aprimorar o conhecimento dos táxons ocorrentes na Formação.

Os estudos sobre a fauna da Formação Pirabas em conjunto com estudos estratigráficos contribuem para o conhecimento mais detalhado acerca dos paleoambientes que a compõem (Fontes *et al.* 2010).

### METODOLOGIA

#### Área de Estudo

A Praia do Atalaia (Figura 1), pertence ao município de Salinópolis, situado a aproximadamente 200 km de distância da cidade de Belém (Leite, 2010), nordeste do estado do Pará, alto do Rio Urindeua (Távora *et al.* 2010). Está restringida pelos paralelos 00°35'22''S e 00°38'43''S e meridianos 47°15'47''W e 47°21'12'' (Leite, 2010).

As fácies da Formação Pirabas no local apresentam calcários terrígenos, folhelhos negros carbonáceos e arenitos calcíferos interdigitados com argilitos (Figura 2) e arenitos variegados. Os ambientes de deposição atribuídos são de plataforma externa, plataforma restrita, lagunas, mangues e planícies de lama (Rossetti *et al.* 2002).

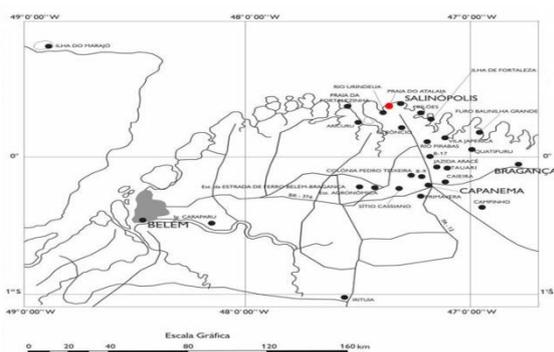


Figura 1-Praia do Atalaia em Vermelho. Figura 2-Vista do afloramento de argilitos na Praia do Atalaia.  
Fonte: Modificado de Távora *et al* (2010).

### Material

O material constou de três amostras (Figura 3) de argilitos da Formação Pirabas, denominadas 1, 2 e 3, provenientes de testemunhos, coletadas na Praia do Atalaia, e depositadas no Laboratório de Preparação de Fósseis (Paleontologia/MPEG). O argilito em questão possui coloração cinza escura com textura maciça e compacta.

### Métodos

Primeiramente foi realizada a desagregação da matriz argilosa, com a imersão das amostras em água durante três dias. Após este processo, elas foram peneiradas a úmido, no Laboratório de Sedimentologia do Museu Paraense Emilio Goeldi (MPEG), em peneiras de malhas 1mm e 2mm, colocadas para secar a temperatura ambiente durante dois dias. Em seguida foram retiradas subamostras com pesos entre 0,32 g (1 mm) e 11,48 g (2 mm), para a realização da triagem do material com auxílio de microscópio estereoscópico, no Laboratório de Microscopia Óptica (MPEG), para posterior separação dos restos de fósseis presentes.



Figura3-Amostras de argilito com linhas de preenchimento em vermelho (10 cm, 5 cm, 5 cm)

## RESULTADOS

Os invertebrados presentes nas subamostras foram representados por espículas e carapaça de equinodermos (Figura 4).

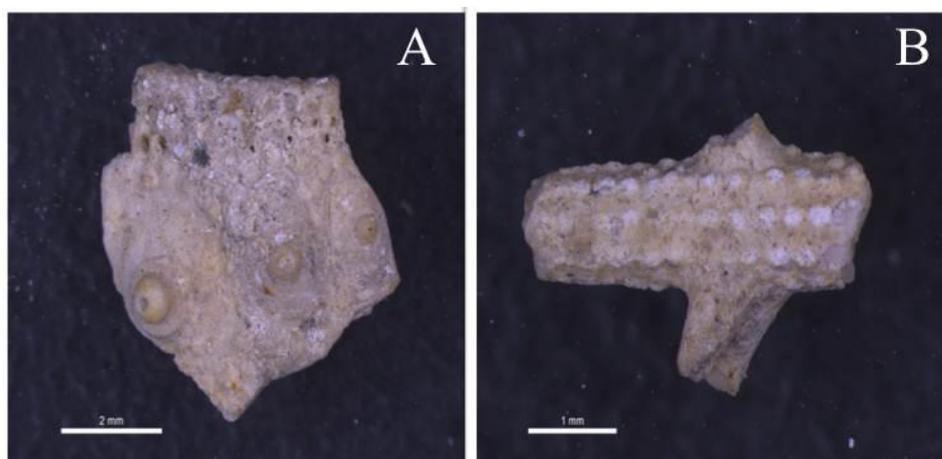


Figura 4- A) Carapaça de Equinoide e B) Espícula de Equinodermo.

Filo Echinodermata  
Subfilo Eleutherozoa  
Superclasse Cryptosyringida  
Classe Echinoidea

**Procedência:** Amostra 3, malha 2mm.

**Descrição:** Fragmento de carapaça protetora de contorno circular, com tubérculos visíveis, um primário e dois secundários, e região com orifícios para passagem dos pés ambulacrários.

**Considerações Paleocológicas:** Esse grupo possui grande quantidade de restos fósseis, devido a maior durabilidade do seu esqueleto e ao sucesso ecológico que esse táxon obteve, tornando-os muito abundante (Pereira 2010 apud Clarkson 1998).

O filo Echinodermata é formado por animais marinhos, bentônicos em sua maioria, com endoesqueleto constituído de placas, ossículos distintos, espículas e espinhos, compostos por calcita cristalina (Pereira 2010). No estágio inicial, os organismos apresentam fase larval, o que beneficia sua dispersão, podendo ser encontrados em quase todos os ambientes marinhos (Souza-Lima & Manso 2011). A presença desses animais nas porções de argilito analisadas mostra que o ambiente de sedimentação em questão estava sujeito a influência marinha. A prospecção desses é esperada, visto que os paleoinvertebrados são bem preservados na porção exposta da Formação no nordeste da Região Amazônica, e representam um grupo com grande distribuição na Formação Pirabas (Távora *et al.* 2004).

Os equinoides identificados na Formação estão também reconhecidos em formas oligocênicas e miocênicas do sudeste dos Estados Unidos, principalmente América Central, visto que guardam estreita relação com Formações sincrônicas da província Caribeana (Távora *et al.* 2004 apud. Brito 1983, 1991, 1992).

A recuperação de mais fragmentos fósseis seria possível com o processamento de um volume amostral maior.

## CONCLUSÃO

Com os resultados obtidos pode-se concluir que o ambiente argiloso, que é atribuído ao paleoambientes de planície de lama e mangue, esteve sobre influência marinha, o que é presumido pela ocorrência de equinodermos. A continuidade de estudos poderá incluir um volume amostral maior que possibilite disponibilizar mais dados para o refinamento das reconstruções paleocológicas.

## REFERÊNCIAS

- Costa, S.A.F., Richter, M., Todedo, P.M., Moraes-Santos, H.M. 2009. Shark teeth from Pirabas Formation (Lower Miocene), northeastern Amazonia, Brazil. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, Ciências Naturais, Belém, v. 4(3), 221-230.
- Costa, S.A.F., Toledo P.M., Moraes-Santos H.M. 2004. Paleovertebrados. In: D.F. Rossetti & A.M. Góes (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*, 5, Ed.- Belém: MPEG, p. 135-163.
- Ferreira Penna, D.S. 1876. Breve Notícias Sobre os Sambaquis do Pará. *Arquivos Museu Nacional*, 1: 85-99.
- Fontes, N.A., Costa, S.A.F., Rossetti, D.F., Moraes Santos, H.M. 2010. Família Characidae na Formação Pirabas (Eomioceno), Amazônia Oriental: implicações paleoambientais. In: *X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía-VII Congreso Latinoamericano de Paleontología*.
- Góes, A.M., Rossetti, D.F., Nogueira, A.C.F., Toledo, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da formação Pirabas no nordeste do estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, Série Ciências da Terra, Belém. 2:3-15.
- Grotzinger, J., Press, F., Siever, R., Thomas, J. 2006, *Para Entender a Terra*, Bookman, 4a. Edição, 8, p. 208-211.
- Leite, W.S. 2010. *Estratigrafia de Dunas Costeiras de Salinópolis/PA em Associações com Variações Pluviométricas*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Biologia Ambiental, Universidade Federal do Pará, Bragança, 17p.
- Maury C. J. 1925. Fósseis Terciário do Brasil com descrição de novas formas cretáceas. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 4: 1-705.
- Pereira, B. M. C. 2010. *Ossículos de Equinodermes do Miocénico da Península de Setúbal*. Tese de mestrado não publicada, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 2-4p.
- Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2004. *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Museu Paraense Emílio Goeldi (Coleção Friederich Katzer), Belém, 24-26 p.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Souza, L.S.B. 2001. *Estratigrafia Da Sucessão Sedimentar Pósbarreiras (Zona Bragantina, Pará) Com Base Em Radar De Penetração No Solo*. Brazilian Journal of Geophysics, 19 (2).
- Souza-Lima W. & Manso C.L.C. 2011. Paleontologia: Microfósseis, paleoinvertebrados, 23, volume 2 / editor, Ismar de Souza Carvalho. 3ª ed. Interciência, Rio de Janeiro, 449-450 p.
- Távora, V.A., Fernandes, A.C.S., Ferreira, C.S. 2002. Ilha de Fortaleza, PA - Expressivo registro de fósseis do Cenozóico marinho do Brasil. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M.L.C. (eds) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v. 01: 139-144.
- Távora, V.A., Imbeloni, E.F.F., Cacula, A.S.M & Baia, N.Z. 2004. Invertebrados In: D.F. Rossetti & A.M. Góes (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*, 4, Ed.- Belém: MPEG, p. 111-129.
- Távora, V.A., Santos, A.A.R., Araújo, R.N. 2010. *Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior)*. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat., Belém, v. 5(2), 207-224.
- White, C. 1887. Contribuição à Paleontologia do Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, 7: 1-273.

## DESCRIÇÃO E GÊNESE DE NÍVEL DE BRECHA CARBONÁTICA DA FORMAÇÃO GUIA NA REGIÃO DE TANGARÁ DA SERRA MT

*Lucas Noronha Cunha, Joelson Lima Soares, Tiago Mascarenhas Aguiar e Renato Sol Paiva de Medeiros*

Universidade Federal do Pará

### INTRODUÇÃO

A Formação Guia (Grupo Araras) é composta por calcários finos betuminosos, folhelhos e brechas calcárias, localmente dolomitizados que registram ambientes de águas profundas, supersaturadas em  $\text{CaCO}_3$ . Níveis de brechas são comumente encontrados nos calcários da Formação Guia na região de Tangará da Serra, estado de Mato Grosso. Brechas carbonáticas são geralmente complexas quanto à interpretação dos processos geradores. Eventos tectônicos, fluxos gravitacionais e exposição subaérea são comuns processos formadores de brechas em rochas carbonáticas (LAZNICKA 1988).

Estudos petrográficos e geoquímicos (MEV e difração de raios X) têm sido alguns dos métodos utilizados para determinar as condições diagenéticas e/ou deposicionais que formaram as brechas. Na Formação Guia ocorrem vários níveis de brecha, nesse trabalho foi realizada a descrição dos constituintes deposicionais (clastos e matriz) e diagenéticos (cimentos e substituições) de um dos níveis de brechas e a interpretação dos processos que a gerou. Esse nível foi descrito próximo ao contato entre as formações Mirassol d'Oeste (dolomitos finos) e Guia, consiste de uma brecha carbonática de arcabouço aberto, formando zonas descontínuas de até 3m de espessura, apresenta clastos de diferentes litotipos como dolomitos, calcários e arenitos.

### PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA

A Formação Guia apresenta espessura aproximada de 58 m, com camadas poucos deformados e geralmente com mergulhos baixos entre  $1^\circ$  a  $9^\circ$ . O topo da sucessão é caracterizado pela ocorrência de calcários cinza a preto com laminação irregular e ricos em betume. Sobre os dolomitos e calcários ocorrem localmente calcários com estruturas de escorregamento e brechas intraformacionais. Níveis de deformação descontínuos lateralmente, compostos predominantemente de brechas intraformacionais, são encontrados na Formação Guia. O nível estudado nesse trabalho ocorre próximo ao contato entre os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia (Figura 1 A). As rochas encaixantes correspondem a dolomitos peloidais, que apresentam estruturas como laminação plano-paralelas a levemente ondulados e calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas e leques de cristais pseudomorfos de aragonita.

O nível de brecha é caracterizado por clastos de dolomitos rosados oriundos da Formação Mirassol d'Oeste e calcários cinza avermelhados da Formação Guia, por matriz carbonática de cor rosa avermelhado, além de raros clastos de arenitos com matriz carbonática (marga). Os clastos encontrados nesse nível de brecha são angulosos, mal selecionados e com dimensões centimétricas, estão dispostos de forma aleatória e não apresentam nenhum tipo de orientação preferencial (Figura 1 B). A brecha calcária apresenta arcabouço aberto formando camadas descontínuas lateralmente e de até 3 m de espessura.

Nesse nível de brecha também ocorrem concreções ferro-manganesíferas, poros vugs e de canais, além de conchas de gastrópodes recentes e lentes de cristais fibrosos e botroidais de calcita. As concreções ferro-manganesíferas são encontradas dispersas em matriz rosa avermelhada e preenchendo fraturas. As conchas de gastrópodes ocorrem localmente, porém nestes locais elas são abundantes, e associados à esferulitos de calcita de tamanhos variados e que dão um aspecto rugoso a rocha e aparentemente há pouca ou nenhuma mudança na composição das conchas originais. Os poros vugs e de canais ocorrem em praticamente todo o nível de brecha e variam de poucos milímetros até 20 cm de comprimento. Os poros estão associados diretamente aos planos de dissolução que ocorrem na matriz carbonática, onde são preenchidos parcialmente por cristais de calcita botroidal, ou mais raramente em lente de cristais fibrosos.

Feições como colunas e estalactites de composição calcítica são comuns neste nível de brecha. Estes espeleotemas são de tamanhos variados, porém não ultrapassam 60 cm de altura. Lentes descontínuas de cristais fibrosos e com hábito botroidal de composição calcítica preenchem parcialmente ou completamente poros de canal e *vugs*. Algumas lentes de cristais fibrosos parecem cobrir uma superfície, semelhante a feições de travertinos encontrados em cavernas. Linhas escuras separam diferentes fases de crescimento de cristais fibrosos de calcita. Os cristais fibrosos também são comuns,

obliterando completamente a porosidade, contudo localmente podem apresentar feições de dissolução. Os cristais de hábito botroidal ocorrem somente nas bordas dos poros, formando aspectos semelhantes a drusas.

A descrição de lâminas delgadas do primeiro nível de brechas possibilitou a visualização das características da matriz, clastos, poros e precipitados químicos que ocorrem neste nível. A brecha é oligomítica contendo clastos de tipos litológicos distintos, sendo eles de rochas siliciclásticas (marga arenosa) e carbonáticas (dolomito, *mudstone* e calcário). Os clastos são compostos de dolomita com micropelóides, calcita microcristalina, grãos de quartzo e margas, mal selecionados, possuem grau de arredondamento variando desde anguloso até bem arredondado e correspondem a aproximadamente 30% da rocha. Os clastos têm bordas irregulares, geralmente apresentam aspecto corroído e são cobertos por películas de óxido de ferro. A matriz da rocha é composta por calcita microcristalina e pseudoespática, além de grãos dispersos de quartzo, ortoclásio e muscovita tamanho silte e areia fina, e óxido de Ferro (Figura 1 C).

Concreções de cor preta são encontradas dispersas na matriz. Estas concreções apresentam formas e tamanhos variados, são compostas por material afanítico opaco e grãos de quartzo tamanho silte. As concreções apresentam em sua composição principalmente óxidos de ferro e manganês, e subordinadamente quartzo e feldspato.

Em relação à porosidade, a rocha apresenta poros de dimensões muito variáveis chegando a atingir em lâmina delgada 10 mm. São classificados como megaporos que foram formados por processos de dissoluções formando poros *vugs* e de canais, estes últimos podem alcançar mais que 20 cm de comprimento (CHOQUETTE, PRAY 1970). Alguns poros foram totalmente preenchidos por cimento de calcita, porém a rocha ainda preservou uma alta porosidade onde os poros equivalem a cerca de 15% da rocha. O cimento de calcita apresenta leques de cristais radiais, forma e hábito que remetem a aragonita. Os poros em canal ocorrem dispersos ou formando planos de dissolução na matriz, são parcialmente preenchidos por calcita espática de hábito fibroso e botroidal (Figura 1 D).

Os precipitados químicos são semelhantes a feições de espeleotemas. As colunas e estalactites são compostas por cristais fibrosos milimétricos de calcita dispostos radialmente e concêntricos, separadas por linhas escuras de calcita microcristalina (Figura 1 E). Cristais grossos são visíveis envolvendo os cristais fibrosos e ultrapassando as linhas de crescimento do espeleotema.

## INTERPRETAÇÃO

O nível de brecha apresenta varias feições de dissolução, desde a rocha encaixante até a própria matriz da brecha. Feições como poros *vug* e de canais, espeleotemas, cristais de calcita com hábito botroidal e feições semelhantes a precipitados travertinos são indícios dos processos cársticos pelo qual a rocha passou (CULVER, WHITE, 2005). Esse também corresponde ao provável processo de formação da brecha, de forma que a dissolução das rochas carbonáticas gerou cavernas que foram submetidas à pressão litostática, até que a mesma sofresse um colapso fragmentando a rocha encaixante gerando os clastos de formatos irregulares e mal selecionados encontrados no nível de brecha (LAZNICKA 1988) (FIGURA 1 F). A deposição desses clastos processou-se de forma instantânea, explicando assim a distribuição aleatória dos clastos, sem nenhuma orientação preferencial. Os bioclastos descritos são importantes para dar idéia da idade da rocha, no caso, devido às conchas não fossilizadas que nos indica que a brecha foi formada em períodos recentes, porém não é possível indicar idades estimadas para esse nível de rocha.

## REFERENCIAS

- Choquette, P. W., L. C. Pray. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Elsevier, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p. 207 – 250.
- Culver, D. C., White W. B. 2005. Encyclopedia of Caves. Amsterdam: Academic/Elsevier. p. 661.
- Laznicka, P. 1988. Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations and ores. Developments in Economic. Geology Amsterdam, Elsevier, v. 25, p, 832.

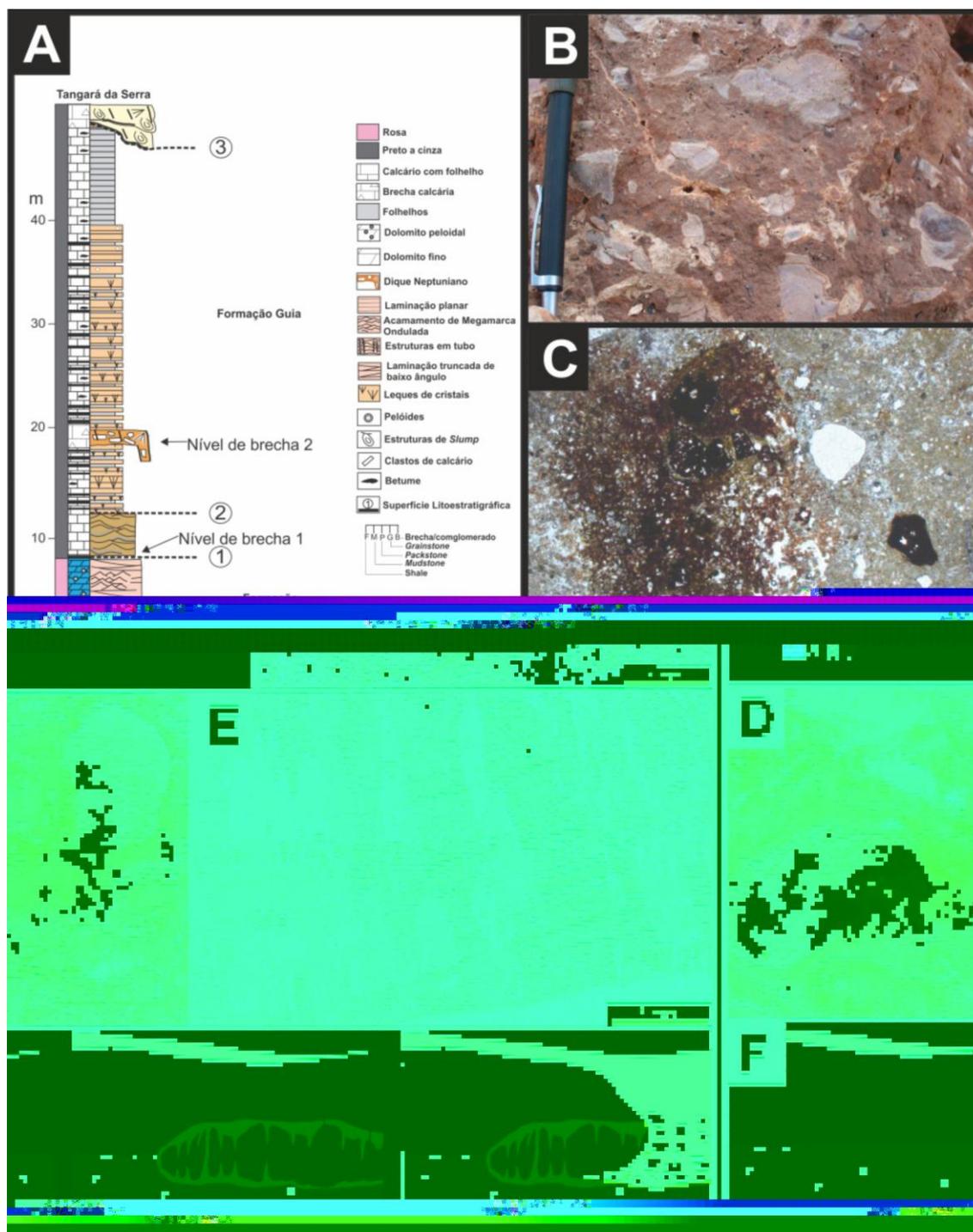


Figura 2: A) Sucessões carbonáticas esquemáticas das Formações Mirassol d'Oeste e Guia, aflorantes na região de Tangará da Serra, com a indicação do posicionamento de cada um dos níveis de brecha, B) Clastos angulosos dispostos de forma aleatória, C) Constituintes da matriz em vista microscópica, D) Poro preenchido parcialmente por cristais de calcita botroidal, E) Cristais fibrosos e radiais de calcita Mg separados por linhas escuras de calcita microcristalina que delimitam fases de precipitação do cimento calcítico, F) Modelo esquemático ilustrando o desenvolvimento de brechas cársticas.

## BACIA DO SOLIMÕES - ARCO OU RAMPA DE CARAUARI?

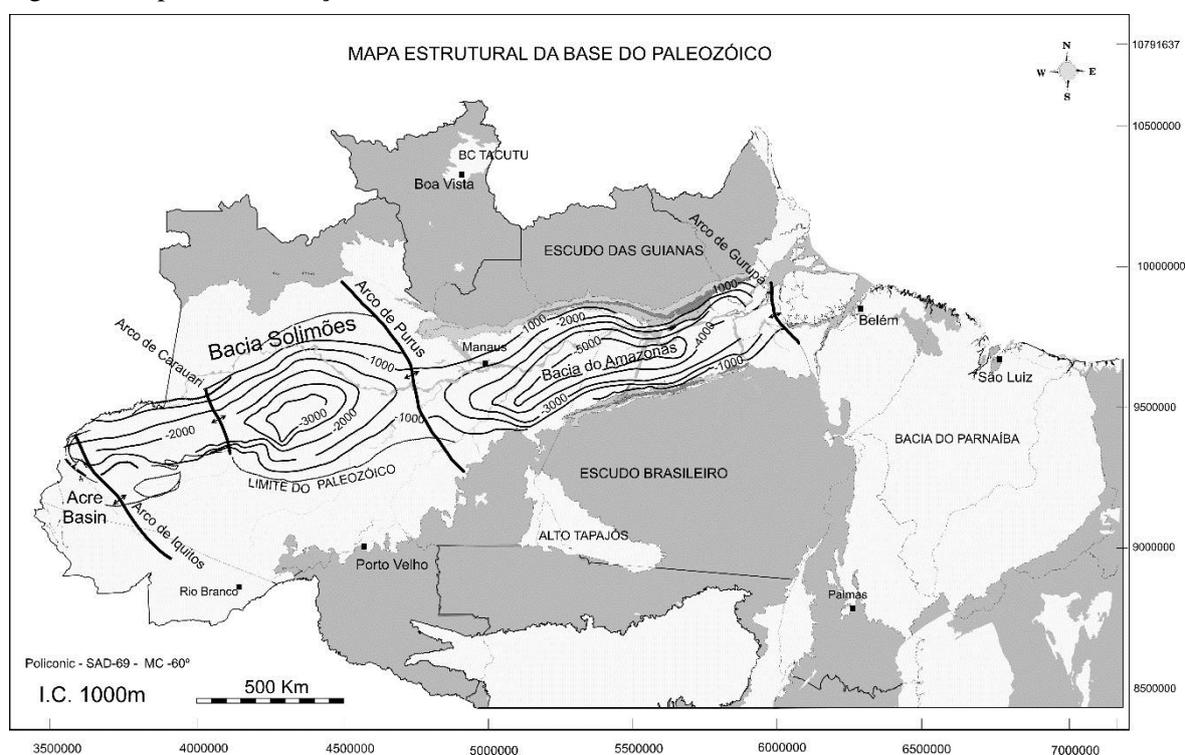
Luís Geraldo de Sousa Lisboa, Joaquim Ribeiro Wanderley Filho, Walter Antônio Silva Travassos

Petrobras. geraldolisboa1952@petrobras.com.br, jwand@petrobras.com.br, wtravassos@petrobras.com.br

### INTRODUÇÃO

A Bacia paleozóica do Solimões instalada no craton amazônico é limitada ao norte pelo escudo das Guianas, ao sul pelo escudo Brasileiro, a leste pelo arco de Purus e a oeste pelo arco de Iquitos com uma área de 450.000 km<sup>2</sup> prospectável para petróleo (limite de ocorrência das rochas paleozóicas), orientada grosseiramente na direção E.-O. (fig.1). Essa área sedimentar está hoje totalmente coberta pela exuberante floresta tropical amazônica. Situa-se geograficamente no Estado do Amazonas. O substrato sobre o qual se implantou é constituído por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, estas, dos antigos *rifts* proterozóicos.

Figura 1. Mapa de localização da bacia do Solimões e do arco de Carauari.



O arcabouço estratigráfico fanerozóico da bacia atinge 3.500 m e 3.800 m de espessura nas Sub-bacias do Juruá e do Jandiatuba, respectivamente. Pode ser dividido em duas megasseqüências: a principal, paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, e a secundária, mesozóico-cenozóica. As rochas paleozóicas ocorrem numa área de aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup>, apenas em subsuperfície. Estão recobertas pelas extensas seqüências de rochas cretáceas e cenozoicas, ou seja, ao contrário do que ocorre na Bacia do Amazonas, não afloram rochas paleozóicas na Bacia do Solimões.

### DISCUSSÃO

A presença de um elemento estrutural positivo, capaz de seccionar a Bacia do Solimões em sub-bacias, foi aventada pela primeira vez por Schneider & Carneiro (1976), com base em mapas isópacos e estruturais, e reforçadas por Cunha & Carneiro (1978), com base em mapas estruturais e gravimétricos. Segundo Caputo (2012), este arco divisor foi possivelmente resultante de uma intumescência periférica criada pela sobrecarga da espessa soleira superior de diabásio, introduzida na bacia no Neotriássico. Esse acervo de informações geológicas e geofísica sobre a Bacia do Solimões permite estabelecer hoje um quadro geológico mais confiável sobre essa área sedimentar. O Arco de Carauari, embora não seja bem

visível nas seções sísmicas, está bem delimitado através de mapas isópacos, isólitos, faciográficos, estruturais e de seções geológicas. Com base nesses dados, observa-se que esse arco tem direção geral N-S e é convexo para leste. Observa-se também que essa feição migrou ao longo do tempo, ora para leste, ora para oeste. A partir da análise dos mapas isólitos e faciográficos pode-se notar que o mesmo influenciou fortemente a distribuição das unidades estratigráficas, em especial as pré-pensilvanianas, presentes nas duas sub-bacias (Eiras, 1996).

A sedimentação na bacia do Solimões se deu de oeste para leste, primeiramente com os depósitos de arenitos mal selecionados, cinza-esbranquiçado, com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo e folhelhos cinza-escuro a preto, interpretado como sendo de ambiente marinho raso a costeiro dominado por ondas, passando gradualmente ao domínio das marés, correspondentes à formação Benjamin Constant, termo proposto por Silva (1987, 1988). Esta formação é de idade meso-ordoviciano em função da ocorrência de *acritarchae* (Quadros, 1986) e quitininozoários (Cruz, 1987), sendo à luz do conhecimento atual a unidade de rocha datada mais antiga da Bacia do Solimões.

De acordo com Eiras (1996), a primeira manifestação desse arco como um divisor bacinal ocorreu no neo-Siluriano. O mar, também provindo de oeste, ultrapassou a região de Carauari e recobriu a parte ocidental da Sub-bacia do Juruá. A Formação Jutai é o registro estratigráfico desse evento, com variações faciográficas bem representativas da contigüidade ambiental. Por outro lado, em perfurações recentes na sub-bacia do Juruá foi constatada a presença de diamictitos que, em lâmina, foram caracterizados como rocha de arcabouço frouxo a normal, suportado por matriz, laminação paralela com grãos orientados, principalmente os micáceos e grãos de plagioclásio alterados e outros encobertos por óxido e hidróxido de ferro. A análise palinológica da fração argilosa dos testemunhos desses poços permitiu identificar formas como sendo do Siluriano Superior, tanto no depocentro dessa sub-bacia como próximo ao arco de Purus, seu limite oriental, o que vem confirmar que o mar atingiu áreas bem mais distantes do arco de Carauari, como anteriormente constatado na sua transgressão. Portanto, já no pragiano as duas sub-bacias tinham conexão.

Deste modo, há ocorrência de sedimentos da Fm. Jutai nas duas sub-bacias, ultrapassando o arco de Carauari, em intervalo que vai do Siluriano Médio ao Devoniano Inferior, mostrando que não havia um bloqueio total separando a bacia do Solimões em duas partes nesta época (fig.2A e fig.2 B).

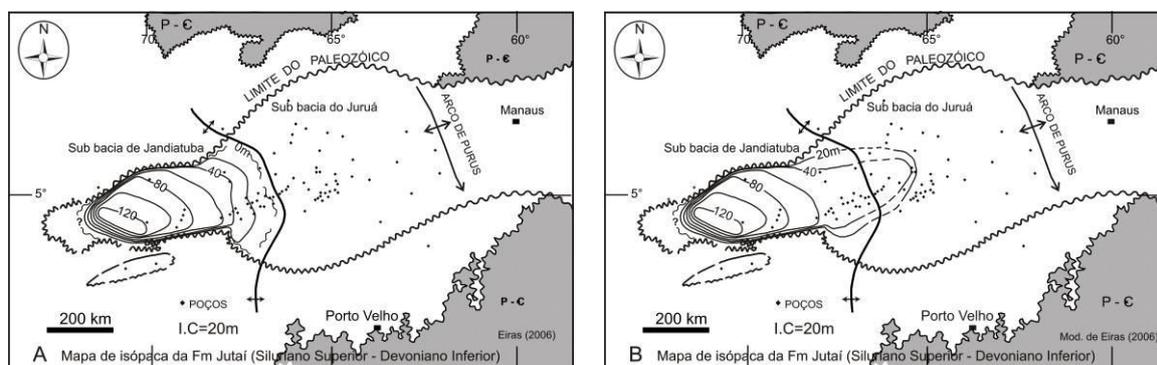


Figura 2. A. Mapa de isólitos dos clásticos da Fm Jutai. B. Mapa atualizado.

Em trabalhos recentes de mapeamento sísmico regional foi gerado um mapa de isópaca sísmica entre o topo da Formação Juruá e o embasamento. Neste mapa, pode-se observar claramente as duas sub-bacias, e uma grande feição positiva de aproximadamente 200 km de extensão separando-as. Isso pode ser sugestivo da presença de um arco (Carauari?) separando dois depocentros já neste tempo. Embora toda extensão da atual Bacia do Solimões esteja coberta por uma sedimentação marcante, principalmente a partir do neo-Devoniano, o mapa de isópaca sísmica elaborado entre a Fm. Juruá e o embasamento (Intervalo que compreende rochas de idades vão desde o Ordoviciano até o meso-Carbonífero) indica que a seção basal paleozoica da bacia ocorre em diferentes níveis de espessura nas duas sub-bacias, sugerindo um marco divisor entre as mesmas já neste tempo, com maior espessura a oeste, 600m na Sub-bacia do Jandiatuba, e de 400m para a Sub-bacia do Juruá, a leste.

Se detalharmos um pouco mais, com perfis de poços e datações paleontológicas, é possível fazer correlações entre as duas sub-bacias, mostrando a continuidade entre as mesmas. Pela sísmica não é possível rastrear horizontes que correspondam às formações Benjamin Constant (Ordoviciano) e Jutai (Siluro-Devoniano), devido à péssima cobertura sísmica que cobre principalmente o lado oeste da bacia, o que facilitaria bastante o entendimento da distribuição lateral dessas unidades.

Nos mapas anteriores às recentes perfurações na sub-bacia do Juruá, sedimentos com idades correspondentes à Formação Jutai não eram representados. Por esta razão, esses sedimentos só eram representados em mapas, ocorrendo apenas na Sub-bacia do Jandiatuba, ou seja, ocorrência só a oeste do Arco de Carauari. Por outro lado, na Sub-bacia do Juruá, sedimentos de idade pragiana estão presentes no seu depocentro. Isto significa que desde essa idade havia continuidade entre as duas sub-bacias, sugerindo que o mar avançava gradativamente por uma possível rampa. Com a confecção de mapas e seções geológicas com os dados dos poços recentemente perfurados, é possível sugerir que havia uma continuidade sedimentar desde então. Embora a porção oeste da bacia seja uma área de topografia mais elevada, devido ao forte soerguimento que ocorreu no Mesozóico, os sedimentos de idade pragiana (Formação Jutai) estenderam-se por toda a bacia até o limite próximo da atual charneira da borda leste da bacia. Na Sub-bacia do Jandiatuba, os sedimentos são principalmente folhelhos e gradam para arenitos na borda leste, em direção ao arco de Purus. Concluindo, a feição conhecida hoje como Arco de Carauari pode ter resultado ou de uma reativação ainda no paleozóico após a deposição dos clásticos da Fm Jutai e se comportado como um paleoalto durante todo o paleozóico (alto interbacial?) ou, como alguns autores sugerem, um evento pós-paleozóico (Evento Tectônico Juruá), ou de sobrecarga de soleiras (Neotriássico) ou por movimentos isostáticos relacionados ao paroxismo andino, haja vista que ocorre uma sedimentação no neógeno denominada de formação Içá, justamente entre o arco de Carauari e o arco de Purus. É uma feição que corresponde ao limite da Província Rio Negro-Juruena de Cordani *et al.* (1983), também coincidente com a Sutura do Baixo Juruá de Hasui *et al.* (1984), que separa os blocos crustais do Japurá e do Juruá.

## REFERÊNCIAS

- Caputo, M.V. 2013. Arcos e tectônicas relacionadas nas bacias do norte do Brasil. 46º Cong. Bras. Geol. Santos, SP. CD dos Anais.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Fuck, H. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F. M. B. 1983. Estudo integrado do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/SINTEP. 70 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo, 15).
- Cunha, F. M. B., Carneiro, R. G. 1978. Interpretação morfológica preliminar da área do Rio Juruá. Belém, PETROBRAS/RENOR, 6 p., 5 fig., 1 mapa anexo (SIEX 130-04568).
- Cruz, N. M. C. 1987. Quitinozoários da Bacia do Solimões, Brasil. Belém, Convênio CPRM/PETROBRAS. Rel. Interno.
- Eiras, J. F. 1996. Influência tectônica do arco de Carauari na sedimentação fanerozóica da bacia do Solimões, Norte do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. Anais, v. 1, p. 50-53. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Hasui, Y., Haralyi, N. L. E., Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 2. Manaus, 1984. Anais... Manaus, DNPM. V.1, p.129-147.
- Quadros, L. P. 1986. Ocorrência de microfósseis (Acrítarchae) ordovicianos na Sub-bacia do Alto Amazonas, Brasil. In: Congresso Argentino de Paleontologia y Bioestratigrafia, 4. Argentina. Actas, v. 1, p. 151-156.
- Schneider, R. L., Carneiro, R. G. 1976. Reavaliação das possibilidades petrolíferas da Bacia do Alto Amazonas. Belém, PETROBRAS/RENOR. 25 p. (SIEX 103-04969).
- Silva, O. B. 1987. Análise da Bacia do Solimões (Revisão estratigráfica, magmatismo e geoquímica). Ouro Preto, UFOP. Dissertação de mestrado, 177.
- Silva, O. B. 1988. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, SBG. Anais, v.6, p.2428-2438.

## CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA CIDADE DE PARINTINS, ILHA DO ARQUIPÉLAGO TUPINAMBARANA, AMAZONAS - BRASIL

Marcelo Batista Motta<sup>1</sup>, Sílvia Roberto Lopes Riker,<sup>1</sup> Felipe José da Cruz Lima,<sup>1</sup> Wender da Silva Garcia<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus.  
marcelo.motta@cprm.gov.br, silvia.riker@cprm.gov.br, felipe.lima@cprm.gov.br

<sup>2</sup>Instituto Federal de Educação do Amazonas – IFAM, Campus Parintins. wdagarcia@bol.com.br

### INTRODUÇÃO

A cidade de Parintins-AM, localizada a 365 km da capital Manaus (Figura 1), está erguida sobre terraços aluvionares que fazem parte da ampla Cobertura Fanerozoica da Bacia do Amazonas (Tassinari & Macambira, 1999), depositada nos últimos 1 Ma. Estas também encobrem a Formação Alter do Chão, que, segundo dados recentes, data do Paleoceno ao Mioceno (Caputo, 2011). Tais coberturas, compostas basicamente por areia e argila, ocorrem expressivamente na parte central da Bacia do Amazonas e formam importantes depósitos que podem ser aproveitados na indústria cerâmica, bem como na construção civil. Nas três últimas décadas do século 20 e primeira década do século 21 a cidade de Parintins-AM possuía um grande depósito de areia, o qual, devido a pressões ambientais, teve sua exploração reduzida, assim como o material argiloso usado como substrato para pavimentação de ruas. A cidade Parintins-AM é formada principalmente por estas coberturas, porém descrições mais detalhadas nunca foram apresentadas. Por este motivo, pesquisas sedimentológicas vêm sendo realizadas na região com o propósito de reduzir a escassez de informações (Motta *et al.* 2012). Neste trabalho foram realizados estudos sobre as características geológicas do terreno em que se assenta a cidade de Parintins, por meio de descrições de afloramentos e de furos de sondagem, bem como por análises mineralógicas.

### MATERIAIS E MÉTODOS

No período de águas baixas foram realizados levantamentos e descrições de três perfis em frente à orla da cidade de Parintins, margem direita do rio Amazonas, mais três perfis em frente de lavra, bem como dois perfis a partir de furos de sondagem de 4” com profundidade de 10m. Para cada afloramento foi confeccionado um perfil litológico e no total foram coletadas 15 amostras que foram usadas para: a) análises por difração de raios X (DRX), divididas em duas partes, sendo uma para análise total e outra para análise apenas da fração argila. A argila separada por centrifugação foi colocada sobre três lâminas, as quais foram submetidas a análise natural, com etilenoglicol e aquecida a 500°C. O range das análises foi de 2° 2θ a 60° 2θ com leitura de 2°/min, b) granulometria realizada nos intervalos 0,500-0,250 mm, 0,250-0,125 mm e 0,125-0,062 mm (peneiramento), 0,062-0,002 mm e <0,002 (pipetagem), c) microscopia eletrônica de varredura (MEV) realizada na Universidade Federal de São Carlos (UFSCar) a partir de amostras secas e metalizadas com filme de carbono, d) obtenção da idade de um depósito arenoso (perfil P6), pelo método de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), Técnica das Alíquotas Únicas (SAR), a amostra foi coletada em tubo de alumínio de 2” e 40 cm de comprimento com ambas extremidades lacradas por parafina para protege-las da luz.

### DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS

Os perfis na forma de escarpas fluviais descritos na orla da cidade, especificamente no trecho entre o Matadouro Municipal (P1), Hospital Jofre Cohen (P2) e o Porto Fluvial (P3), mostram a seguinte configuração (Figura 1): os perfis P1 e P2 medem aproximadamente 5m de altura, divididos em 1m de latossolo amarelo constituído por argila e areia fina com areia média subordinada. Nível pisolítico ferruginoso de 0,5 m, formado por concreções de areia fina a muito fina cimentada por óxido-hidróxido de ferro com cobertura de filme de goethita, suportados por matriz amarelada argilo-arenosa. Abaixo ocorrem 3,5 m de material argiloso e areia fina com areia média subordinada, amarelo avermelhada com manchas esbranquiçadas e amarelo alaranjado. O P3 possui aproximadamente 6 m de espessura, onde se percebe no topo 1 m de latossolo amarelo a marrom claro, e logo abaixo nível de concreções ferruginosas de aproximadamente 2 cm de diâmetro em contato direto com fragmentos de crosta laterítica sílico-ferruginosa.

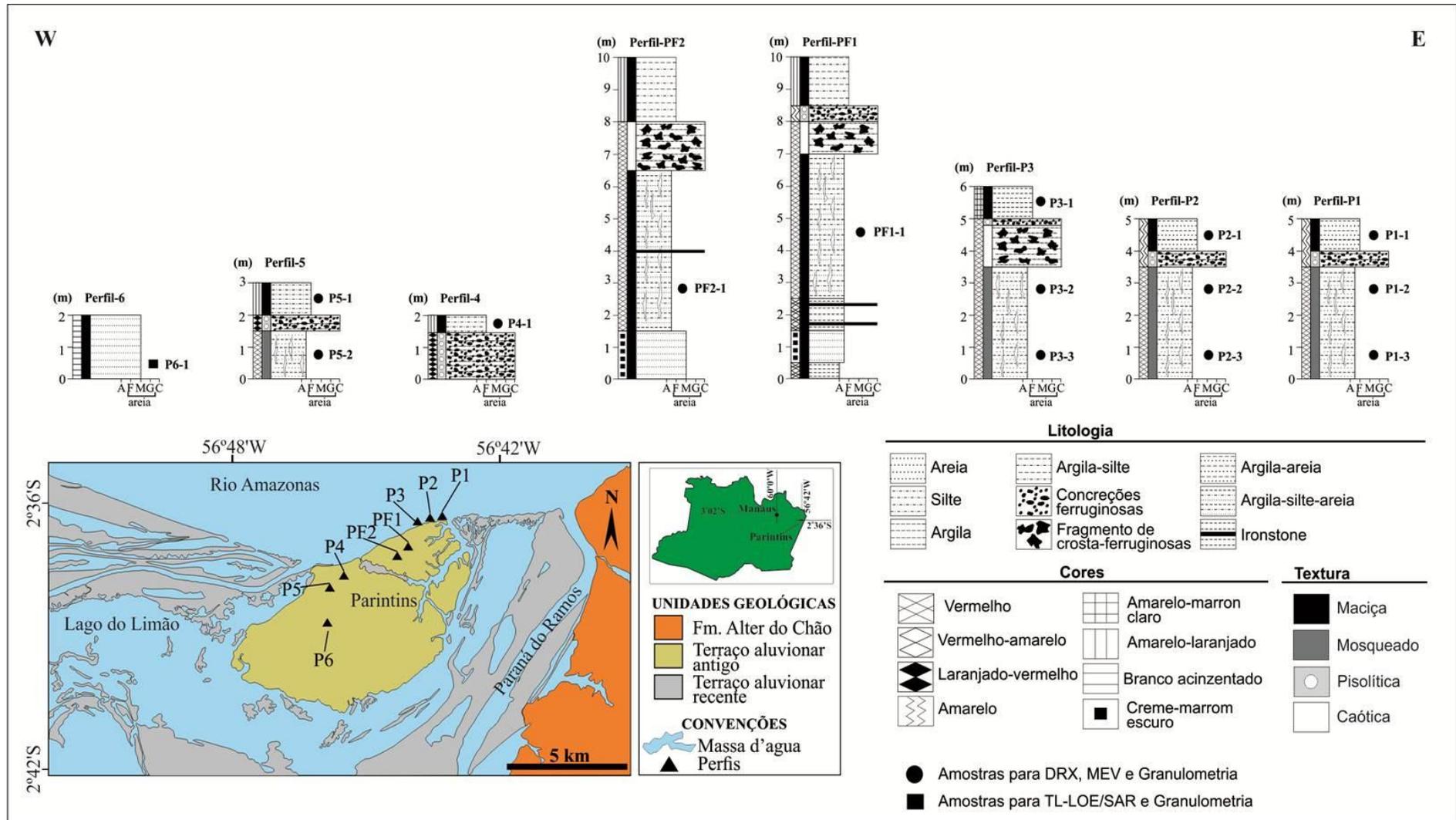


Figura 1. Mapa geológico e localização dos perfis amostrados.

Tais fragmentos medem até 15 cm, são suportados por matriz argilo-silto-arenosa de cor amarelo a laranja e formados por areia fina, suportada por cimento ferruginoso, envolvidos por filmes de goethita. Os 3,5m restantes são similares aos descritos nos perfis P1 e P2. Os perfis P4 e P5 foram descritos a partir de cavas em minas inativas, usadas para retirada de material para aterro. O primeiro apresenta 2 m de espessura e é formado no topo por 0,5 m de material argilo-siltoso de cor amarelo a laranja que encobre 1,5 m de material concrecionário sílico-ferruginoso de até 2 cm, suportados por matriz argilosa de cor laranja a vermelho claro com manchas amareladas. Por outro lado, o perfil P5 exibe 1 m do mesmo material descrito no topo do perfil P4, além de 0,5 m de nível concrecionário ferruginoso com tamanho, composição e forma similares aos já descritos anteriormente, bem como 1,5 m de zona mosqueada formada por material argiloso, amarelo avermelhado, como manchas de cor laranja. O perfil P6 foi descrito em cava para retirada de areia, a qual exibe 2 m de espessura e é composta basicamente por areia média a fina, arredondada a subarredondada com esfericidade baixa a moderada, cor branca acinzentada, friável e sem estruturas deposicionais.

O perfil dos furos PF1 e PF2 apresentaram praticamente as mesmas características litológicas com variação de espessuras. No topo destes foram identificadas camadas de material argiloso-siltoso, amarelado a laranja, maciço, medindo entre 0-1,5 m (PF1) a 0-2 m (PF2) de espessura. Apenas no primeiro furo foi detectado entre 1,5 m e 2 m concreções ferruginosas, que medem até 1 cm. No intervalo entre 2-3 m (PF1) e 2-3,5 m (PF2) ocorre fragmento de crosta sílico-ferruginosa, moderadamente porosa, formadas por areia fina, suportada por cimento ferruginoso, envolvidos por filmes de goethita e suportados por matriz argilo-silto-arenosa de cor amarelo a laranja. Entre 3-7,5 m (PF1) e 3,5-8,5 m (PF2) ocorre zona mosqueada, formada por material argilo-silto-arenoso, amarelo a laranja e amarelo a vermelho, com manchas esbranquiçadas e laranja. Na base desta zona no intervalo entre 7,5-8,5 m do PF1 ocorre uma camada de argila com 1 m de espessura, vermelha, maciça, intercalada por dois níveis de *ironstones* localizados a 20 cm e 90 cm do topo da camada. Entretanto, no PF2 esta camada é ausente e apenas um nível de *ironstone* ocorre ainda dentro da zona mosqueada a 6 m de profundidade. Na profundidade de 8,5-9,5 m (PF1) e 8,5-10 m (PF2) de ambos os perfis, ocorre camada de areia fina a média, ferruginosa, maciça, com grãos subarredondados a subangulares, esfericidade baixa e matriz argilosa de coloração creme a marrom escuro. No PF1 ainda ocorre 0,5 m de argila, com as mesmas características ao descrito acima no intervalo 7,5-8,5 m.

### **GRANULOMETRIA, MINERALOGIA E DATAÇÃO**

Das amostras analisadas, a maioria é composta por até 78% de argila, 10% de silte e 12% de areia, divididas em 9% de areia muito fina, 1% de areia fina e 2% de areia média. Estes dados estão representados na forma de histogramas e curvas de acumulação para cada amostra analisada. As amostras analisadas por DRX em modo total identificaram quartzo, caulinita, goethita, hematita, rutilo e anatásio. Nas fácies com mais argila predominam caulinita e illita, porém também foi identificado muscovita. Na análise total e normal (seca ao ar) as reflexões da illita ocorrem em 8,74, 17,71 e 26,71 °2θ, caulinita em 12,21 e 24,98 °2θ e quartzo em 20,7 e 26,6 °2θ. Goethita ocorre com baixa intensidade, pois apenas sua principal reflexão (100%) foi detectada (21,18 °2θ). Quando as amostras foram submetidas à atmosfera com etilenoglicol não houve mudanças, entretanto quando aquecidas a 500 °C, somente a illita manteve suas reflexões. As análises de MEV nas amostras de argila mostraram que o principal argilomineral é a caulinita, a qual exibe cristais tabulares desagregados, e raramente illita com morfologia fibrosa. Datação pelo método de Luminescência Ópticamente Estimulada da amostra BM-S-116, localizada a 1 m da base do perfil P3, revelou que o depósito de areia foi formado aproximadamente há 11.890 ± 2.200 anos.

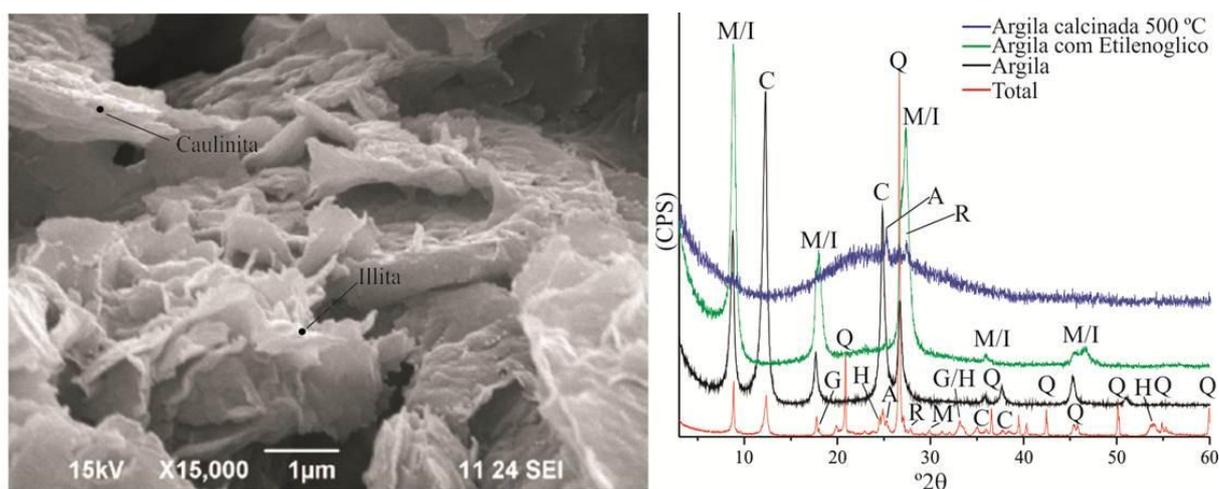


Figura 2. Argilominerais em imagem de MEV produzidas por elétrons secundários e análises de DRX mostrando a mineralogia existente (Amostra P3-3).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A predominância de espessos pacotes de argila e silte com areia disseminada, principalmente a jusante da cidade, é típica de terraços fluviais da fácies planície de inundação (P1 a P3). A mineralogia encontrada nestes depósitos é comum e as características morfológicas dos argilominerais são típicas de materiais transportados, a exceção da goethita que é produto da precipitação e hidratação dos íons de ferro ao longo das seções. Os níveis concrecionário descritos no P1 e P2 podem ser resultantes da degradação de uma provável crosta localizada no P3 relacionada à Formação Alter do Chão. A formação de concreções ferruginosas no nível mosqueado dos perfis P4, P5, PF1 e PF2 são resultantes do endurecimento de concentrações de ferro durante variação do lençol freático influenciado pelos períodos de cheia e vazante do rio Amazonas. As pequenas camadas de areia ferruginosas identificadas no PF1 e PF2 podem estar relacionadas a depósitos de transbordamento que foram afetados pela diagênese meteórica sobre condições úmidas e secas. Entretanto, a mina/depósito de areia referente ao P6, com aproximadamente 2,5 km de extensão, data do início do Holoceno, idade que admitimos neste trabalho como a idade mínima de formação da ilha de Parintins. Diante do exposto, verifica-se que o substrato no qual a cidade está erguida, trata-se de terraços fluviais estruturados a partir da planície de inundação do rio Amazonas, provavelmente assentado sobre as formações Novo Remanso ou Alter do Chão. Porém, ainda é desconhecida a geometria de tais depósitos e estudos mais detalhados se fazem necessários, a fim de melhorar o conhecimento geológico da região.

## REFERÊNCIAS

- Caputo, M. V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. Contribuição à Geologia da Amazônia – Volume 7, 7-23, Belém – PA
- Motta M. B., Riker S. R. L., Lima F. J. C., Garcia W. S. 2012. Arenitos ferruginosos da Formação Novo Remanso, Vila Amazônia, Parintins-Am. In: Congresso Brasileiro de Geologia., 46°, Santos-SP, Anais
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22, 174-182.

## ASPECTOS DESCRITIVOS DO NÍVEL SILICIFICADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO – PARTE DA REGIÃO METROPOLITANA DE MANAUS

Marcelo Batista Motta Sílvio, Roberto Lopes Riker, Felipe José da Cruz Lima, Desaix Paulo Balieiro Silva

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus. marcelo.motta@cprm.gov.br, silvio.riker@cprm.gov.br, felipe.lima@cprm.gov.br, desaix.silva@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

A Formação Alter do Chão (Kistler, 1954) é a unidade com maior extensão na área da região Metropolitana de Manaus (RMM), que também abrange os municípios de Novo Airão, Manacapuru, Iranduba, Careiro da Várzea, Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva e Itacoatiara. Por muitos anos Manaus experimentou intensa exploração comercial de níveis silicificados denominado informalmente de “Arenito Manaus” (Albuquerque 1922). Estes níveis são basicamente formados por arenitos silicificados/ferruginosos, siltitos silicificados /caolinizados, além de níveis conglomeráticos constituídos predominantemente por seixos de quartzo. No geral apresentam mosqueamento, desferrificação, bioturbações, gretas de contração, fósseis de madeira e paleossolos (Vieira, 2002, Nogueira *et al.* 2003). Interpreta-se seu ambiente deposicional como flúvio-deltaico-lacustre depositado no Cretáceo Superior (Caputo *et al.* 1972, Daemon 1975, Dino *et al.* 1999, Nogueira *et al.* 2003) e recentemente no intervalo Paleoceno-Mioceno (Caputo 2011). Registros da tectônica cenozoica na Formação Alter do Chão estão registradas nas crostas lateríticas e no “Arenito Manaus” onde se desenvolveram as cachoeiras das Almas e do Tarumã (Fernandes Filho 1996, Costa *et al.* 2001). Diante da distribuição regional do “Arenito Manaus” (Figura 1) este trabalho tem por finalidade caracterizar seu arcabouço em pontos distintos da RMM e assim contribuir para o entendimento de sua gênese, ainda pouco discutida na literatura geológica.

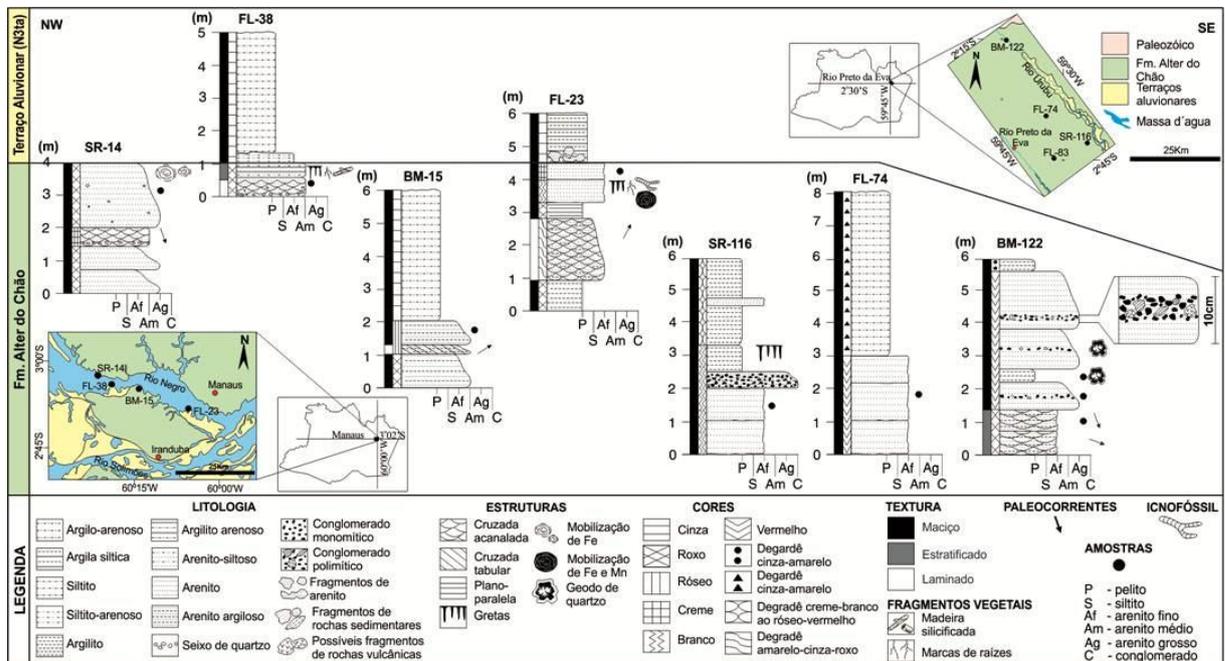


Figura 1. Mapa geológico e de localização dos pontos estudados em que afloram os níveis silicificados da Formação Alter do Chão “Arenito Manaus”. Distância entre os municípios é de 82 km, acessados pela AM-010.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Foram descritos dez afloramentos (7 perfis e 3 lajedos) dos quais três ocorrem no município de Iranduba, pela margem direita do Rio Negro [FL-23, BM-15 e FL-38], três em Manaus, sendo um na margem esquerda do Rio Negro [SR-14] e dois em ramais acessados pela BR-174 no Km 15 e 23 (Ramal da Pedreira [DP-50] e Ramal da Escola Agrícola [DP-64]), além de quatro na cidade de Rio Preto da Eva, com acesso pela AM-010 no km 95, 109 e 112 (Ramal da ZF8 na Cachoeira do Jarbas [FL-74], Fazenda Nova Esperança [FL-83], Ramal do Procópio [SR-116] e Cachoeira da Iracema no Rio Urubu [BM-122]). Todos os pontos tiveram análise petrográfica realizada no Laboratório de Petrografia da CPRM (Manaus). A quantificação foi feita por meio da contagem de 300 pontos por lâmina e classificadas segundo os critérios estabelecidos por Folk (1954) e Mc Bride (1963).

## DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS

Na região de Iranduba e Manaus os níveis silicificados da Formação Alter do Chão (“Arenito Manaus”) ocorrem em lajedos e escarpas que afloram ao longo da margem esquerda e direita do Rio Negro. Os perfis SR-14, FL-38, BM-15 e FL-23 são caracterizados por quartzarenitos finos a médios e médios a grossos, caulínicos, roxos a vermelhos, por vezes esbranquiçados, apresentando estrutura maciça, estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela. Seixos de quartzo podem ser encontrados disseminados neste litotipo. Também ocorrem pelitos com variação de cor entre vermelho a roxo, com manchas esbranquiçadas, apresentando estrutura maciça e geralmente são encontrados subordinados aos pacotes de arenito, exceto na estação BM-15 em que o pacote apresenta até 4m de espessura. As estações FL-23 e 38 apresentam no topo pacote de argila siltica e argila, respectivamente, que correspondem a coberturas de terraços aluvionares pleistocênicos discordantes da Formação Alter do Chão. No topo dos arenitos da estação SR-14 são observadas concreções arredondadas formadas por remobilização e precipitação do Fe na forma de hematita/goetita, seguido por gretas de contração, marcas de raízes, lenhos fósseis e incnofóssil (*Taenidium*) na estação FL-38 e, além destes, na estação FL-23 são encontrados nódulos ferruginosos e manganésíferos. As medidas de paleocorrentes nestes afloramentos indicam direções médias que variam de 55°Az, 130°Az, 150°Az e 180°Az.

O fraturamento encontrado nestas rochas indica direções de N80°E e N20°W com mergulho subvertical e 65°NE, bem como direção de N35°W, cortadas por fraturas N25°E, ambas com mergulhos subverticais. Ao norte da cidade Manaus as estações DP-50 e 64 ocorrem como no pátio de uma mina inativa onde são observados siltitos-argilitos ferruginosos e silicificados com variação de tonalidades de vermelho a roxo. Exibem pintas esbranquiçadas, são maciços e apresentam planos de falha estriados/cisalhados com precipitação de óxido de Fe e Mn, além de falha inversa N70°W/23°NE e lineações 21°/15°Az. Na região de Rio Preto da Eva as estações são caracterizadas normalmente por arenitos e siltitos. Na estação FL-74 e FL-83 (lajedos) ocorrem arenito fino a siltico, vermelho com manchas esbranquiçadas, maciço, com matriz argilosa silicificada e apresenta camadas tabulares com fraturas N40°E subverticais. Entretanto, no perfil BM-122 ocorre arenito fino a muito grosso com matriz argilosa, creme e variações de vermelho a roxo, muito intemperizado, apresenta estratificação cruzada acanalada com paleocorrente para 110°Az. No topo nota-se intercalação com pelito, vermelho carmim, maciço.

É possível observar que alguns sets são compostos por arenitos intemperizados com seixos arredondados de quartzo associados – paleocorrente para 160°Az. Na base deste litotipo ocorre conglomerado polimítico, creme claro, formado por seixos de quartzo de até 2 cm, seixos de quartzarenitos esbranquiçados, muito fino, medindo até 6cm e raros seixos de provável rocha vulcânica indiferenciada. Este último pacote é suportado pelos clastos e matriz arenosa fina a grossa com manchas brancas intercaladas com níveis centimétricos de arenito fino a grosso e argilito branco, silicificado, onde se desenvolveram geodos de quartzo hialino a fumê. Na estação SR-116 (lajedo) ocorrem arenito fino com seixos de quartzo disseminados, esbranquiçado pela caulinita, maciço a friável e micromicáceo. Intercalado a este litotipo ocorre camada de arenito conglomerático de até 50cm, formado por seixos de quartzo subangulosos a subarredondados, suportados por matriz arenosa/argilosa esbranquiçada e friável. Nos 10 cm do topo apresenta arenito fino a grosso, esbranquiçado, maciço a friável formando ciclo granodecrescente

ascendente. Estão intercalados por argilito esbranquiçado a carmim com manchas amareladas a creme esbranquiçadas, com areia média e grânulos de quartzo disseminados. No topo ocorrem gretas de contração de médio porte preenchidas por material argilo arenoso silicificado. Foram observadas também estrias de falha com direção N60°W/45°NE e N40°W/35°SW.

## PETROGRAFIA

As rochas descritas são em sua maioria quartzarenitos de granulação fina a grossa, com areia muito grossa disseminada e, morfológicamente predominam grãos subarredondados e moderadamente subangulares com bordas corroídas. Em média os grãos predominantes são de quartzo monocristalinos como grãos monominerálicos (60%), monocristalinos como fragmento de rocha sedimentar (5%), monocristalino com extinção fortemente ondulante (6,5%), quartzo policristalinos como fragmento de rocha plutônica (3%), quartzo policristalinos como fragmento de rocha vulcânica (2%), quartzo policristalinos como fragmento de rocha plutônica (4%), quartzo policristalinos como fragmento de rocha metamórfica (1%), zircão e turmalina (0,5%), matriz siliciclástica lamosa indiferenciada (2%), intraclasto lamoso indiferenciado e siltico (1%), argila infiltrada indiferenciada (0,5), óxido-hidróxido de ferro diagenético indiferenciado (maciço, poiquilótópico, microcristalino), substituindo constituintes primários (matriz siliciclástica lamosa indiferenciada, rutilo e argila infiltrada) e cobrindo constituintes primários (quartzo mono e policristalino) (7%), pseudomatriz argilosa maciça, intergranular cobrindo grãos primários continuamente (1%), sílica diagenética (quartzo, calcedônia e indiferenciada) preenchendo fraturas e substituindo constituintes primários (matriz siliciclástica lamosa) (6%), poro agigantado e móldico ampliado por dissolução de constituinte primário indiferenciado (0,5%). O arcabouço é moderadamente frouxo/flutuante a normal, heterogêneo, suportado pelos grãos e pelo cimento, exibindo contatos intergranulares predominantemente pontuais e raros retilíneos, assim como porosidade agigantada e móldica.

## ASPECTOS DIAGENÉTICOS

Na caracterização dos processos e constituintes diagenéticos que afetaram o nível silicificado da Formação Alter do Chão foram utilizados os critérios de Choquette e Pray (1970), estendidas para os arenitos por Schimidt e McDonald (1979) e Tucker (1994). Os principais eventos diagenéticos ocorridos nas rochas desta unidade são: 1) precipitação de óxido-hidróxidos de ferro, dissolução de grãos instáveis, infiltração mecânica de argilas (formação de cutículas de argilas: illita e caulinita) e compactação mecânica desenvolvida a partir de soterramento (arcabouço frouxo e geração de pseudomatriz a partir de intraclasto macios), desenvolvidas no estágio da eodiagênese continental meteórica sob clima úmido e seco, 2) cimentação/recristalização de sílica amorfa/criptocristalina juntamente com ferro substituindo a matriz siliciclástica lamosa indiferenciada, crescimento de quartzo e compactação química com raros contatos côncavo-convexos e suturados, foram desenvolvidos em condições de mesodiagênese rasa, 3) Geração de porosidade móldica, agigantamento de poros intergranulares e precipitação de hematita são raras, porém, foram desenvolvidos em condições de telodiagênese.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados obtidos sugerem que parte dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão foram depositados por rios tipo *braided* com migração de canais entrelaçados. Arenitos finos com grãos de areia grossa disseminada e intercalações argilosas sugerem rompimentos de diques marginais (depósitos de *crevasse splay*). Os argilitos com até 5m de espessura são interpretados como depósitos lacustres e/ou planície de inundação, formados pelo abandono de canais, supridos durante nos períodos de enchentes por material pelítico em suspensão. A ocorrência de gretas de contração indica clima seco e as marcas de raízes são indicativas da formação de paleossolos. A presença de traços fósseis indica que houve condições favoráveis de alimentação para animais com estruturas moles capazes de perfurar e filtrar os sedimentos. As paleocorrentes indicam deposição no sentido entre NE e SW, porém predominantemente para SE. Em relação aos constituintes do arcabouço, descritos por meio da petrografia, fica claro que houve contribuição principalmente de fontes sedimentares e raramente de fontes ígneas plutônico-vulcânicas e metamórficas. Mediante processos pedogenéticos/eodiagenéticos a precipitação e recristalização

de cimento silicoso (quartzo, calcedônia e sílica indiferenciada), a substituição da matriz argilosa por Fe e Si, foram fatores determinantes para a formação dos níveis silicificados (silcretos). A presença de geodos e veios preenchidos por quartzo recristalizado são evidências de intenso processo de dissolução e recristalização ocorrido entre a eodiagenese/mesodiagenese e por atividades neotectônicas. Cutículas argilosas e ferruginosas mostram que em algum momento da história deposicional os arenitos foram expostos ou estavam posicionados próximos à zona vadosa.

## REFERÊNCIAS

- Albuquerque O.R. 1922. Reconhecimento no Vale do Amazonas. Bol. Serv. Geol. e Mineral. Rio de Janeiro, 3:1-84.
- Caputo M.V., Rodriguez R., Vasconcelos D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: Congr. Brasil. Geol., 26º, Belém, Anais, 3:35-46.
- Choquette, P.W., Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. **54**, 250-270.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. Jour. South Amer. earth Sc., 14:335-347.
- Daemon R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. Rev. Bras. Geoc., 17:382-403.
- Dino R., Silva O.B., Abrahão D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: SBG-SE, Simp. Cret. Bras., 5, Rio Claro, Atas, p.557-565.
- Fernandes Filho L.A. 1966. Geologia, mineralogia, geoquímica dos lateritos de Manaus-Amazonas. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, UFPa, 96p.
- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature: Journal Geology, V. 62, p.344-359.
- Kistler, P. (1954). Historical Resume of the Amazon Basin. Relatório Interno. Belém: Petrobras/Renor.
- McBride, E.F. 1963. A classification of common sandstones. Journal Sedimentary Petrology., V. 33, p.65-87.
- Nogueira A.C.R., Silva Júnior J.B.C., Horbe A.M.C., Soares J.L., Monteiro A.D. 2003. A Gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 8, Manaus, CD-Rom.
- Schmidt, V., McDonald, D.A. 1979. The hole of secondary porosity in the course of sandstones diagenesis. In: P.A. Scholle and P.R. Schluger (Editors), Aspects of Diagenesis. SEPM Special Publication. Society of Econ. Paleontol. and Mineral., Tulsa, Ok, p. 175-207.
- Tucker, M.E. 1994. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2<sup>nd</sup> ed.
- Vieira L.C. 2002. Paleossolos de depósitos cretácicos da Formação Alter do Chão, nordeste do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, UFAM, 74p.

## DADOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DO RIO JATUARANA, MUNICÍPIO DE APUÍ, SE DO AMAZONAS

Marcely P. Neves, Marcelo B. Motta, Raimundo G. Dantona, Maisa B. Abram, Marcelo Almeida

Serviço Geológico do Brasil (CPRM), marcely.neves@cprm.gov.br, marcelo.motta@cprm.gov.br, gato.dantona@cprm.gov.br, maisa.abram@cprm.gov.br, marcelo.esteves@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho está inserido no Projeto Fosfato Brasil, desenvolvido pela CPRM, e apresenta dados geológicos preliminares de uma área situada no rio Jatuarana, município de Apuí, sudeste do Amazonas (Fig. 1). Os dados apresentados foram coletados a oeste da cidade de Apuí através de perfis geológicos realizados ao longo do rio e em picadas transversais ao mesmo em uma área de 100 km<sup>2</sup>.

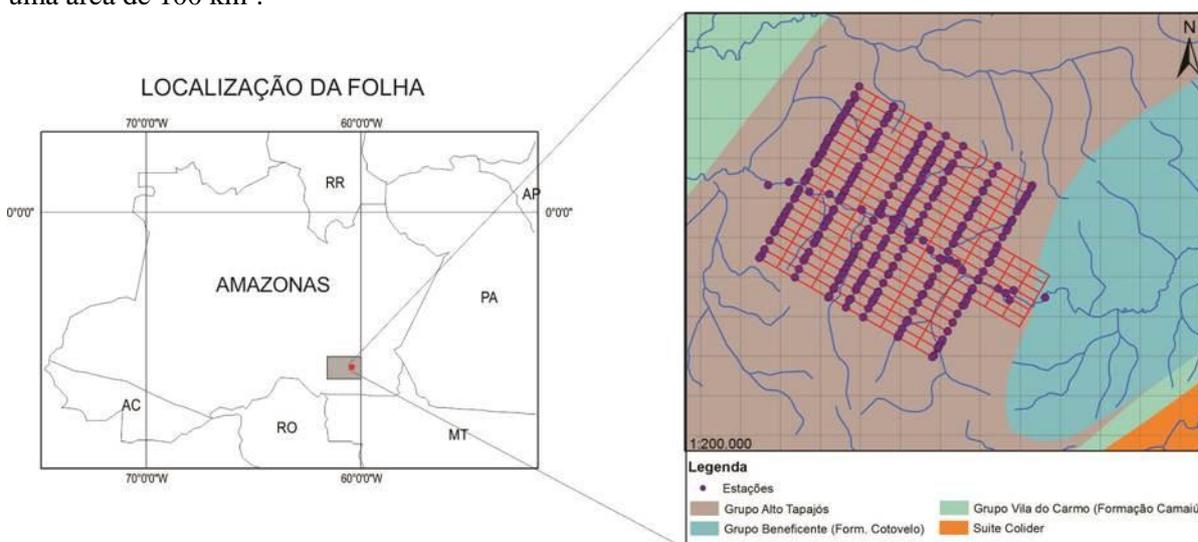


Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton Amazônico está limitado a leste e sudeste pela Província Tocantins, a sudoeste, oeste e noroeste pelo Sistema Andino e ao norte e nordeste pelas bacias da Margem Atlântica Equatorial. A área em estudo está localizada na Folha Sumaúma (1:250.000) situada no interior da Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.* 2006) (Fig 1). Do ponto de vista geológico local, a área ocorre na borda oeste da bacia do Alto Tapajós, onde ocorrem litótipos relacionados ao Grupo Alto Tapajós, incluído no Supergrupo Sumaúma (Reis *et al.*, 2013). Segundo Reis (2006a), na bacia Alto Tapajós (SE do AM), foram identificadas rochas sedimentares fosfatadas siluro-devonianas, reunidas na Formação Juma constituída por siltitos e arenitos acinzentados. Araújo *et al.* (1976), descreve arenitos fosfáticos grossos as margens da BR-230, leste do Rio Aripuanã, e no rio Juma, contendo partículas subesféricas de colofana na matriz. No alto curso do rio Jatuarana, a montante do cruzamento com a BR-230, afloram arenitos finos glauconíticos, de cor cinza esverdeado (Bizarella *et al.*, 1980). O sistema deposicional que domina o Grupo Alto Tapajós envolve processos marinhos e litorâneos. A Formação Juma foi interpretada por Reis (2006a,b) como uma extensa planície lamosa gerada a partir do gradativo afogamento (transgressão marinha) de uma planície flúvio-deltaica. CPRM (no prelo) considera a Formação Juma como a unidade basal do Grupo Alto Tapajós, que recobre em descontinuidade as principais unidades vulcanossedimentares proterozoicas da região, cujas características deposicionais e conteúdo em glauconita são sugestivos de um ambiente deposicional marinho raso.

### METODOLOGIA

Foram realizados 85,5 km de perfis de reconhecimento geológico, com coleta de 104 amostras de rochas, visando uma investigação mais detalhada da região caracterizada pela ocorrência de arenitos e pelitos glauconíticos. Foram selecionados intervalos representativos dos

tipos geológicos para confecção de lâminas delgadas. Além da petrografia, amostras de rochas foram enviadas para análise química no laboratório GEOSOL, e até o fechamento deste trabalho encontram-se em fase de tratamento.

## RESULTADOS

Os principais tipos litológicos encontrados na área são arenitos, siltitos e folhelhos, além de cobertura laterítica ferruginosa com indícios de fosfato.

### Arenitos

- *Arenito cinza* - Geralmente aflora na forma de blocos centimétricos a métricos, cor cinza escuro com borda de alteração cinza claro a cinza esverdeado (glauconita?), granulometria fina a muito fina, bem litificada. Ocorrem variedades maciças, bem como com estratificação cruzada acanalada (Fig. 2) e marcas de ondas. Microscopicamente, apresenta arcabouço fechado suportado pelos grãos e pela matriz, formado por areia muito fina a fina e matriz siliciclástica micácea argilizada. Os grãos são moderados a bem selecionados e formados basicamente por quartzo monocristalinos, raros grãos de glauconita e lamelas micáceas alteradas. Os principais eventos diagenéticos identificados foram: Argilização de lamelas micáceas, recristalização de quartzo em bolsões estirados (não deformados), rara ocorrência de glauconita sendo substituída por constituinte indiferenciado (colofana?).



Figura 2 - A) Amostra do arenito cinza fino maciço. B) Arenito com estratificação cruzada acanalada.

- *Quartzo arenito* - Ocorrem na forma de blocos, tanto nas drenagens como nas encostas, de coloração esbranquiçada a cinza claro, com níveis avermelhados, alteração por Fe, granulometria fina, moderadamente friável. Também foram observados blocos bem litificados (Fig. 3), constituído basicamente de quartzo. Ocorrem variedades maciças e variedades com estratificação cruzada. Algumas apresentam intraclasto siltoso a argiloso (Fig. 3). Microscopicamente seu arcabouço é formado por areia fina a média intercalada, moderadamente selecionada com grãos subangulares a subarredondados. A maioria dos grãos é de quartzo, porém ocorrem grãos raros de intraclastos macios indiferenciados e zircão subarredondados. O principal evento diagenético observado foi à intensa cimentação silicosa a partir de sobrecrecimentos de quartzo.

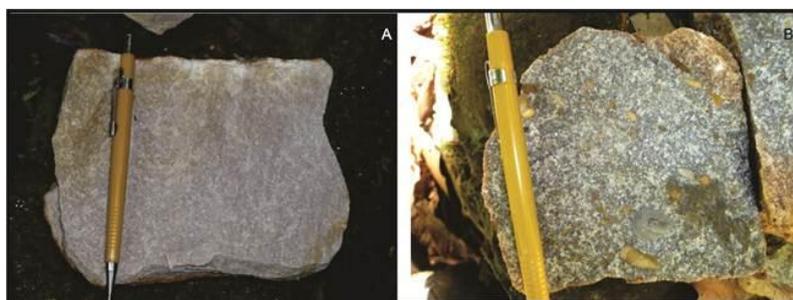


Figura 3 - A) Amostra do arenito esbranquiçado maciço. B) Foto de mesmo arenito com detalhe para intraclastos siltosos a argilosos.

- *Arenito glauconítico* - Também aflora na forma de blocos, de granulometria fina a média, coloração esverdeada, em função principalmente da presença de glauconita, em geral friável, pouco intemperizado (Fig. 4). Possui variedades maciças, bem como com laminação plano-paralela e estratificação cruzada. Petrograficamente possui arcabouço fechado, suportado pelos grãos e pelo cimento, constituído por areia fina intercalados com níveis de areia média. Os grãos de areia são formados basicamente por quartzo monocristalinos, policristalinos em menor proporção, pellets glauconíticos, intraclastos carbonáticos, oóides e fragmentos de oncóides, além de raros grãos de feldspatos e plagioclásio. Os contatos entre grãos variam de normal a côncavo-convexo, com raros grãos suturados. Quanto a condições diagenéticas, verifica-se substituição da glauconita por colofana e calcita, crescimentos interno de calcita em grãos de glauconita, abundante cimentação e sobrecrecimentos de quartzo, crescimentos de cristais cúbicos de pirita sobre cimento de dolomita/ankerita, raros romboédros de calcita e crescimentos de feldspato potássico, além da de recristalização de pirita em grãos primários e diagenéticos.

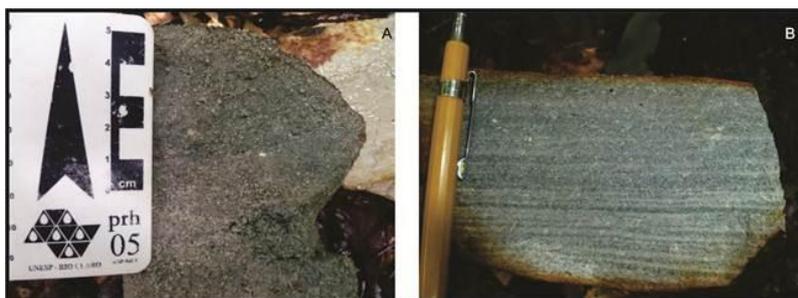


Figura 4- A) Arenito friável com glauconita. B) Foto com detalhe dos níveis glauconítico.

- *Siltitos* - Afloram principalmente em forma de lajedos no leito e nas encostas das drenagens, de cores variadas, cinza a colorações mais amareladas. Foram observados pacotes métricos de siltitos com finas intercalações de arenito fino, localmente apresentam processo de lateritização. As variedades que ocorrem na área são siltito maciço, siltito laminado e siltito com delgada intercalação de arenito fino a muito fino (Fig. 5). Petrograficamente são formados por areia muito fina a fina disseminada, com matriz siliciclástica micácea argilizada. Os grãos de areia são formados basicamente por quartzo monocristalinos e lamelas micáceas alteradas. O arcabouço é fechado, suportado pelos grãos com abundantes contatos suturados, côncavo-convexos e raro longos. O principal evento diagenético observado foi à recristalização de quartzo, compactação química e argilização das lamelas micáceas.

- *Folhelhos* - Ocorrem principalmente nas encostas das drenagens, apresentam variação de cor cinza escuro a cinza esverdeado e tons creme amarelados (Fig. 6). Foram observados intercalações de siltito com laminação milimétrica a centimétrica.



Figura 5- Amostra de siltito.



Figura 6- Afloramento de folhelho.

- *Cobertura laterítica* - No geral sua ocorrência é bem marcada em função do espesso pacote argilo-siltoso a argilo-arenoso, apresenta variação de cor em tons de laranja, amarelo a ocre (Fig 7). Em regiões de encosta, onde é possível observar deslocamentos de massa, nota-se ocorrência de esferólitos/pisólitos ferruginosos, constituídos por areia fina a muito fina. Em algumas áreas na superfície dos platôs, ocorrem blocos lateríticos ferruginosos, com nódulos de até 5cm suportados por matriz areno-argilosa e cimento ferruginoso (hematita/goetita), além de raros

pisólitos. Os nódulos são constituídos basicamente por arenitos finos e siltitos, enquanto os pisólitos por areia muito fina e argilitos. Outro tipo de crosta encontrada na região, em menor proporção, exhibe relativamente alta concentração de ferro, é laminada, pouco cavernosa e apresenta coloração marrom escuro a marrom alaranjado (Fig 7). Petrograficamente apresenta textura caótica a cavernosa, com intercalações de quartzo e minerais autigênicos. Os principais minerais são óxido-hidróxido de ferro (hematita e goetita), quartzo monocristalino e mineral de fósforo autigênico. Eventos diagenéticos mais expressivos é a concentração de hematita suportando grãos de quartzo, recristalização da goetita em espaços porosos e de mineral fosfatado indiferenciado.

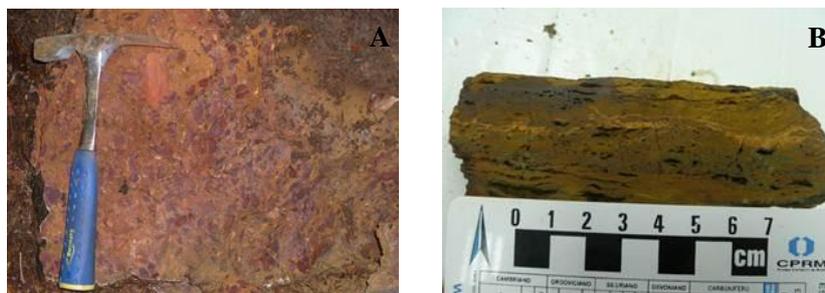


Figura 7- Amostras de cobertura laterítica, afloramento (A) e detalhe (B).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Na região do rio Jatuarana siltitos e folhelhos ocorrem subordinados aos quartzarenitos que resultam da intensa sedimentação e atividade tectônica que atuou no sudeste do Estado do Amazonas. Partes destes arenitos são portadores de glauconita, o que é bastante nítido nos arenitos mais claros, devido ao processo de alteração/substituição de alguns constituintes do arcabouço. Em algumas amostras a ocorrência expressiva de glauconita pode estar relacionada à fonte e às condições do sítio deposicional. A presença de pellets é importante indicador de atividade biogênica, enquanto oóides e fragmentos de oncóides são produtos do retrabalhamento de constituintes de uma pretérita plataforma carbonática. Os registros encontrados nas rochas estudadas sugerem que a região do rio Jatuarana foi submetida a diferentes estágios diagenéticos que compactam com condições marinhas e soerguimento de bloco continental. Por outro lado, quartzarenitos maciços e estéreis podem estar relacionados a depósitos distais ou a rochas totalmente intemperizadas.

## REFERÊNCIAS

- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G. de, Lima M.I.C. de, Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B. da, Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia da Folha SA.21 – Santarém. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap.I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- Bizinella G. A., Santiago A.F., Melo A.F.F. de, Santos A. dos, Borges F.R., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Oliveira J.R. de, Carmona J.R.M., D'Antona R. de J.G., Oliveira R.L. 1980. Projeto Tapajós–Sucundurí. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.) 8 v.
- Reis, N.J. 2006a. Projeto Rochas Carbonáticas de Apuí – Amazonas. Informe de Recursos Minerais, Série Insumos Minerais para Agricultura, 12. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Manaus, 60 p.
- Reis, N.J. 2006b. O Quadro Estratigráfico da Bacia Alto Tapajós na Região de Apuí, Amazonas–Implicações sobre seu Status Paleozoico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Aracaju. Anais: p.104.
- Reis et al. 2013. Supergrupo Sumaúma. Livro Contribuições a Geologia da Amazônia. In press.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G. de, Riker, S.R.L., Souza, M.M. de, Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, CD-ROM.

## ANÁLISE DE TESTEMUNHOS DE AMOSTRAGENS DA BACIA DO AMAZONAS, GRUPOS TAPAJÓS

Mozaniel Santos, Livia Ferreira

Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, CEP 66075-110, Belém, PA.  
mozsantos@hotmail.com, liviabeatrizferreira@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A área de trabalho do qual esta pesquisa faz referencia situa-se na Bacia do Amazonas, e está inserido no Grupo Tapajós de idade Pensilvaniano/Permiano, englobando as formações Monte Alegre, composta por arenitos com subordinados siltitos, dolomitos, calcários e folhelhos (depositados no neobashkiriano), Itaituba, representada por calcários, dolomitos e evaporitos de clastos de arenito intercalados (de idade neobashkiriana-moscoviana), Nova Olinda, representada por calcários e evaporitos (de idade moscoviana - permiana) e Formação Andirá constituída por siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados (de idade Asseliana - Sakmariana), (Caputo *et al.* 1971, Cunha *et al.* 2007, Lemos 1990).

Depósitos fosfáticos são economicamente extraídos para serem utilizados como fertilizantes (NPK) na agricultura, correção de solos e como suplemento mineral para animais. Mineraiis carbonáticos e evaporíticos são importantes na produção de cimento, como insumos agrícolas, na metalurgia, indústrias do vidro e do cimento (tipo Portland), agregados entre outras aplicações.

As dificuldades de acesso a área de ocorrência destes bens mineraiis devem-se principalmente as condições naturais da região como densa cobertura vegetal, desenvolvimentos de solos espessos, bem como a escassez de afloramentos limitados às margens do Rio Amazonas, onde raras pedreiras são as únicas fontes de informação geológica. Neste caso, a obtenção e descrição de testemunhos de sondagem permanecem como sendo uma das melhores opções para a avaliação de jazidas destes bens mineraiis. Ocorrências de fosfatos têm sido relatadas no Estado do Pará, particularmente nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas desde 1967 pela DOCEGEO, CPRM e DNPM. Estas rochas estão inseridas no Grupo Tapajós ou seqüência pensilvaniano-permiana (Cunha *et al.* 1994, Matsuda *et al.* 2006).

As amostras foram retiradas em testemunhos de amostragem na região de Uruará, Pará, em quatro níveis.

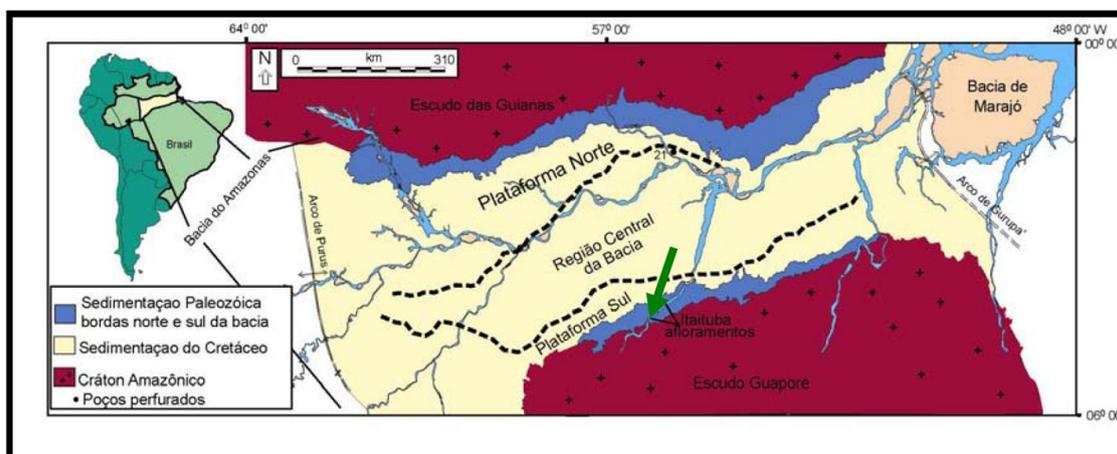


Figura 1- Mapa de localização da Bacia do Amazonas. Fonte: NASCIMENTO, Sara. Conodontes e a cronoestratigrafia da base da seção pensilvaniana, na região de Itaituba, porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. (Modificado de Scomazzon, 2004).

### ANÁLISE DE FÁCIES E DESCRIÇÃO DOS FÓSSEIS

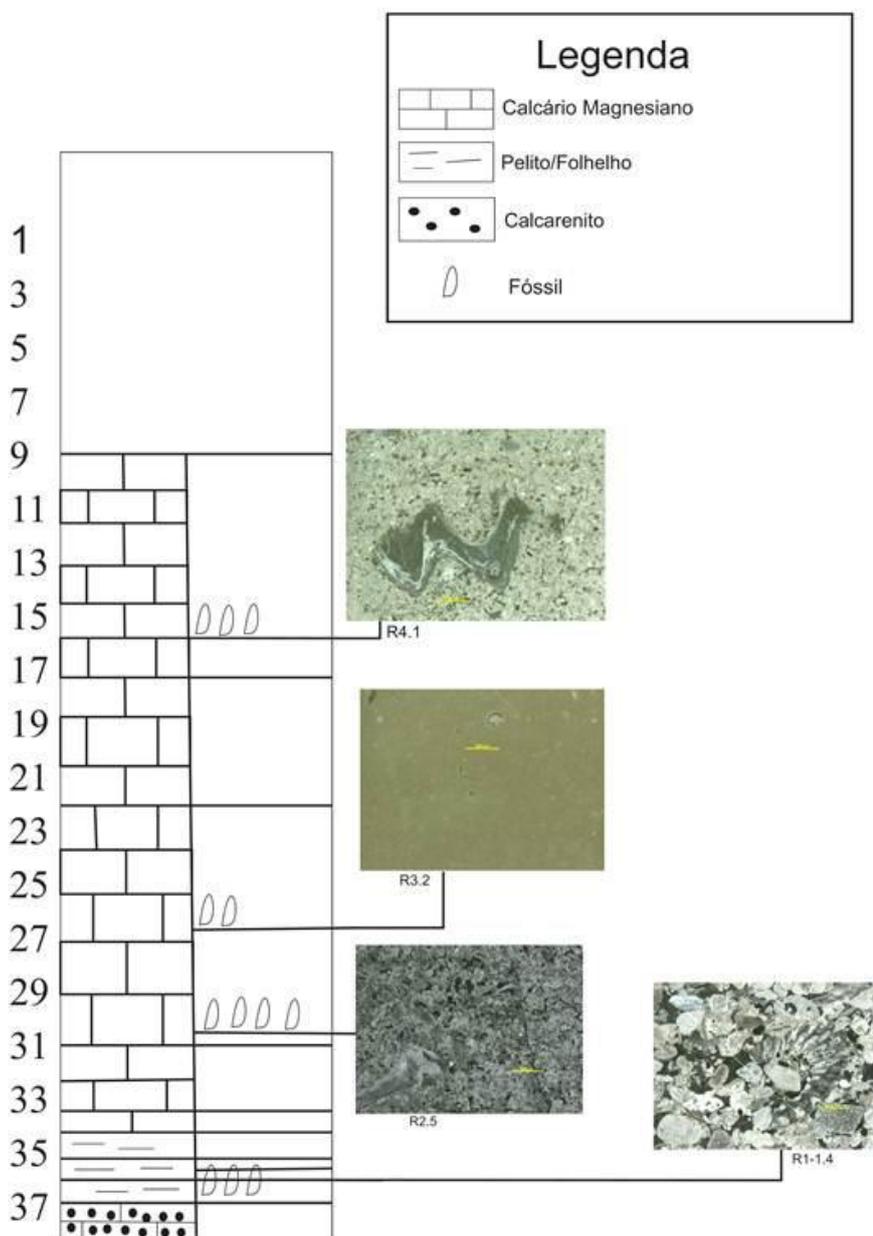
Os testemunhos foram analisados com base na análise de fácies e paleontologia. Para a análise de fácies foi utilizada a técnica de modelamento de fácies (Walker 1984, Walker & James 1992), que envolve os seguintes aspectos: *i*) a individualização e descrição de fácies, que procura

caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente, *ii*) a compreensão dos processos sedimentares, que revelam como a fácies foi gerada, e *iii*) a associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento e geometria que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. A descrição de fácies/microfácies em testemunhos foi auxiliada por perfis colunares e a classificação de carbonatos e fosfatos seguiu o trabalho de Tucker (1992). Indicando os intervalos estratigráficos com maior interesse econômico (maior teor de Ca e Mg).

Lâminas petrográficas foram confeccionadas em cinco níveis distintos. O equipamento a ser utilizado será o Microscópio Petrográfico Axiolab Polarizador e Acessórios da Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT, MPEG MOVIE EX, modelo DSC – S75, com 3.3 Mega Pixels e zoom de 6.0X em modo de cena, pertencente ao Grupo de Geologia Sedimentar.

## RESULTADOS

Feito a análise dos testemunhos foram encontrados:



## **CONCLUSÃO**

Sendo os hidrocarbonetos recursos energéticos bastante utilizados para diversos fins na atual sociedade, e não renováveis, é de grande importância as pesquisas sobre tais recursos, buscando novas fontes de hidrocarbonetos para atender a alta demanda por eles.

## **REFERÊNCIAS**

- Caputo, M. V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém: PETROBRÁS/RENOR. PETROBRAS report.
- Cunha, P. R. C., Gonzaga, F. G., Coutinho, L. F. C. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1): 47-55.
- Lemos, V. B. 1990. Assembléias de Conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Porto Alegre. 259p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Matsuda, N. S. 2003. Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil. Tokyo. 231p. Tese de Doutorado em Ciências, Department of Earth & Planetary Sciences, University of Tokyo.
- Nascimento, S. Conodontes e a cronoestratigrafia da base da seção pensilvaniana, na região de Itaituba, porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Universidade federal do Rio grande do Sul. Porto Alegre, 2008.

## “ARENITO MANAUS”: CONSIDERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Palma, K.A.L., Wahnfried I., Fernandes Filho, L.

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas, kathedepalma@yahoo.com.

### INTRODUÇÃO

A Formação Alter do Chão- FAC ocorre nas Bacias Sedimentares do Solimões e Amazonas, alcançando nesta última até 1250 m de espessura (Cunha *et al.*, 2007), apresentando na cidade de Manaus 200 m (CPRM, 2002). Apesar destas características, e de conter um dos maiores aquíferos brasileiros (ANA, 2007), não se conhecem subdivisões estratigráficas formais tais como membros ou camadas, sendo a definição de fácies a maior aproximação na sua caracterização estratigráfica. As camadas silicificadas descontínuas inseridas na FAC denominadas “Arenito Manaus”, que já foram chamadas de nível estratigráfico (e. g. Cardoso 2008 e Franzinelli *et al.* 2003), não possuem uma análise genética- estratigráfica, e são consideradas apenas uma fácies da FAC. O objetivo deste trabalho é definir as características do “Arenito Manaus”, e assim avaliar seu potencial estratigráfico.

### MÉTODOS

Foi feita uma revisão bibliográfica dos estudos relacionados ao “Arenito Manaus”, sintetizando sua caracterização sedimentológica, genética e estratigráfica. Além disso, foram selecionados poços com ocorrência das camadas silicificadas dentro da cidade de Manaus, na base de dados do SIAGAS- CPRM/ SUREG- Manaus. Com base nestes registros foi gerado um mapa da distribuição destas camadas e, por fim, foram feitas três seções, ressaltando a espessura e as profundidades em que as camadas silicificadas ocorrem, e a granulometria que possuem.

### FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

É composta por rochas siliciclásticas vermelhas, variando entre argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados (Kistler 1954, Caputo *et al.* 1972), e localmente arenitos silicificados e ferruginosos que já eram chamados por Agassiz de “Arenito Manaus” (1867 apud Hartt 1870), sendo impropriamente denominado de Formação por Albuquerque (1922). Estudos palinológicos e paleobotânicos em diferentes pontos da Bacia do Amazonas indicam um intervalo de idade entre Neógeno e Mioceno (Daemon & Contreras 1971, Travassos e Barbosa Filho 1990, Dino *et al.* 1999). O ambiente deposicional foi descrito como fluvial meandrante que evoluiu a anastomosado e fluvio-deltaico-lacustre (Caputo 1984, Dino *et al.* 1999, Rossetti & Netto 2006, Mendes *et al.* 2012).

### “Arenito Manaus”

Esta feição está disposta em corpos compactos ao longo de horizontes descontínuos, predominantemente de arenitos grossos a finos, mas também de siltitos e argilitos, silicificados e ferruginosos, com seleção pobre. Ele é composto principalmente de quartzo, com raros fragmentos de quartzito metamórfico e feldspatos. Os grãos são angulosos, com contorno irregular causado por dissolução diagenética. A matriz é argilosa, com quantidade de cimento silico- argiloso variável (Franzinelli & Rossi 1997). Estes níveis silicificados se originariam como silcretes de clima úmido desenvolvidos em paleossolos, depósitos lacustres principalmente ou barras de canal, num ambiente fluvial entrelaçado, com geometria horizontal relacionada a um controle do lençol freático, com recorrência pela alternância de fases climáticas úmidas e secas presentes na Amazônia Ocidental durante o Cretáceo Superior (Nogueira *et al.* 2003). A dissolução química por água causou a dissolução dos minerais mais instáveis (Franzinelli *et al.* 2003). Alteração dos feldspatos para caulinita promoveu o aumento da proporção de SiO<sub>2</sub>, assim como a formação de quartzo, hematita e caulinita autigênicos, sendo que os dois primeiros minerais representam a principal composição tanto dos arenitos friáveis, quanto do “Arenito Manaus”, na FAC (Silva 2011). Encontra-se exposto na parte central da Bacia do Amazonas, especialmente nas margens do baixo Rio Negro e em seus tributários da margem norte, e chegando a 70 km a montante de Manaus, além dos igarapés desta cidade e no interior do Amazônia (e. g. Vila Bela, Itacoatiara, Porto das Pedras e Porto Trombetas). Sua espessura média

é de 1 a 2 m, mas na Cachoeira Alta do Tatumã-Manaus afloram quatro níveis silicificados descontínuos, alternados com friáveis, num total de 20 metros (Franzinelli *et al.* 2003). Nesta mesma cidade ocorre desde a superfície a até 90 m de profundidade, em lentes de até 2,5 km de comprimento (CPRM, 2002).

### OCORRÊNCIA SUBSUPERFICIAL

Existem 2760 poços registrados na base de dados do SIAGAS na cidade de Manaus, fornecida pela CPRM em Fevereiro de 2013. Destes, 1119 possuem registro litológico, onde em 316 poços com profundidades variando entre 21 m e 245 m, têm um total de 517 níveis silicificados. Destes, 81% são de arenito, 18% de siltito e 1% de argilito. As espessuras das camadas variam entre 60 cm e 76 m, sendo que tem poços que apresentam até cinco níveis, os quais aparecem desde a superfície até 228 m de profundidade (Figura 1).

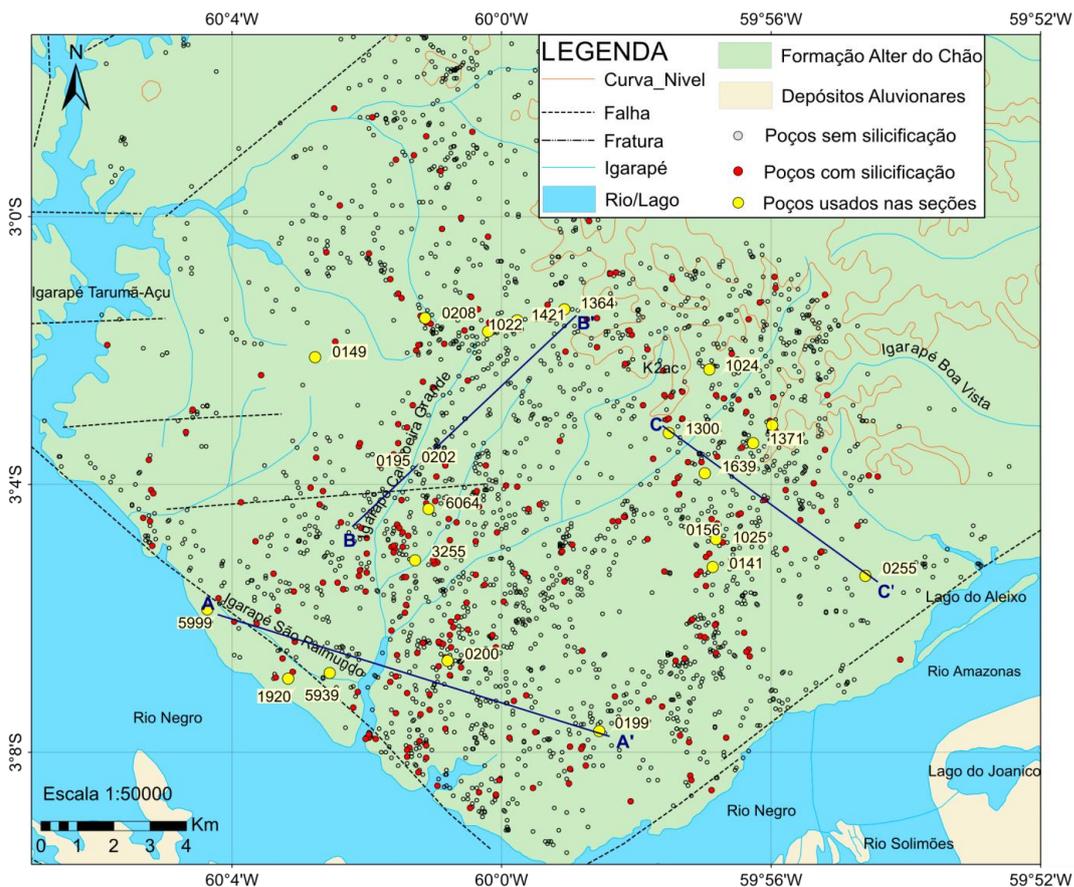


Figura 3- Mapa da zona urbana de Manaus com os poços da base de dados do SIAGAS. Em vermelho, os poços com camadas silicificadas, já em amarelo os poços usados para as seções transversais. Base SIG fornecido pela CPRM-Manaus.

Foram feitas três seções transversais na cidade de Manaus (Figura 1) usando 21 poços que foram escolhidos procurando mostrar a variação em espessura dos níveis silicificados, assim como sua diversidade litológica e sua distribuição vertical (Figura 2).

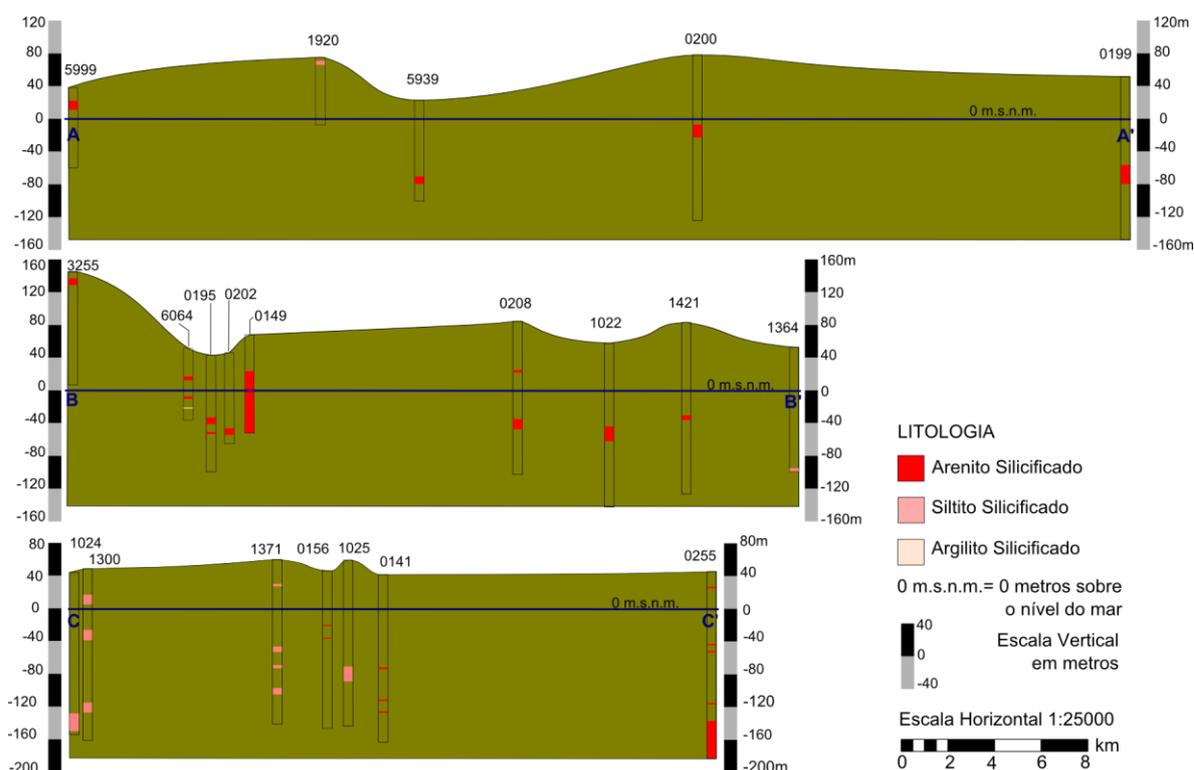


Figura 4- Seções transversais em diferentes locais da cidade de Manaus, onde se observam a distribuição e espessuras das camadas silicificadas.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Segundo os estudos diagenéticos (Nogueira *et al.* 2003 e Franzinelli *et al.* 2003), o “Arenito Manaus”, apresenta morfologia tabular, produto das oscilações do lençol freático que afetaram diferentes horizontes, sendo que cada um pode apresentar mudanças granulométricas laterais. Isto explica: 1-o fato de haver numerosos níveis silicificados num só poço e 2- a ocorrência de diferentes litologias silicificadas, sendo que 81% dos níveis de “Arenito Manaus” são, de fato, arenito, 18% são siltito e 1%, argilito. A variabilidade da litologia faz com que não seja estritamente correto denominar estas camadas de arenito. As camadas silicificadas se encontram espalhadas por toda cidade de Manaus, num registro contínuo que vai desde a superfície a até 228 m de profundidade, com espessura variando desde 60 cm a até 76 m. Em um mesmo poço podem ocorrer até 5 níveis silicificados. Estas informações provam que as camadas silicificadas não ocorrem num único nível, e também não têm uma continuidade lateral significativa, fatos que indicam que o “Arenito Manaus” não tem uma localização estratigráfica específica, portanto não pode ser considerado como membro ou camada guia da FAC.

## REFERÊNCIAS

- Albuquerque, O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Rio de Janeiro: DNPM (Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 3), Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil 19:15-56.
- ANA – Agência Nacional de Águas, Panorama do enquadramento dos corpos d’água do Brasil, e Panorama da qualidade das águas subterrâneas no Brasil, Brasília: 124 p., Caderno de Recursos Hídricos 5, 2007
- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de Doutorado. Universidade da Califórnia, Santa Bárbara, CA. 583
- Caputo, M. V., Rodrigues, R. & Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Belém. Anais SBG. 3: 36-46.
- Cardoso M. J., 2008. Cartografia das Atividades de extração minerais utilizados na construção civil e qualificação do grau de degradação ambiental na região de Manaus-AM. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geografia da Universidade de Brasília.

- CPRM, 2002. Carta hidrogeológica da cidade de Manaus. Manaus, CPRM-AM. p. 1-8. (Relatório Interno).
- Cunha P.R.C., Goncalves J.H.M. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 15(2): 227-251.
- Daemon, R.F. & Contreiras, J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, V.3, pp. 79-88.
- Dino, R., Silva, O.B., Abrahão, D., 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, vol. 5, 1999, Boletim de Resumos Expandidos, Rio Claro, pp. 557 e 565
- Franzinelli, E., Igreja, H., Rossi, A. 2003. Novas contribuições ao estudo do “Arenito Manaus” – Horizonte silicificado da formação alter do chão, bacia sedimentar do Amazonas, Brasil. SBG/NO Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, CD-Rom
- Franzinelli, E., Rossi, A. 1997. Some aspects of Diagenesis of the Manaus Sandstone (Amazon Basin, Brazil). I Cong. Latinoam de Sedim. Soc. Venez. Geol. Tomo 1, pp. 269-274
- Hartt C.F. 1870. Geology and Physical Geography of Brazil. Fields Osgood & Co., Boston, trad. Cia Edit. Nac. Série 5a Brasileira, v.200, 1941, 620p. Capítulo XV.
- Kistler, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. PETRO-BRAS/RENOR, Belém, Rel. Interno
- Mendes A., Truckenbrod W. & Nogueira A., 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. In Revista Brasileira de Geociências 42(1): 39-57p.
- Nogueira, A.C.R., Silva Júnior, J.V.C., Horbe, A.M.C., Soares, J.L., Monteiro, A.D. 2003. A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. SBG/NO Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, CD-Rom
- Rossetti, D.F., Netto, R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazon Basin. IV Cong. Lat.am de Sedim. Resúmenes, pp.199
- Silva N., 2012. Caracterização Química e Mineralógica dos Arenitos silicificados e friáveis da Formação Alter do Chão. Trabalho final de Graduação. Departamento de Geociências. Universidade Federal do Amazonas.
- Travassos, W.A.S. & Barbosa Filho, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências PETROBRÁS, 4: 299-314.

## PALINOMORFOS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS (DEVONIANO): CONTRIBUIÇÃO NA AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE GERAÇÃO DE PETRÓLEO DA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO)

Priscila Figueiredo Amaral, Renata Hidalgo, Roberto Cesar de Mendonça Barbosa, Afonso César Rodrigues Nogueira.

Universidade Federal do Pará. priscila.amaral08@gmail.com, rhidalgo@ufpa.br, robertocmbarbosa@yahoo.com.br, anogueira@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Na busca de novas fronteiras exploratórias, a indústria do petróleo tem desenvolvido diversas técnicas que contribuam de forma mais efetiva na definição de intervalos geradores de petróleo. A palinologia é uma dessas técnicas que, quando aliada a outros métodos, como conhecimento do sistema deposicional, geofísica, geoquímica, entre outras, permitem estabelecer interpretações dos constituintes do sítio deposicional, tipo de querogênio, evolução térmica, origem da matéria orgânica e por consequência a qualidade do produto por ela gerado. A área de estudo do presente trabalho está situada no contexto geológico da Bacia do Parnaíba, uma das bacias intracratônicas mais importantes do Brasil, e considerada como nova fronteira exploratória de hidrocarbonetos. A Formação Pimenteiras (Devoniano), objeto deste estudo, é caracterizada por folhelhos escuros ricos em matéria orgânica depositados durante a mais importante ingressão marinha da bacia (DELLA FÁVERA 1990), e que podem ter a contribuição como potencial gerador do sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba. Por essa razão, embora o empilhamento estratigráfico da Formação Pimenteiras esteja bem estabelecido na Bacia do Parnaíba, o estudo palinológico é de essencial relevância, pois apesar de diversos trabalhos já terem sido desenvolvidos na região, a porção oeste da Bacia do Parnaíba ainda carece de dados que integrem petrografia orgânica, geoquímica, sedimentologia e estratigrafia, para o melhor estabelecimento dessas rochas e seus paleoambientes deposicionais.

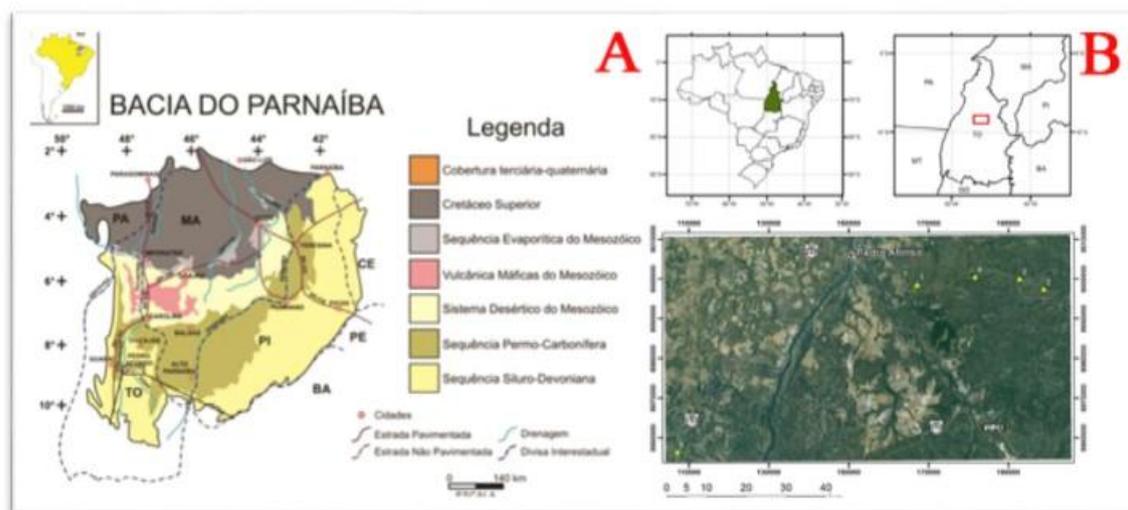


Figura 1- Em A o mapa geológico da Bacia do Parnaíba modificado de Costa et. al. 1994. Em B o mapa de localização da área de estudo.

### METODOLOGIA

A metodologia consistiu no trabalho de campo realizado entre os dias 07 e 10 de junho de 2010 na região próxima a cidade de Pedro Afonso. As melhores exposições encontram-se localizadas ao longo da BR-010 e da BR-235 onde afloram intercaladas as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá em afloramentos do tipo corte de estrada e lajedos. O método de campo consistiu na descrição de afloramentos, confecção de perfis estratigráficos, seções esquemáticas e coleta de amostras para palinologia. Foi realizada a análise de fácies e litoestratigrafia com a técnica de

modelamento de fácies (WALKER 1992) além do processamento químico (laboratorial) das amostras de acordo com Tyson 1995 que resultou na confecção de 25 lâminas organopalinológicas as quais foram descritas destacando os aspectos quantitativos e qualitativos.

## RESULTADOS

A Formação Pimenteiras está inserida na associação de fácies de inframaré, esta associação é composta pelas fácies folhelho laminado (Fl), acamamento heterolítico linsen (HI) e acamamento heterolítico wave (Hw) que são descritas no início deste item. Consiste em corpos tabulares e lateralmente contínuos que podem alcançar até 10m de espessura expostos ao longo das rodovias BR-153 e BR-235.

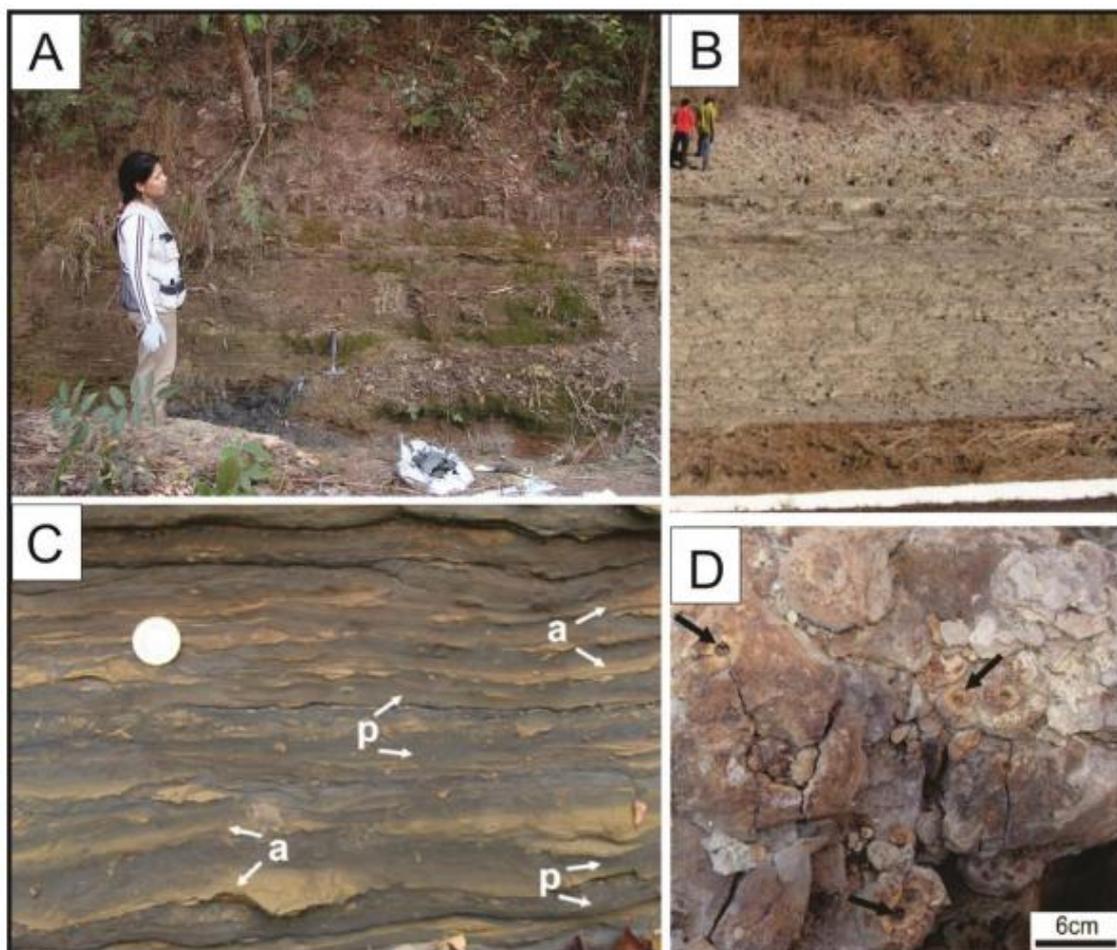


Figura 2- Associação de fácies de inframaré. A) Pelitos tabulares com laminação plana e ondulada com acamamento linsen (HI). B) Geometria tabular associado com fácies pelíticas indica uma ampla bacia de sedimentação onde predominavam processos de suspensão. D) Feições tubulares (setas) na fácies Fl são resultados da liberação de gás/fluido por alvivo hidrostático. C) Detalhe da fácies Hw. A interação entre processos de suspensão e tração é atribuída à ação da maré. Note que as lentes de arenitos apresentam espessuras de até 3cm (a- arenito, p- pelito).

O domínio de fácies argilosas remete um ambiente dominado por processos de suspensão, contudo a presença de fácies com acamamento heterolítico (linsen e wave) indica que o processo de suspensão foi periodicamente substituído por correntes trativas. Estruturas tubulares constatadas principalmente na fácies Fl são relacionadas à produção de metano e alvivo hidrostático em fácies rica em matéria orgânica, produzindo estruturas de escape de gás/fluido. A geometria tabular dessa associação aliada à alternância entre processos de suspensão e tração sugerem uma bacia de sedimentação lateralmente ampla e sujeita a ação de correntes de maré, compatível com depósitos de inframaré.

A Formação Pimenteiras e equivale a porção mais basal do perfil estratigráfico da seção estudada. Caracteriza-se pelo predomínio de acritarcos, esporos pouco ornamentados e por zoomorfos. A matéria orgânica amorfa (M.O.A.) pode ser considerada bastante abundante e ocupa cerca de 60% da quantidade total de constituintes por lâmina. A razão entre os fitoclastos não opacos e opacos é inferior a 1 e suas dimensões variam de 50 µm a 70 µm. Apresentam formas equidimensionais e também alongadas. Os tecidos cuticulares presentes tem uma frequência baixa, mas ainda superior à frequência das resinas, apresentam tamanhos que variam de 30 a 200 µm e as resinas tem dimensões que variam de 20 a 100 µm. A ocorrência de prasinófitas do gênero Maranhites brasilienses são evidentes, suas dimensões variam de 100 a 150 µm, caracterizam-se pelo grande número de estruturas internas ultrapassando o valor de 20 estruturas e são excelentes indicativos do Devoniano Marinho (BRITO 1967).

A presença dessas algas indica que estão relacionadas a sequências transgressivas anóxicas. As prasinófitas raramente ocorrem em percentuais elevados, porém são significativamente importantes na caracterização de fácies marinha, especialmente em intervalos disóxico-anóxicos com baixas taxas de acumulação de sedimentos siliciclásticos (SOUZA 2007).

## CONCLUSÕES

O querogênio encontrado na Formação Pimenteiras em ordem decrescente de abundância tem como constituintes: matéria orgânica amorfa, esporos, acritarcos, prasinófitas, fitoclastos não opacos, cutículas, quitinozoários, resinas e fitoclastos opacos. Os constituintes apontam para o querogênio do tipo 2, provenientes de origem marinha depositada sob condições redutoras e associada a quantidades variáveis de matéria orgânica de origem terrestre. O grau de evolução térmica é corroborado com o ICE e indicam grau de imaturo para transição. O paleoambiente da Formação é indicado pela presença de palinórfos como acritarcos, prasinófitas e quitinozoários de origem marinha, porém com influência deltaica registrada pela presença de constituintes orgânicos continentais como fitoclastos, esporos, polens e tecidos cuticulares. A idade Devoniano superior é evidenciada pela presença de Maranhites brasilienses e os quitinozoários Ramochitina, Muscochitina e Angochitina.

## REFERÊNCIAS

- Brito, I.M., Quadros, L.P. Novas ocorrências de Acritarchae no Devoniano da Bacia do Parnaíba. Disponível em: <<http://www.geologiausp.igc.usp.br.>>. Acesso em 25/02/2012.
- Della Fávera, J. C. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. 1990. 243f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- Souza, I.V.A. F. Faciologia Orgânica de Seções Devonianas da Bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira): Implicações para Geração de Petróleo / Igor Viegas Alves Fernandes de Souza - Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2007.
- Walker, R. G., James, N. P. Facies models: response to sea level change. Geol. Assoc. Canada. 1992. 458p.

## GRUPO YPACARAÍ: UMA NOVA UNIDADE METASSEDIMENTAR SILICICLÁSTICA NO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – TERRENO RIO APA?

Rafael Ferreira Cabrera<sup>1,5,7</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>2,5</sup>, Fernando Flecha de Alkimin<sup>3</sup>, Gabriela dos Santos<sup>4,5</sup>, Jofre Volmório de Lacerda-Filho<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT, <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT, <sup>3</sup>Departamento de Geologia/UFOP, <sup>4</sup>Curso de Graduação em Geologia/UFMT, <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia, <sup>6</sup>CPRM-Serviço Geológico do Brasil /Goiânia. rcabreragel@gmail.com

### INTRODUÇÃO

As coberturas siliciclásticas metamorfizadas expostas no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico, tem sido objeto de controvérsias a respeito da sua posição e correlação estratigráfica e, como consequência, sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia em questão. Tais sequências metassedimentares já foram, em parte, atribuídas ao Grupo Amolar (Lacerda Filho *et al.* 2006 e Cordani *et al.* 2010) e Complexo Alto Tererê (Lacerda Filho *et al.* 2006), Formação Urucum (Correia Filho *et al.* 1981, Araújo *et al.* 1981, Godoi *et al.* 1999) e Grupo San Luis (Cabrera *et al.* 2013). O objetivo desse trabalho é apresentar e discutir dados geológicos, geocronológicos e estruturais de parte desta sequência metassedimentar exposta na região da serra da Esperança na região fronteira entre o Brasil e Paraguai, contribuindo para a compreensão da evolução crustal do terreno Rio Apa e, em particular, desta bacia sedimentar de natureza siliciclástica.

### SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES DO TERRENO RIO APA

O Terreno Rio Apa representa o extremo Sul do Cráton Amazônico, tectonicamente é composto por dois blocos distintos (Cordani *et al.* 2010), o Bloco Oriental e Ocidental, justapostos por uma zona de cavalgamento norte-sul e se estende desde o sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul até o Paraguai.

As rochas da sequência metassedimentar foco deste trabalho, na região, vêm sendo alvo de diversos questionamentos. Historicamente essas rochas já sofreram diversas alterações na idade da formação, contexto deformacional e metamórfico. Correia Filho (1981), seguido por Araújo *et al.* (1981), evidenciam a ocorrência de rochas sedimentares no entorno da Serra da Esperança e as correlacionaram à Formação Urucum, identificadas no ramal da BR- 267, em direção a Cachoeira do Rio Apa, onde afloram quartzitos com estratificação cruzada acanalada, que associado a outros litotipos representariam uma bacia química-siliciclástica formada em ambiente *rift*, de idade Neoproterozóica. Posteriormente Lacerda Filho *et al.* (2006) e Cordani *et al.* (2010) consideram estas rochas como parte do Grupo Amolar, uma bacia de sedimentação fluvial do tipo plataforma, representada por conglomerados, arcóseos conglomeráticos e filitos. Segundo esses autores esta unidade seria cronocorrelata ao Grupo Aguapeí (SW do Cráton Amazônico), do Meso ao Neoproterozóico Superior. Posteriormente Marques & Arantes (2010) descrevem a presença de três fácies sedimentares: quartzito, quartzo mica xisto e filito, que na região, já estariam deformadas por duas fases deformacionais. Estes autores atribuem estas rochas ao Grupo Amolar, mantendo as proposições de Lacerda Filho *et al.* (2006).

### CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL E METAMÓRFICA

Na região da serra da Esperança (fig. 1) esta sequência é composta por conglomerados, arcóseos conglomeráticos quartzitos e filitos Na região da serra da Esperança (fig. 1) esta sequência é composta por uma intercalação de conglomerados oligomíticos suportados por matriz, arenitos conglomeráticos de matriz média a fina com clastos de até 2,0 cm de quartzitos, diminuindo gradacionalmente a quantidade de clastos até um arenito com clastos esparsos e uma intercalação de filitos avermelhados, quartzitos e metarenitos (Fig. 2A). Estas rochas estão dispostas tectonicamente sobre o granito Cerro Porã, da Suíte Intrusiva Alumiador, por zonas de cavalgamento que variam de NNE para ENE, acompanhando o prolongamento do corpo granítico.

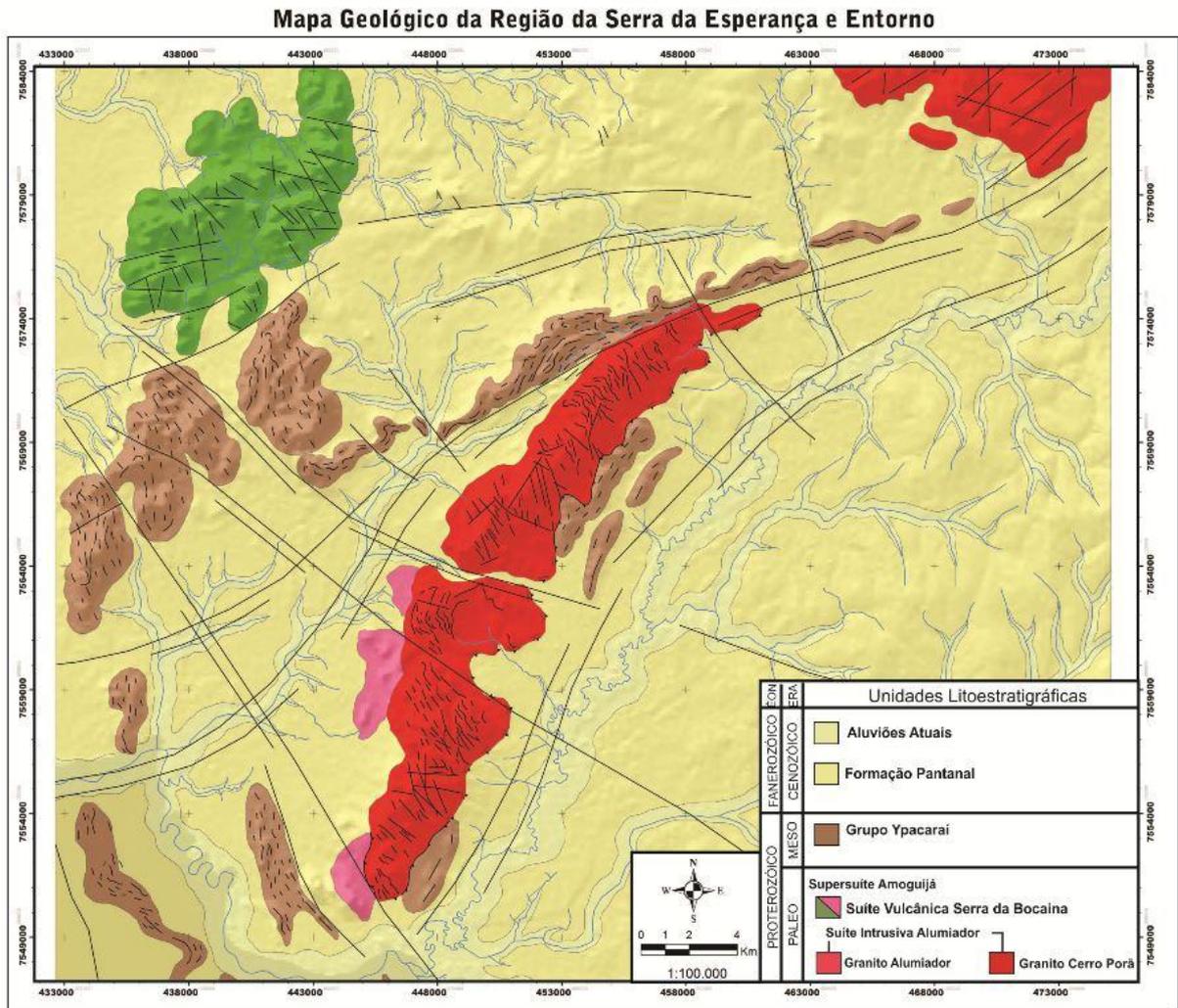


Figura 1- Mapa geológico do entorno da Serra da Esperança, região do Parque Nacional da Cachoeira do Apa.

É possível observar se ao menos três fases deformacionais progressivas ( $S_0$ ), denominadas neste trabalho de  $S_1$ ,  $S_2$  e  $S_3$ , além de estruturas sedimentares primárias preservadas, como laminação nos metapelitos e estratificação plano paralela nos metarenitos e quartzitos, além de estratificação cruzada tabular e acanalada (Fig. 2B) em algumas camadas de metarenitos. A primeira fase ( $F_1$ ) foi responsável por uma foliação do tipo xistosidade ( $S_1$ ), marcada pela orientação de minerais placóides e prismáticos, de orientação preferencial 110/32. Nas regiões próximas aos corpos graníticos esta estrutura admite uma orientação 170/70. Este esforço tectônico gerou dobras ( $D_1$ ) recumbentes, fechadas, de eixo NW-SE, do acamamento sedimentar ( $S_0$ ). Associada a esta fase deformacional foi possível distinguir uma paragênese de clorita, muscovita e sericita que marca um metamorfismo da Fácies Xisto Verde. A segunda fase deformacional ( $F_2$ ) foi responsável por uma clivagem de crenulação ( $S_2$ ), de orientação preferencial 180/21, sem alteração nas paragêneses minerais. A terceira e última fase ( $F_3$ ) gerou uma crenulação suave em todo o pacote, de orientação 80/85, sem metamorfismo.



Figura 2- Foto (A) intercalação de metarenitos e filitos em camadas centimétricas a métricas, e (B) estratificação cruzada tabular observada em camadas de metarenitos do Grupo Ypacaraí.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS E DISCUSSÃO

Esta sequência de rochas descritas nessa região assemelha-se a uma sequência típica de plataforma continental, evoluindo de domínios de alta energia até regimes de estabilidade tectônica. Tectonicamente estas rochas sofreram uma deformação principal de sentido E-W, responsável pelo cavalgamento do pacote sedimentar por cima dos granitoides. Seguido de uma crenulação, que dobrou a foliação e o acamamento, e por uma crenulação tênue que afetou as estruturas pré-existentes. Provavelmente durante o cavalgamento este pacote tenha sofrido uma resistência dos batólitos, que se comportam como anteparos, resultando em um alçamento de todo o pacote, nas regiões próximas aos granitoides, marcado pela inclinação de todo o conjunto de estruturas.

Até este trabalho esta sequência era cartografada como Grupo Amolar (Lacerda Filho *et al.* 2006 e Marques & Arantes 2010), considerado como cronocorrelata ao Grupo Aguapeí (Lacerda Filho *et al.* 2006), de idade mínima de 1.0 Ga. No Terreno Rio Apa diversas idades Ar-Ar (Cordani *et al.* 2010) indicam que a principal deformação regional ocorreu em 1.3 Ga, embora não hajam datações nestes metassedimentos, os reflexos desta tectônica estão presentes nestas rochas, que apresentam um metamorfismo na Fácies Xisto Verde (marcada pela coexistência de clorita, muscovita e sericita).

O alinhamento de cristas se prolonga até o território paraguaio, onde foi descrito como Grupo San Luis (Wiens 1984 e Fúlfaro & Palmieri 1986), uma sequência de rochas muito semelhante ao descrito na área. Esta sequência metassedimentar ocorre em cristas segundo um *trend* N-S restrita ao Bloco Ocidental e trabalhos recentes como Cabrera *et al.* (2013) indicam a ocorrência desta unidade na região da Serra da Alegria, a norte do Granito Alumizador, indicando que esta unidade se estenderia desde o Paraguai até o norte do Terreno Rio Apa.

Neste trabalho sugere-se utilizar o termo Grupo Ypacaraí, para representar as rochas anteriormente cartografadas como pertencentes à Formação Urucum, Grupo Jacadigo e posteriormente Grupo Amolar, em função destes metassedimentos encontrarem-se fartamente expostos na fazenda homônima. Sendo, portanto, correlacionados ao Grupo San Luis (Wiens 1984), descrito no Paraguai.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq Universal (479779/2011-2), PROCAD (096/2007) e ao GEOCIAM pelo amparo financeiro essencial para a realização desta pesquisa.

### REFERÊNCIAS

Araújo, H.J.T., Santos Neto, A., Trindade, C. A. H., Pinto, J. C. A., Montalvão, R.M.G., Dourado, T. D. C., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SF. 21 – Campo Grande. Projeto RADAMBRASIL, Geologia. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia, Secretaria Geral. v. 28, p. 23- 109.

- Cabrera, R. F., Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Cabrera, R. F., Ruiz, A. S., Sousa, M. Z. A., Nogueira, S. F., Santos, G. Dos, Batata, M. E. F. 2013. Caracterização Geológica e Estrutural das Rochas Supracrustais do Entorno da Serra da Alegria (MS), Grupo Alto Tererê ou San Luis? Terreno Rio Apa – Craton Amazônico. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2013, Chapada dos Guimarães - MT.
- Cabrera, R. F., Ruiz, A. S., Nogueira, S. F., Sousa, M. Z. A., Alkmin, F. F., Santos, G. 2013. Suíte Intrusiva Alumiador e Grupo Ypacaraí no Entorno da Serra da Alegria (Ms) – Terreno Rio Apa – Cráton Amazônico. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, belém - PA.
- Cordani, U, G., Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Ruiz, A. S. 2010, The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310:1-43.
- Correia Filho, F. C. L., Martins, E.G., Araújo, É. S. Projeto Rio Apa: relatório da área I. Goiânia: CPRM, 1981. 2v. Convênio CODESUL/ CPRM.
- Fúlfaro, V. J., Palmieri, J. H. 1986. Mapa Geológico del Paraguay (1 mapa 1:1.000.000 y texto explicativo). PROYECTO PAR 83/005. Gov. Rep. del Paraguay/ONU, Asunción, Paraguay.
- Godoi, H. O., Martins, E. G. Folha SF.21, Campo Grande: Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Lacerda Filho, J.V., Brito, R.S.C., Silva, M.G., Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H., Valente, C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Marques, M. V. F., Arantes, P. R. 2010. Caracterização Geológica da Serra da Esperança no Parque Natural Municipal da Cachoeira do Apa- Porto Murtinho – MS. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Oliveira, A. I., Moura, P. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro de Urucum - Mato Grosso. Brasil. Div. Fom. Prod. Min., B., Rio de Janeiro, nº 62, 1944, parte I.
- Wiens, F. 1984. El Precámbrico del Paraguay Oriental. Resumen del archivo del Proyecto PAR 83/005, Asunción, Paraguay.

## PALEOAMBIENTE E PALEONTOLOGIA DA PARTE SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (PERMIANO), BACIA DO PARNAÍBA, FILADÉLFIA, TOCANTINS

Raphael Neto Araujo, Anna Andressa Nogueira e Afonso César Rodrigues Nogueira

Universidade Federal do Pará. raphaelneto@ufpa.br, bioanna100@yahoo.com.br, anogueira@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A passagem entre o Permiano e o Triássico é caracterizada no norte do Brasil pela implantação de sistemas desérticos e de bacias evaporíticas, sobre a influência de climas áridos a semiáridos, como resultado do soerguimento tectônico da região, resultante da Orogenia Gonduanide (Caputo, 1984, Vaz *et al.*, 2007). Neste período grandes massas de terra estavam aglutinadas formando o supercontinente Pangéia, circundado pelo megaoceno Pantalassa (Golanka & Ford, 2000). Existe uma carência muito grande de trabalhos estratigráficos e sedimentológicos de detalhe, a respeito das mudanças climáticas globais registradas na Formação Pedra de Fogo, tão bem exposta nas proximidades do município de Filadélfia, TO, onde foram estudados sete pontos onde afloram a unidade (Fig. 1). Em trabalhos mais antigos, um paleoambiente deposicional transicional/fluvio-deltaico a marinho raso é atribuído para a Pedra de Fogo (Barbosa & Gomes, 1957, Moore, 1964). Entretanto, Góes e Feijó (1994) atribuíram para a unidade um paleoambiente nerítico raso a litorâneo com planícies de *sabkhas* associadas, sob eventuais influências de tempestade. A unidade é conhecida por conter excelentes unidades de troncos silicificados *in situ* na sua porção superior, principalmente do gênero *Psaronius* (Faria Jr., 1979, Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980). São descritos ainda restos de anfíbios e peixes, como fragmentos de *Ctenacanthus*, *Xenacanthus*, *Holocefalídeos*, *Celacantídeos*, *Dipnóicos* e *Paleonisciformes* (Cox & Hutchinson, 1991). Assim, este trabalho tem como objetivos: i) estabelecer parâmetros para reconstrução paleoambiental da porção superior da Formação Pedra de Fogo, e, ii) descrever os principais grupos fósseis ocorrentes nestes depósitos.

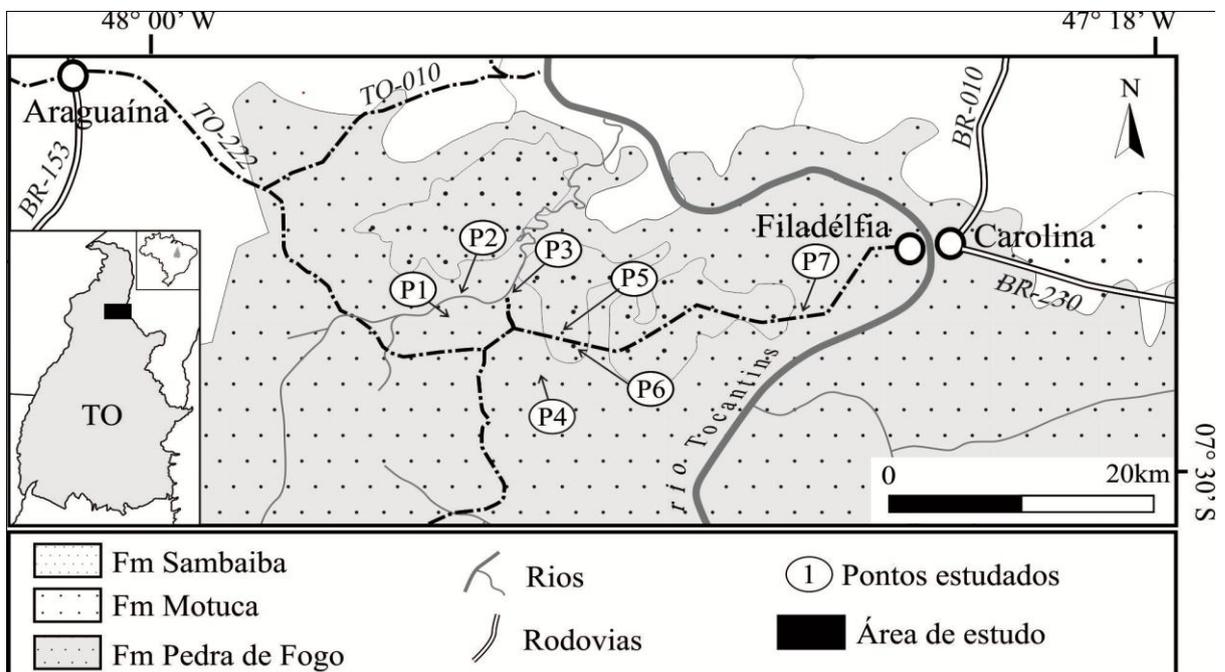


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo próximo ao município de Filadélfia, Tocantins. Os pontos descritos foram plotados de acordo com as suas coordenadas geográficas.

## METODOLOGIA

A análise de fácies realizada nos pontos localizados as margens da rodovia TO-222 e vicinais, seguiram o modelamento de fácies de Walker (1990), enquanto que a preparação das amostras para as análises micropaleontológicas seguiu os métodos usuais para microfósseis propostos por Carvalho (2002).

## FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

O estudo faciológico e estratigráfico em afloramentos permitiu a individualização de 13 fácies sedimentares agrupadas em 6 associações de fácies (AF), representativas de parte de um paleoambiente predominantemente marinho restrito associado com campo de dunas eólicas, planícies de *sabkhas* continentais e rios efêmeros subordinados. Os depósitos marinhos restritos (AF1) são constituídos predominantemente por pelitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po) e subordinadamente por arenitos finos e médios com laminação levemente ondulada/planar (fácies Ao) formando ciclos métricos de espessamento ascendente dos arenitos. Os depósitos marinhos restritos com rios efêmeros (AF2) são constituídos de paraconglomerados/arenitos predominantemente grossos e maciços com base escavada (fácies CA<sub>m</sub>), são interpretados como resultado de episódios de inundação relâmpago que causaram fluxos canalizados para as zonas marginais marinhas. Os depósitos marinhos restritos com restos de madeira fossilizada (AF3) constituem-se de pelitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po) com fósseis silicificados. Os depósitos de *sabkhas* continentais (AF4) são caracterizados pela ocorrência de arenitos médios com moldes evaporíticos silicificados do tipo *popcorn* e *cauliflower* (fácies Ame). Campos de dunas formam depósitos restritos (AF5) e são representados por arenitos bem selecionados com estratificação cruzada tangencial (fácies At) e cruzada acanalada (fácies Aa) de médio e pequeno porte. Os depósitos de fluxos em lençol (AF6) constituem-se principalmente de paraconglomerados com acamamento maciço (fácies CA<sub>m</sub>) e são resultado da sedimentação episódica através de fluxos não canalizados.

## MICROFÓSSEIS

Os fósseis registrados na parte superior da unidade Pedra de Fogo, ocorrem na maioria das vezes, substituídos por sílica e apresentam evidências de recristalização diagenética, no caso dos ostracodes, apresentam-se freqüentemente com incrustações de calcita em suas carapaças calcária, enquanto os microdentos apresentam composição fosfática (apatita) e representam, juntamente com os ostracodes, um dos raros registros de restos inalterados no depósito (Fig. 2). Foram identificados 5 espécies de ostracodes ainda em nomenclatura aberta: *Basslerella* sp.1, *Basslerella* sp.2, *Langdaia* sp., *Bairdiacypris* sp. e *Silenites* sp. (Fig. 2). A distribuição estratigráfica dos gêneros registrados aqui se delimita principalmente a partir do Devoniano até o Triássico, e ocorrências incertas no Jurássico. As espécies do gênero *Basslerella* ocorrem em ambiente nerítico raso (Crasquin *et al.*, 2008), mas predominam em ambiente nerítico profundo (Knight, 1928 segundo Melnyk & Maddocks, 1988). Espécies de *Bairdiacypris* são reportadas de ambiente marinho raso de águas quentes, nerítica em plataforma externa e em regiões litorâneas, assim como as espécies de *Langdaia* que são considerados habitantes de ambientes eurialino muito rasas. A maior diversidade das espécies do gênero *Bairdiacypris* aparece em ambiente proximal (Melnyk & Maddocks, 1988). As espécies do gênero *Silenites* são eurialinas e ocorrem em ambiente marinho (Crasquin, 1984), tanto em regiões proximais quanto distais, sendo abundantes em ambientes lagunar (Melnyk & Maddocks, 1988, Crasquin & Kershaw, 2005, Tomassi, 2009).

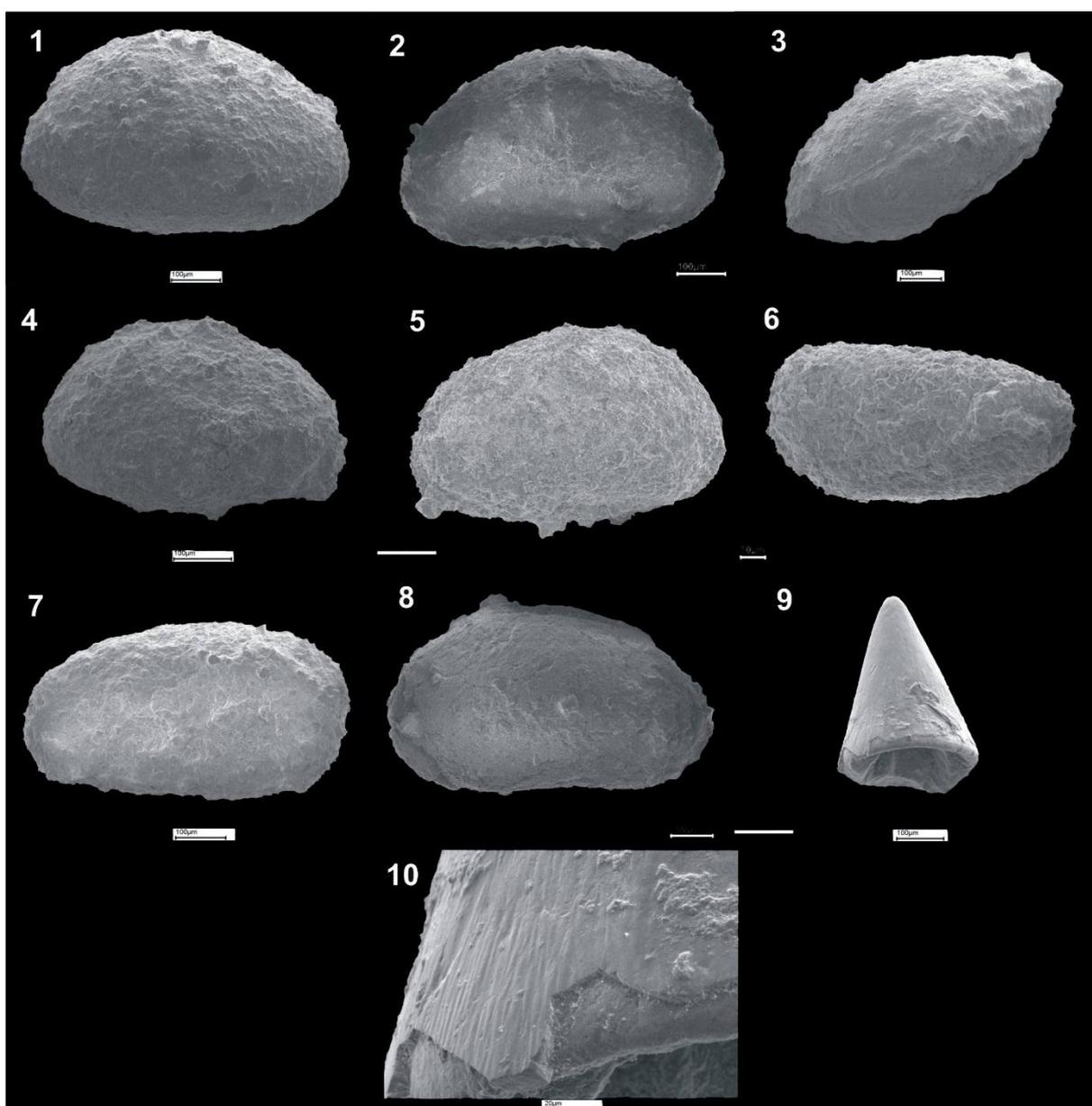


Figura 2. Ostracodes e microdentes registrados na parte superior da Formação Pedra de Fogo: (1) *Basslerella* sp.1, valva esquerda, (2) *Basslerella* sp.1, valva direita, (3) *Basslerella* sp.1, vista dorsal, (4) *Basslerella* sp.2, valva esquerda, (5) *Basslerella* sp.2, valva direita, (6) *Langdaia* sp., valva esquerda, (7) *Bairdiacypris* sp., valva direita, (8) *Silenites* sp., valva esquerda, (9) microdentes de peixes ósseos, e, (10) Detalhes das estrias em microdentes.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A análise das associações de fácies aponta para o paleoambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo, um sistema marinho com restrita conexão oceânica, apesar de não terem sido observadas estruturas formadas por correntes de maré que poderiam indicar conexão oceânica. Associados ocorrem campos de dunas eólicas subordinados e restritos. Os pelitos representam a principal litologia presente nos depósitos da Pedra de Fogo e são resultado da deposição de sedimentos finos em ambiente predominantemente calmo.

Até o momento os ostracodes descritos, pertencentes aos gêneros *Basslerella* sp.1, *Basslerella* sp.2, *Langdaia* sp., *Bairdiacypris* sp. e *Silenites* sp., coadunam também para uma interpretação de paleoambiente marinho raso, tal como os mares restritos, apesar de descritas também em ambientes lacustres e marinhos profundos. A ocorrência destas faunas, geralmente de tamanhos reduzidos, parece refletir um ambiente estressante, confinado e ligado à variação de salinidade e influxo de terrígenos regular.

Trabalhos futuros tentarão detalhar as espécies de microfósseis registradas nesta porção da unidade, principalmente as dos ostracodes, a fim de confirmar as interpretações paleoambientais. Pretende-se ainda visitar outros pontos onde afloram os depósitos da unidade e ampliar as análises faciológicas.

## REFERÊNCIAS

- Barbosa, O., Gomes F.A. 1957. Carvão mineral na Bacia do Tocantins-Araguaia. In: DNPM, Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, nº 174, 35p.
- Caputo, M. V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. Thesis (Doctorate), University of California, Santa Bárbara, 586p.
- Carvalho, I. S. 2000. Paleontologia. Rio De Janeiro, Interciência: 628p.
- Cox, C.B., Hutchinson, P. 1991. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of northern Brazil. *Paleontology*, 34(3):561-573.
- Crasquin, S. 1984. L'écozone à Bairdiacea at al. Paraparchitacea (Ostracoda) au. Dinatien. *Geobios*, 17(3): 341-348.
- Crasquin, S., Perri, M. C., Nicora, A., Wever, P. 2008. Ostracods across the Permian-Triassic boundary in western Tethys: the Bullaparastratotype (southern Alps, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 114(2):233-262
- Crasquin, S., Kershaw, S. 2005. Ostracod fauna from the Permian-Triassic Boundary Interval of South China (Huaying Mountains, eastern Sichuan Province): palaeoenvironmental significance. *PalaeogeogrPalaeoclimatolPalaeoecol* 217: 131-141
- Faria Jr., L. E. C. 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica, Universidade Federal do Pará, 57 p.
- Faria Jr., Truckenbrodt, W.H.W. 1980. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, Anais, 2:740-754.
- Góes, A. M. O., Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8 (1), p. 57-67.
- Golonka, J., Ford, D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.
- Melnyk, D. H., Maddocks, R. F. 1988. Ostracode biostratigraphy of the Permo-Carboniferous of Central and North-Central Texas, part I: Paleoenvironmental framework. *Micropaleontology*, v. 34, no. 1, p. 1-20.
- Moore, B. 1964. Geological reconnaissance of the southern margin of the Maranhão Basin. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, Relatório 216M, 46 p.
- Tomassi, H. Z. 2009. Taxonomia, Tafonomia e Paleoecologia de Ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil. Dissertação de mestrado Universidade de Brasília. 91p.
- Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro v. 15(2), p.253-263.
- Walker, R.G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:777 - 786.

## PALEOAMBIENTE E RESTOS DA ICTIOFAUNA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL

Renato Sol Paiva de Medeiros<sup>1,2</sup>, Orangel Aguilera Socorro<sup>3</sup>, Afonso César Rodrigues Nogueira<sup>1, 2, 4</sup>, José Bandeira<sup>1</sup>, Lucas Noronha Cunha<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, <sup>2</sup>Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, <sup>3</sup>Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), <sup>4</sup>Research Fellow of Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq. renato.solgeo@gmail.com, orangel.aguilera@gmail.com, anogueira@ufpa.br, jbandeira@ufpa.br, lucas.noronha@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

O período Permiano foi marcado por grandes mudanças na configuração paleogeográfica global, além de drásticas alterações nas condições climáticas que culminaram na mais significativa extinção em massa do planeta, próximo ao limite com o Triássico (Kiehl & Shields 2005, Meyer *et al.* 2008). Durante este período grandes massas de terra estavam reunidas formando o supercontinente Pangea, que se estendia de pólo a pólo, circundado pelo mega-oceano Pantalassa (Golonka & Ford 2000).

Condições de extrema aridez foram registradas em grande parte do interior do Pangea, acompanhadas de sucessivas regressões de mares epicontinentais, desaparecimento de áreas com sedimentação glacial e instalação de sistemas desérticos em diversas bacias sedimentares do globo (ZHARKOV, CHUMAKOV, 2001). No Brasil, um dos melhores registros desse evento climático encontra-se na Bacia do Parnaíba, norte-nordeste do país, representado pelos depósitos siliciclásticos-carbonáticos da Formação Pedra de Fogo (Plummer 1946). Na região de Araguaína, Estado do Tocantins, a Formação Pedra de Fogo, objeto deste estudo, é caracterizada por sedimentação cíclica formada por arenitos finos a médios amarelados, siltitos, folhelhos esverdeados, calcários oolíticos, eventualmente estromatolíticos, sílex e moldes evaporíticos silicificados, além de troncos petrificados (silicificados) principalmente da família *Psaroniaceae*, gênero *Psaronius*, no topo da unidade.

### METODOLOGIA

Diversas fases foram adotadas no decorrer deste trabalho, tendo como ponto de partida as atividades de campo que contribuíram no reconhecimento e descrição das principais litofácies em afloramentos (análise de fácies) com coleta sistemática de amostras principalmente no perfil do Morro Pelado, na Região da Cidade de Araguaína (TO). A descrição detalhada da sucessão da referida unidade permitiu a construção de um perfil estratigráfico de até 60 m de espessura, bem como a elaboração de mais três perfis complementares que auxiliaram na individualização das fácies sedimentares e associações de fácies (Figura 1).

As amostras coletadas foram utilizadas para a confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica. Análises de difração de raios-x (DRX) destas amostras permitiram a individualização da mineralogia principal, confirmada também por meio do microscópio eletrônico de varredura (MEV) que permitiu obter imagens de alta resolução e a composição química pontual.

### RESULTADOS

A Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, na região de Araguaína, Tocantins, norte do Brasil, encontra-se exposta lateralmente por dezenas de quilômetros sendo representada por fácies predominantemente pelíticas. O estudo faciológico, estratigráfico e paleontológico de afloramentos permitiu a individualização de 11 fácies agrupadas em 3 associações de fácies (AF) (Figura 1), representativas de um paleoambiente predominantemente lagunar com conexão marinha: 1) laguna central influenciada por tempestades (AF1) que consiste predominantemente por siltito com laminação plano-paralela, arenito intercalado com siltito com laminação ondulada e siltito maciço, arenito com estratificação cruzada *swaley*, organizadas em ciclos métricos granocrescente ascendente com espessamento dos arenitos para o topo, 2) laguna marginal (AF2) composta por arenito com laminação cruzada, arenito maciço com estruturas de moldes evaporíticos, arenito com gretas de contração e arenito maciço.

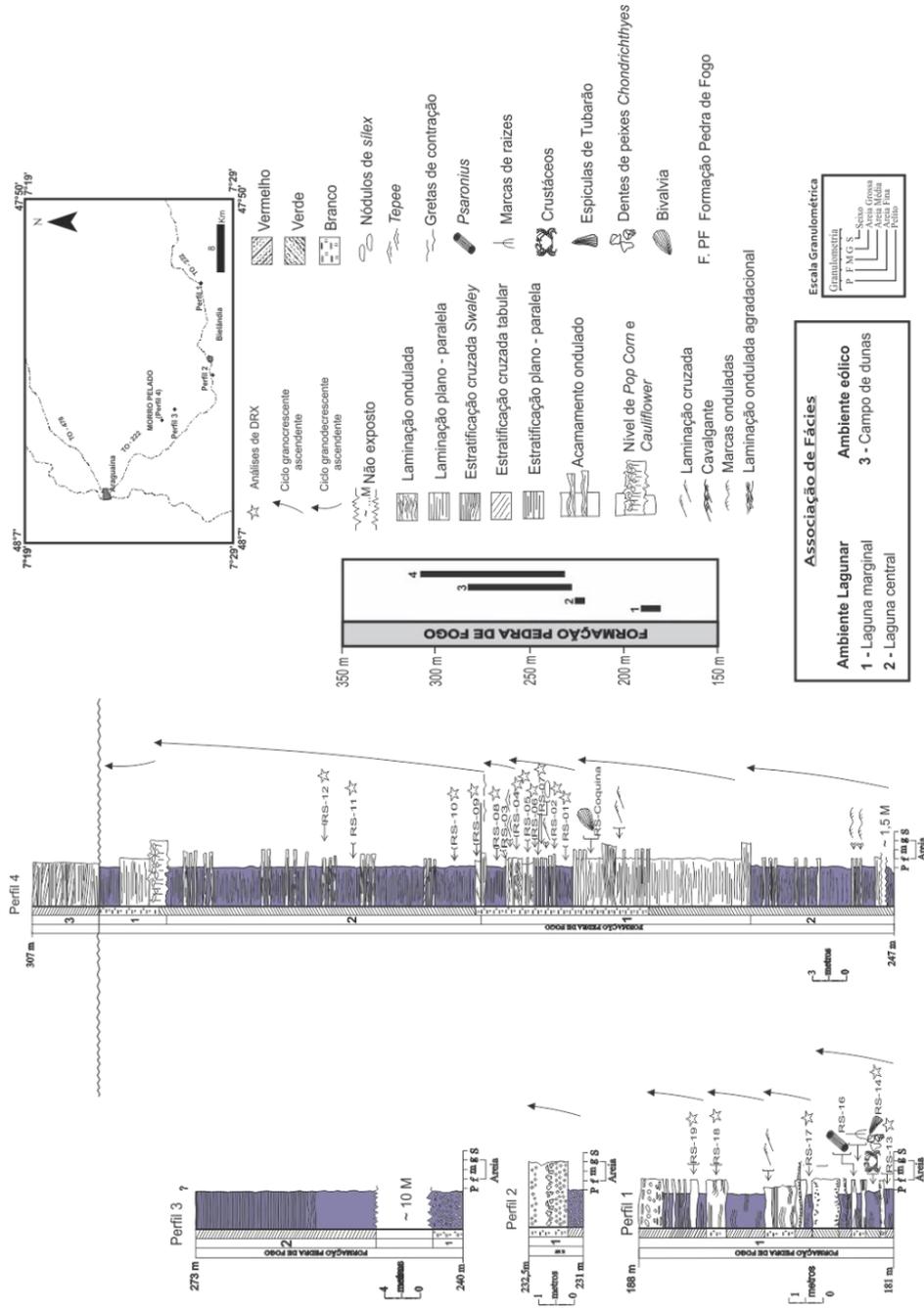


Figura 1: Perfis estratigráficos confeccionados na região de Araguaína-To, ao longo da TO-222. Localização dos perfis estudados e posicionamento estratigráfico dos depósitos da Formação Pedra de Fogo. A espessura total da Formação Pedra de Fogo é a mesma sugerida por Vaz *et al.* (2007).

Nos ciclos basais da AF2 foram encontrados restos fósseis de peixes, mineralizados e fossilizados por apatita, da classe *Chondrichthyes*. Cinco morfotipos de dentes de peixes da Superordem *Euselachii* foram encontrados (Figura 2 A e B). Os dentes centimétricos e pontiagudos (dentes perfuradores) são típicos de peixes caçadores predadores, enquanto dentes fortes e achatados indicam alimentação de organismos duros com esqueleto. Além disso, espículas centimétricas, estriadas longitudinalmente e apresentando formas suavemente côncavas, são compatíveis com espículas dorsais de tubarões do gênero *CF. Hybodus sp.* (Figura 2 C e D).

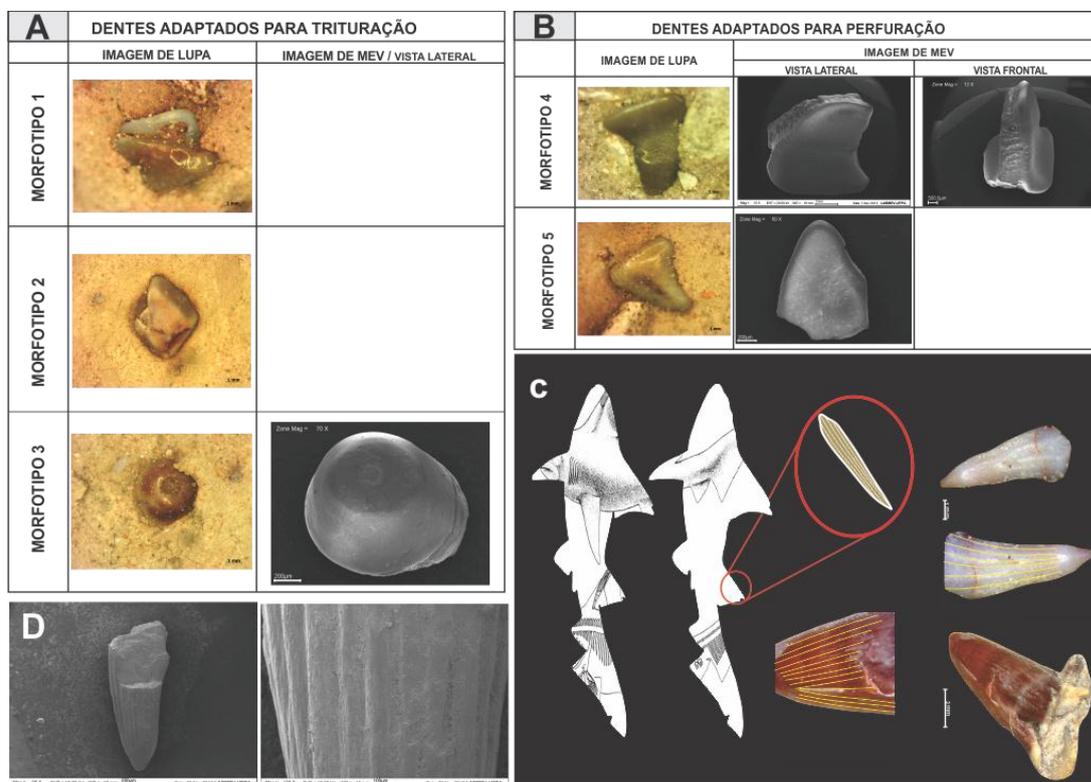


Figura 2: Imagens de lupa e MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos três morfotipos de dentes adaptados para trituração (A) e perfuração (B), pertencentes *aff. Euselachii*, (C) Microfotografia de lupa e (D) imagens de Microscópio Eletrônico de varredura (MEV) com vista frontal das espículas da nadadeira dos tubarões do gênero *CF. Hybodus sp.* apresentando ranhuras longitudinais e uma leve encurvatura, encontrados na amostra RS-14 presentes no perfil 1, na fácies planície de lagos.

## DISCUSSÃO

O desenvolvimento deste trabalho proporcionou descrever a Formação Pedra de Fogo na região de Araguaína-TO, com aproximadamente 60 m de espessura em uma sucessão siliciclástica com esporádicas ocorrências carbonáticas/evaporíticas, composta pelas associações de fácies: 1) laguna central influenciado por tempestade (AF1) e 2) laguna marginal (AF2). A interdigitação dos depósitos estudados da sucessão Pedra de Fogo reflete um padrão agradável-progradante, com variações climáticas úmido-seco-úmido, indicando uma oscilação do nível de base deposicional, que resultou na expansão e contração dos corpos lacustres posteriores a lagunas, na qual marcam variações de alta frequência na taxa de subida do lençol freático, que podem ser absolutas, ditadas pelo clima, ou relativamente induzidas pela tectônica (*cf. Howell & Mountney 1997*).

Os materiais fossilíferos encontrados na associação de fácies AF2 são inteiros ou fraturados devido à retrabalhamento, ocasionados pela ação de ondas em uma lamina d'água mais espessa. Indivíduos poucos retrabalhados foram depositados junto com conchas de *bivalves*, provavelmente relacionado à diminuição da lâmina d'água e associados a expressivo influxo de terrígenos finos por meio da ação do vento, bem exemplificados nas amostras de coquina. Entre os materiais fossilíferos encontrados, destacam-se os dentes de raias e principalmente espículas dorsais de tubarão, os quais são classificados como provavelmente pertencentes ao gênero *CF. Hybodus sp.*, e segundo Cappetta

(2012) possuem distribuição temporal do final do Permiano (limite permo-triássico) até o Cretáceo Superior. A presença desta fauna no lago implica dizer que em determinado período este lago teve uma conexão com o oceano, possuindo características de laguna ou mar restrito.

## REFERÊNCIAS

- Cappetta, H. 2012. *Chondrichthyes II*. Vol 3B. New York.
- Golonka J., Ford D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.
- Howell J.A., Mountney N. P. 1997. Climatic cyclicality and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: Ziegler K., Turner P., Dalnes S.R. (eds.) *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication, 123:63-86.
- Kiehl J.T., Shields C.A. 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, 33(9):757–760
- Meyer K.M., Kump L.R., Ridgwell A. 2008. Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction. *Geology*, 36(9):747-750.
- Nascimento, M. S., Góes, A. M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 37(1): 50 - 63.
- Zharkov, M.A., Chumakov, N. M. 2001. *Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere*. *Stratigraphy and Geological Correlation*, v.9, n.4, p.340–363.

## ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTAÇÃO E TECTÔNICA DA COBERTURA FANEROZÓICA DA BORDA OESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Ruy B. C. Bahia

CPRM/REPO. ruy.bahia@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

A cobertura sedimentar fanerozóica da borda oeste do Cráton Amazônico compreende rochas paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas aflorantes em diferentes domínios: a Fossa Tectônica de Rondônia, a Bacia dos Parecís e na cobertura sedimentar do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Madeira, respectivamente. Esta cobertura sedimentar se estende pelos estados de Rondônia, Amazonas e Mato Grosso. As rochas paleozóicas aflorantes no primeiro domínio estão reunidas nas formações Cacoal, de idade siluriana e Pimenta Bueno, do Carbonífero, ambas compostas por conglomerados polimíticos, arenitos e folhelhos. Na base da Bacia dos Parecís estão os conglomerados e arenitos da Formação Fazenda da Casa Branca, de idade permo-carbonífera, seguidos pelos arenitos médios a finos, com estratificação cruzada de grande porte da Formação Rio Ávila, do Jurássico. A Formação Parecís, de idade cretácea, é composta de conglomerados, arenitos e folhelhos. Os depósitos cenozóicos consistem em conglomerados, arenitos e sedimentos argilosos diversos, os quais fazem parte do maior sistema fluvial da borda oeste do Cráton Amazônico: Guaporé-Mamoré-Madeira.

### ESTRATIGRAFIA

A **Formação Cacoal**, devido ao tamanho e a natureza dos clastos dos conglomerados, é interpretada como depositada em um sistema de leques aluviais, formados durante o início dos falhamentos, nas bordas da calha setentrional da Fossa Tectônica de Rondônia (Graben de Pimenta Bueno). Em uma fase seguinte de coalescência tectônica, depositaram-se distalmente sedimentos deltáicos e lacustres, representados pelos arenitos, siltitos e folhelhos.

A deposição da **Formação Pimenta Bueno**, que aflora em ambos os ramos da fossa (grabens de Pimenta Bueno e do Colorado) deve ter seguido um curso semelhante, porém em ambiente marinho raso, sob influência glacial, conforme evidenciado pela associação diamictito-unidade *dropstone*. As associações de litofácies descritas no campo são glaciofluvial, glaciolacustre e glaciomarinha, nas quais ocorrem tilitos, arenitos, folhelhos, unidade *dropstone* e blocos erráticos. Os tilitos são sedimentos grossos, mal selecionados, maciços, com abundantes clastos estriados e facetados, dispersos em matriz fina de cor marrom. São formados na base das geleiras, classificados como tilito de alojamento. Os arenitos formam uma espessa sequência glaciofluvial de arenitos arcossianos, com estratificação cruzada acanalada. Esta litofácies corresponde aos depósitos de areia grossa e imatura, mal selecionada, com grãos angulosos de quartzo e feldspato, depositada nas margens das geleiras, em planícies de *outwash*. Os folhelhos são laminados, físseis e quebradiços, de coloração marrom - chocolate, que em alguns locais encontra-se intercalada com siltito da mesma coloração e lentes de arenito. A unidade *dropstone* é constituída de sedimentos pelíticos de cor creme, com laminação plano-paralela, depositados por fluxo gravitacional, com blocos soltos que provocam deformação na fina estratificação dos pelitos. Os blocos erráticos são matacões de arenito, granito e gnaiss, com diâmetro que chegam a atingir 4 metros, que ocorrem dispersos em toda bacia. Os paraconglomerados são polimíticos, mal selecionados, com seixos e blocos geralmente arredondados a angulosos de tamanhos variando de 3 a 40 cm, de ortognaisses de composição sienogranítica, quartzitos, arenitos silicificados e *cherts*, além de seixos microconglomeráticos, possivelmente intraformacionais, suportados por matriz arenosa, marrom-clara, com algum cimento ferruginoso que ocupa o espaço intergranular e/ou substitui parte dos grãos do arcabouço, constituído por grãos de quartzo e feldspato, este último encontra-se totalmente caulinizado.

A **Formação Fazenda da Casa Branca**, na Bacia dos Parecís, é interpretada como depositada em ambiente de sedimentação glacial ou peri-glacial, com deposição de conglomerado fluvial e barras arenosas. Os conglomerados são constituídos de seixos de quartzo bem arredondados, com diâmetro de até 13 cm, imersos em uma matriz arenosa, arcossiana, grossa e

mal selecionada. O arenito das barras maciças é arcossiano, de cor amarela, granulometria média e mal selecionado.

**Formação Rio Ávila** tem como principais características as estratificações cruzadas de grande porte e a textura bimodal dos arenitos, as quais sugerem que sua deposição foi pelo vento, em ambiente desértico.

**Formação Parecís** é constituída de conglomerado, arenitos e folhelhos, interpretada como depositada em ambiente fluvial. Os arenitos apresentam uma granulometria bimodal e estratificação cruzada planar de médio porte. O conglomerado é polimítico, com estratificação cruzada acanalada de médio porte. No primeiro caso, ele é interpretado como depósitos eólicos, no segundo, como barras conglomeráticas de canais fluviais. Os folhelhos desta formação são interpretados como de planície de inundação, contendo lentes de arenito bimodal, com estratificação cruzada planar de pequeno porte, sugerindo uma deposição eólica, nos períodos mais secos.

Os sedimentos cenozóicos da **cobertura sedimentar do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Madeira**, foram depositados em leques aluviais, canais fluviais e de planícies de inundação dos rios. A Formação Rio Madeira engloba os depósitos essencialmente fluviais originados pelo rio homônimo que se distribuem em ambas as margens do rio Madeira. É representada por sedimentos inconsolidados, parcialmente ferruginizados, depositados no leito ativo e margens de canal, originando depósitos de barras de canal, barra em pontal, diques marginais e depósitos nas planícies de inundação dos rios.

## TECTÔNICA

A evolução tectônica da cobertura fanerozóica da borda oeste do Cráton Amazônico começou pela formação de bacias do tipo IF (Fratura Interior), representadas pelos “grabens” de Pimenta Bueno e do Colorado, denominados de Fossa Tectônica de Rondônia.

Uma análise inicial do mapa gravimétrico da Bacia dos Parecís, indica a assinatura geométrica das principais falhas da bacia, a estrutura dos domínios geológicos e a localização dos principais depocentros da bacia. Observam-se nitidamente dois baixos gravimétricos a norte e no centro-oeste da bacia, separados por um alto estrutural com direção leste-oeste, confirmando o *trend* regional das estruturas. Estes baixos gravimétricos, com desvio do campo regional da ordem de 80 mgal, são coincidentes com o prosseguimento dos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, por baixo da sequência mesozóica, relacionados com a fase rifte, precursora da bacia. Os lineamentos indicados no mapa gravimétrico, têm correlação com as falhas Itapuã e Presidente Médici. Estas falhas foram geradas no embasamento cristalino durante a formação da Província Rio Negro-Juruena e reativadas como falhas normais durante a abertura do Oceano Atlântico.

A modelagem gravimétrica na Bacia dos Parecís forneceu resultados interessantes sobre a arquitetura crustal na região da bacia. As seções crustais permitiram verificar a configuração da descontinuidade de Moho, segundo um acamamento espacial típico de uma crosta interior rifteada, coberta por uma espessa camada sedimentar, a qual foi precursora da Bacia dos Parecís, onde a descontinuidade de Moho atinge 40km de profundidade. No restante da bacia a interface crosta-manto apresenta-se levemente ondulada, com profundidade média em torno de 30km. Esta configuração deve-se possivelmente ao afinamento crustal/litosférico e elevação da astenosfera, consequentes dos processos de rifteamento.

Na integração dos lineamentos gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecís, confirma-se a presença dos depocentros indicados nos mapas magnético de campo total e gravimétrico, referente às subbacias do Juruena e do Alto Xingu, separadas pelo alto estrutural da Serra Formosa. É muito forte a estruturação na direção NW-SE, dos baixos gravimétricos e altos magnéticos, correspondente aos depocentros da bacia. Estes depocentros foram limitados posteriormente pelos altos estruturais de direção NE-SW. Observa-se também o prosseguimento para leste dos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, desaparecendo por baixo das sub-bacias do Juruena e Alto Xingu. Este fato reforça a idéia da evolução da Bacia dos Parecís a partir de riftes intracontinentais passando para sinéclise termal. Estes depocentros foram subdivididos posteriormente pela elevação dos altos estruturais de direção NE-SW no interior da bacia, reflexo de uma tectônica modificadora provocada por processos ligados à evolução da Cordilheira dos Andes.

## CONCLUSÃO

A evolução da Bacia dos Parecis, classificada como do tipo IS (Sinéclise Interior), conseqüentemente também seu empilhamento estratigráfico, foram influenciada, desde o Paleozóico, pela elevação da Cordilheira dos Andes. Existindo um hiato estratigráfico desde o Pensylvaniano ao Eojurássico na Fossa Tectônica de Rondônia. Esta influência fez conseqüência de colisões na região andina que se manifestam também em outras bacias brasileiras, como as transcorrências na Bacia do Solimões. Dados geofísicos mostram que estas megaestruturas correspondem a riftes abortados, sem chegar a atingir um estágio de formação de oceano (talassogênico). O abortamento dos riftes foi seguido por uma subsidência termal, devido à coalescência, criando espaço para a formação da Bacia dos Parecis sobre os riftes abortados. Durante o Mesozóico (Juro-Cretáceo), a Região Amazônica foi afetada por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas. Na Fossa Tectônica de Rondônia este evento corresponde aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã, que ocorreram em torno de 198Ma., os quais foram cobertos em tempo muito próximo ou concomitante aos derrames, pelos arenitos de origem eólica da Formação Rio Ávila. No Cenozóico, a morfodinâmica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Madeira tem uma intensa atividade neotectônica, com uma dinâmica fluvial complexa e bem desenvolvida. Esta dinâmica é quem ainda controla a deposição dos sedimentos da cobertura sedimentar dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, está relacionado à Orogenia Andina.

## REFERÊNCIAS

- Bahia, R.B.C., Pedreira, A.J. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na Região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, v. 2, n. 1, p. 24-29, mar. 1996.
- Braga L.F.S., Siqueira L.P. 1996. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. *In: CONNEXPO/ARPEL, Latin American Petroleum Congress*, 5, Atas, p. 8.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proteroeic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- Brito Neves B.B. de, Sá J.M. de, Nilson A.A., Botelho N.F. 1995. A Tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos*, 3(2):1-21.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., Cordani U.G., Tomaz Francisco Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds.) 2003. *Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM, Brasília, 673 p.
- Pedreira A.J. 1998. *Sistemas deposicionais e estratigrafia da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia*. CPRM, Salvador, 32 p
- Siqueira L.P. & Teixeira L.B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. *In: SBGeof., Congr. Intern. Soc. Bras. Geof., 3, Resumos Expandidos*, p. 168-170.
- Siqueira, L.P. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 3, n. 1-2, p. 3-16, jan./jun. 1989.

## OS SISMITOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO – BACIA DO AMAZONAS

Sílvio Roberto Lopes Riker, Felipe José da Cruz Lima, Marcelo Batista Motta

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus. silvio.riker@cprm.gov.br, felipe.lima@cprm.gov.br, marcelo.motta@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

A área desse trabalho está inserida na Bacia do Amazonas, localizada no Cráton Amazônico, entre os escudos da Guiana e Guaporé. Ocupa uma área de cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará e limitada a oeste pelo Arco e Purus com a Bacia do Solimões e a leste pelo Arco de Gurupá com a Bacia do Marajó.

A Formação Alter do Chão, que faz parte da Bacia do Amazonas, aflora em área de aproximadamente 360.000 km<sup>2</sup> e está afetada por tectônica rúptil. É composta por arenitos que se intercalam com níveis conglomeráticos e com argilitos e siltitos avermelhados, esbranquiçados e caulínicos. Ela apresenta fácies que evidenciam uma gênese relacionada a uma ambiência estritamente continental e sua idade, conforme demonstrada por Caputo (2011), varia de paleocena a miocena. Pretende-se neste trabalho demonstrar o significado das estruturas complexas de deformação que ocorrem no pacote intermediário e superior dessa unidade e que foram observadas durante o mapeamento geológico do projeto “Geologia e Recursos Minerais da Região Metropolitana de Manaus”, em execução pela CPRM – Superintendência Regional de Manaus. Tais estruturas ficaram bem evidenciadas em exposições dessa unidade na bacia do rio Negro, Estado do Amazonas. Também em Santarém, no Estado do Pará, ocorrem horizontes bem definidos que mostram a ciclicidade dos eventos deformacionais ocorridos na Formação Alter do Chão.

### METODOLOGIA

Este trabalho apresenta o estudo dos afloramentos de três (3) estações geológicas localizadas no Estado do Amazonas, sendo duas (2) delas no rio Apuaú (SR-42 e SR-44) e uma (1) no igarapé Tumbira (SR-97), bacia do rio Negro. Em Santarém no Estado do Pará, se estudou também o afloramento correspondente ao Areal do Careca (estação SR-04) (Figura 1A). Os afloramentos foram estudados em época de verão e para isso foram usados barco motor e voadeiras de alumínio e motores de popa de 15 e 25 Hp na bacia do rio Negro. Em Santarém foi usado veículo de pequeno porte para apoiar os trabalhos de campo. Os afloramentos foram localizados com GPS, descritos e fotografados, conforme os procedimentos adotados pela CPRM.

### RESULTADOS

No rio Apuaú a Formação Alter do Chão repousa discordantemente sobre os arenitos esbranquiçados, finos e bem selecionados da Formação Manacapuru (Grupo Trombetas), embora esse contato esteja encoberto. A seção intermediária da Formação Alter do Chão nessa bacia (estação SR-42) está representada por um pacote de 4,0m de espessura constituído por arenito creme e em parte amarelado, avermelhado, carmin, argiloso, fino e muito intemperizado. Em sua parte basal ocorrem estruturas complexas retorcidas, cujo horizonte de 1,0m de espessura encontra-se truncado por um pacote de 3,0 m de arenito com estratificação plano-paralela e com delgados níveis de *ironstone* indeformados.

A camada apresenta atitude é N-S / 20° W. O forte mergulho evidencia de ter sido a mesma afetada por atividade neotectônica (Figura 1B). Próximo à foz do rio Apuaú na estação SR-44, a unidade Alter do Chão mostra uma seção de 100m de largura e 3,0 m de espessura constituída por arenito argiloso, creme avermelhado, médio a grosso e com seixos de quartzo e de argilito de até 1,0cm de diâmetro. - A rocha é semi-friável e apresenta-se totalmente deformada, mostrando estruturas muito complexas. A seção de topo está representada por arenito ferruginizado amarronzado, onde, na sua parte mais inferior, ocorre conglomerado polimítico formado por seixos de quartzo e de argilito com até 1,0cm de diâmetro, envolvidos por matriz arenosa.

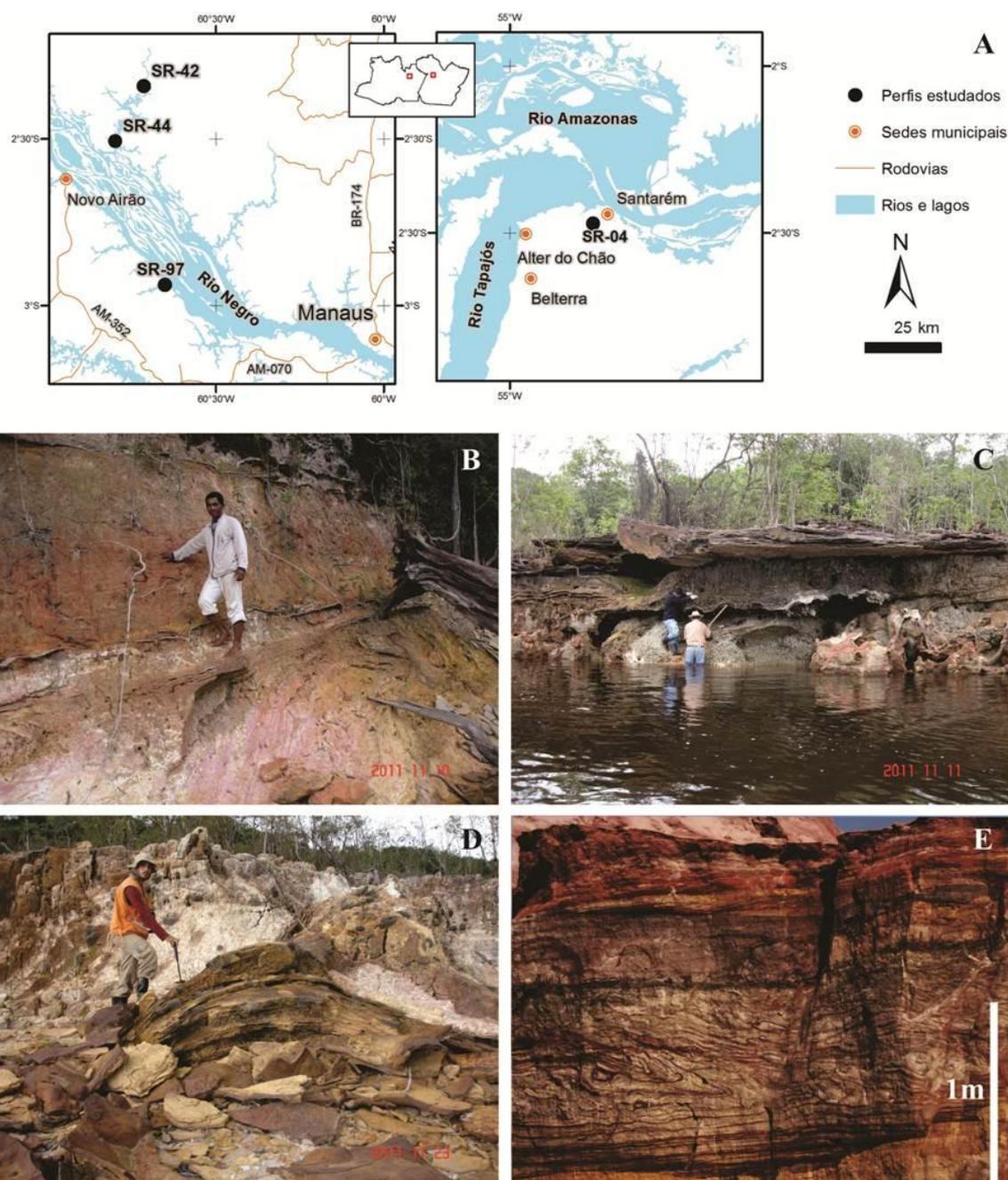


Figura 1. A) Mapa de localização dos pontos estudados, B) Arenito deformado com dobras complexas sotopostas a arenito indeformado na estação SR-42, C) Sismito na estação SR-44, D) Anticlinal em arenito na estação SR-97 e E) Notar camada com convoluções entre camadas indeformadas na estação SR-04 localizada em Santarém (PA).

A camada enriquecida em ferro apresenta estruturas de deformação do tipo “entelhamento”, mais ainda é visível estratificação cruzada tabular com paleofluxo para  $140^{\circ}$  (Figura 1C). No igarapé Tumbira próximo da desembocadura com o rio Negro (estação SR-97), a Formação Alter do Chão está representada por um pacote de 3,0 m de espessura, onde na base se observam dobras, sobretudo dômicas, formadas em arenito grosso, argiloso e ferruginizado, estando capeado por argilito caulínico indeformado (Figura 1D). No areial do Careca em Santarém, estação SR-04, os 20,0m do topo da Formação Alter do Chão são constituídos de arenito fino a grosso, creme, vermelho, arroxeadado e muito friável. Delgados horizontes apresentam estruturas de deformação muito complexas e estão truncados por níveis indeformados e com estratificação plano-paralela. Filmes de composição goethítica delimitam bem essas estruturas (Figura 1E).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os trabalhos de mapeamento geológico na escala 1:250.000 efetuados nas região Metropolitana de Manaus (AM), bem como os estudos efetuados nas exposições da Formação Alter do Chão em Santarém (PA), mostram que essa unidade geológica registra complexas estruturas de deformação em vários horizontes da seção superior. Por não terem sido observadas evidências que mostrassem efeitos provocados por glaciação, sobrecarga ou escorregamentos, elas foram interpretadas como deformações sinsedimentares, geneticamente relacionadas a abalos sísmicos, e, portanto, foram consideradas como “sismitos” no sentido adotado primeiramente por Seilacher (1969) e, posteriormente, por Vittory *et al.* (1991) e Montenat *et al.* (2007). O registro de sismitos na Amazônia até então tinha sido reportado apenas no Cretáceo Superior da Bacia de Cameté (Rosseti & Santos Junior, 2003) e nos sedimentos pleistocênicos da região de Iranduba/Manacapuru, Estado do Amazonas (Soares, 2007). As exposições estudadas mostram que essas estruturas complexas foram formadas pelo processo de liquefação tanto em areias finas, como em níveis de areia grossa e seixos da Formação Alter do Chão durante sua deposição. Dessa forma, se supõe que os abalos sísmicos que provocaram tais deformações nessa unidade tenham atingido magnitudes variando de 5,5 a 7,0 na escala Richter, com base nos estudos de Obermeier (1996). A recorrência de eventos sísmicos está bem caracterizada nas exposições estudadas em Santarém (PA), onde horizontes bem definidos de “sismitos” no topo da unidade Alter do Chão, e de idade comprovadamente miocena, foram registrados. Ao se considerar que os sedimentos da Formação Alter do Chão foram depositados no intervalo do Paleoceno ao Mioceno, conclui-se que os “sismitos” ocorrentes nessa unidade foram formados em função dos reflexos da Orogenia Andina, a qual teve seu paroxismo no Mioceno.

## REFERÊNCIAS

- Caputo M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. In: Rielva Solimairy Campelo do Nascimento, Adriana Maria Coimbra Horbe, Carolina Michelin de Almeida. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG – Núcleo Norte, 7:7 - 23.
- Montenat C., Barrier P., Ott D'Estevou P., Hibsich C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196: 5-30.
- Obermeier S.F. 1996. Use of liquifaction – induced features for paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.
- Rosseti D.F. & Santos Junior A.E. 2003. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameté Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, 161: 107 – 130.
- Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Soares E.A.A. 2007. Depósitos Pleistocênicos da Região de Confluência dos Rios Negro e Solimões, Amazonas. Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 205 p.
- Vittory E., Labini S.S., Serva L. 1991. Paleoseismology: review of the state-of-the art. *Tectonophysics*, 193: 9-32.

## ARGILA DE BELTERRA: SEDIMENTAÇÃO LACUSTRE PLEISTOCÊNICA NA BACIA DO AMAZONAS

Silvio Roberto Lopes Riker, Felipe José da Cruz Lima, Marcelo Batista Motta, Desaix Paulo Balieiro Silva

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus. [silvio.riker@cprm.gov.br](mailto:silvio.riker@cprm.gov.br), [felipe.lima@cprm.gov.br](mailto:felipe.lima@cprm.gov.br), [Marcelo.motta@cprm.gov.br](mailto:Marcelo.motta@cprm.gov.br), [desaix.silva@cprm.gov.br](mailto:desaix.silva@cprm.gov.br)

### INTRODUÇÃO

A área de estudo se insere na Bacia do Amazonas, a qual está localizada no Cráton Amazônico entre os escudos da Guiana e Guaporé. No decorrer do mapeamento geológico 1:250.000, efetuado na Região Metropolitana de Manaus pela CPRM, se constatou ampla ocorrência de argila no topo dos platôs dos municípios de Rio Preto da Eva, Itacoatiara, Iranduba, Manaus e Presidente Figueiredo. A partir dessa constatação foi realizada uma incursão nos municípios de Santarém e Belterra a fim de se estudar as “Argilas de Belterra” em sua seção-tipo com a finalidade de compará-las com as presentemente mapeadas. O termo *Belterra clay* (Argila de Belterra) foi empregado primeiramente por Sombroek (1966) para denominar a cobertura argilosa ocorrente nos platôs existentes no município de Belterra, a qual atribuiu uma origem lacustre. Klammer (1971) interpreta esses materiais como sendo a parte superior do Grupo Barreiras, correspondente ao horizonte A do próprio perfil bauxítico. Wolf & Silva (1973) aventam a hipótese de que a Argila de Belterra representa o produto de um processo pedogenético *in situ* a partir da própria sequência bauxítica. Grubb (1979) associa a origem da Argila de Belterra com as bauxitas, mas sugere uma origem alóctone com base na presença de gibsita na base da cobertura argilosa. Truckenbrodt & Kotschoubey (1981) mostram a existência da Argila de Belterra recobrando as crostas bauxíticas das regiões dos rios Nhamundá, Trombetas e Paragominas e interpretaram-na como tendo origem alóctone. Costa (1991), Horbe & Costa (1997) e Costa *et al.* (2009), advogam a hipótese que a Argila de Belterra tenha uma origem autóctone e que seja formada a partir das próprias crostas lateríticas, enquanto que o climatologista americano Earle Williams advoga que a Argila de Belterra seja o resultado da poeira provinda do deserto da África, acumulada durante três milhões de anos.

### METODOLOGIA

Foram realizados dez (10) perfis litoestratigráficos correspondentes a dez (10) estações geológicas estudadas. Essas estações se localizam nos municípios de Santarém e Belterra (Estado do Pará) e Itacoatiara, Rio Preto da Eva e Presidente Figueiredo (Estado do Amazonas), conforme mostra a figura 1. Os afloramentos foram estudados em época de verão e para auxiliar os trabalhos de campo se empregou veículos motorizados, barco motor e voadeiras de alumínio com motores de popa de 15 e 25 HP. Os afloramentos foram locados com GPS, descritos e fotografados. Posteriormente foram construídos os perfis litoestratigráficos ora apresentados.

### RESULTADOS

No perfil 1 (estação BM-149, figura 1), situado na serra do Diamantino em Santarém (PA), a cobertura está representada por argila caulínica creme amarelada e maciça com 2,0 m de espessura, que se assenta sobre leque aluvial/coluvial de 2,5 m de espessura, formado por paraconglomerado constituído por fragmentos de crosta sílico-ferruginosa e suportados por matriz argilosa creme.

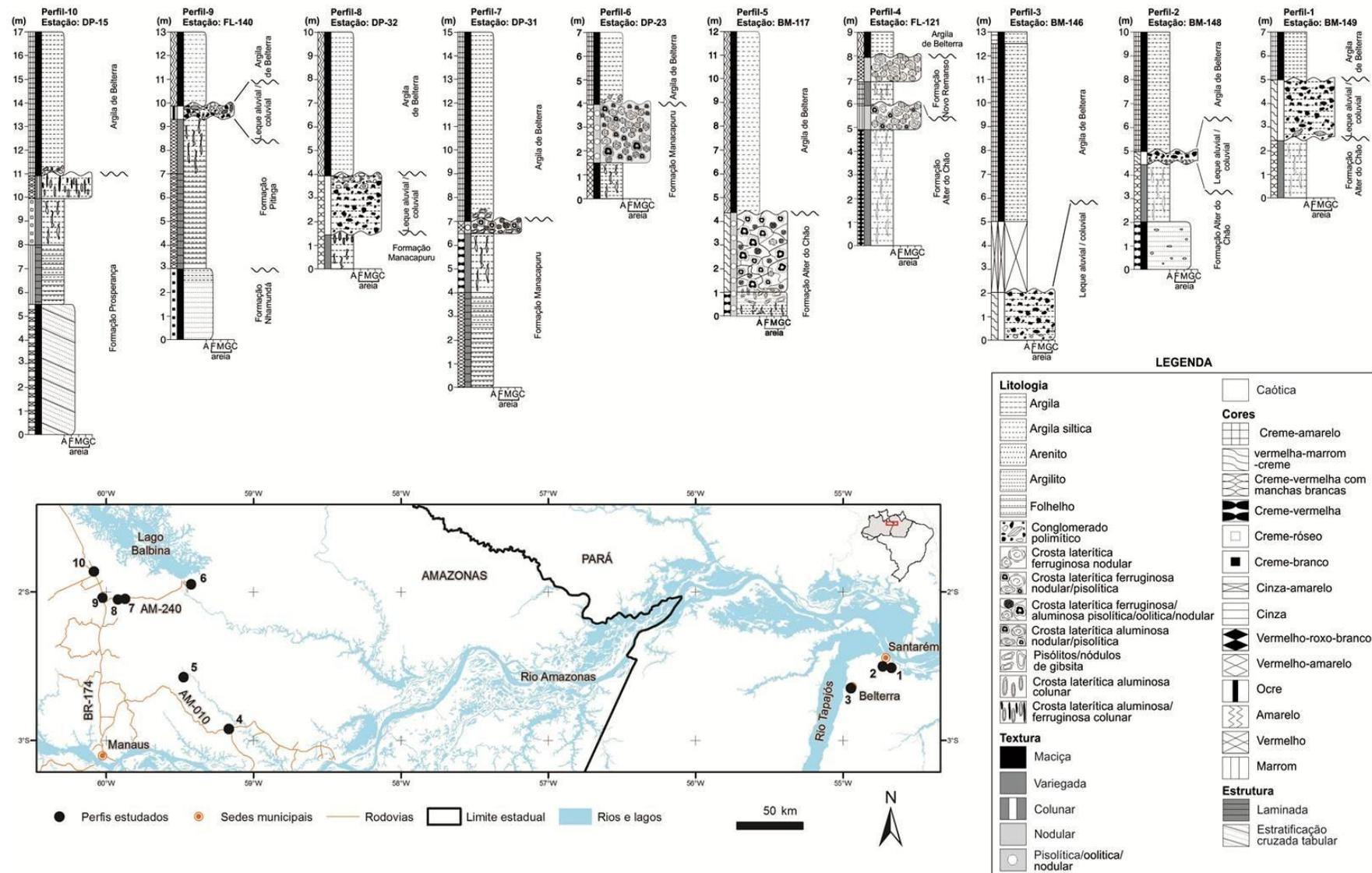


Figura 1. Perfis litoestratigráficos e mapa de localização.

Na serra do Piquiatuba (perfil 2, estação BM-148, figura 1), também em Santarém (PA), a cobertura é formada por argila com 5,0 m de espessura. É caulínica e creme, síltica, plástica e maciça. Sobrepõe-se a um leque aluvial/coluvial formado por paraconglomerado polimítico de 0,25 m de espessura que é constituído por fragmentos de crosta laterítica ferruginosa, seixos de quartzo de até 2,0 cm de comprimento na base e suportados por matriz argilo-síltica creme alaranjada. Em Belterra (PA) (perfil 3, estação BM-146, figura 1), a argila é caulínica, creme amarelada, síltica, maciça e tem 8,0 m de espessura. Ela se assenta sobre leque aluvial/coluvial formado por paraconglomerado polimítico constituído por fragmentos centimétricos de crosta laterítica ferruginosa e por seixos de quartzo que estão suportados por matriz argilosa avermelhada. No perfil 4 (estação FL-121, figura 1), realizado no município de Itacoatiara (AM), a argila é amarelada, caulínica, maciça, tem 1,0 m de espessura e se assenta sobre crosta laterítica ferruginosa do topo da Formação Novo Remanso. No perfil 5 (estação BM-117, figura 1), localizado no município de Rio Preto da Eva (AM), a cobertura é de argila caulínica creme amarelada, plástica, maciça e com 7,75 m de espessura, estando sobreposta a um perfil laterítico maduro da Formação Alter do Chão. Próximo da Vila Balbina (perfil 6, estação DP-23, figura 1), município de Presidente Figueiredo (AM), a argila tem 3,0 m de espessura, é caulínica, creme amarelada, maciça, sendo que, na base, ocorrem alguns fragmentos de gibsita creme. Ela se assenta sobre crosta laterítica aluminosa desenvolvida no topo da Formação Manacapuru e que, em parte, foi erodida. Na Rodovia AM-240 (perfil 7, estação DP-31, figura 1), município de Presidente Figueiredo (AM), a argila tem 8,0 m de espessura, é caulínica, creme amarelada, maciça e apresenta alguns pisólitos de gibsita na base. Essa cobertura se assenta sobre crosta laterítica ferruginosa/aluminosa desenvolvida no topo da Formação Manacapuru. Na estação DP-32 (perfil 8 e figura 1), localizada também na rodovia e no município supracitados, a cobertura tem 6,0 m de espessura e é constituída por argila caulínica, amarelada e maciça, que se assenta sobre leque aluvial/coluvial de 2,5 m de espessura formado por paraconglomerado polimítico constituído por pisólitos de óxi-hidróxido de ferro, fragmentos de gibsita creme (que ocorrem no topo) e por fragmentos milimétricos a centimétricos de quartzo de veio, estando suportados por matriz argilosa creme avermelhada. Na estação FL-140 (perfil 9 e figura 1), a cobertura tem 3,0 m de espessura, é constituída por argila caulínica siltosa amarelo/alaranjada e maciça. Recobre leque aluvial/coluvial de 0,60 m de espessura que é formado por paraconglomerado polimítico constituído por fragmentos de crosta laterítica ferruginosa, fragmentos centimétricos de argilito arroxeadado/carmin e por seixos centimétricos de provável rocha ígnea muito alterada, estando suportados por matriz argilo-arenosa ocre. A cobertura registrada na estação DP-15 (perfil 10, figura 1) é composta por 6,0 m de argila caulínica, creme amarelada, com manchas esbranquiçadas na base e apresenta estrutura maciça. Na base ocorrem fragmentos de gibsita e grânulos de quartzo. Essa argila se assenta sobre crosta laterítica ferruginosa/aluminosa desenvolvida no topo da Formação Prosperança.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Análises de imagens de Radar e SRTM mostram que a cobertura argilosa existente sobre os platôs nos municípios de Rio Preto da Eva e Manaus transgride a Formação Alter do Chão e recobre parcialmente a sequência paleozóica do Grupo Trombetas, bem como a Formação Prosperança, no município de Presidente Figueiredo, fato esse confirmado nos trabalhos de campo. A continuidade dessa cobertura, caracterizada por platôs bem definidos, tem prosseguimento para o centro da Bacia do Amazonas, a leste da área estudada, abrangendo parte dos municípios de Nhamundá, Oriximiná, Juruti, Santarém, Belterra e Prainha. Em Santarém (serras do Diamantino e Piquiatuba) e Belterra, a “argila de Belterra” se assenta sobre leques aluviais/coluviais. As características litológicas e estratigráficas apresentadas nos perfis estudados nos platôs das cidades de Belterra e Santarém mostram que a “Argila de Belterra” nada mais é que o prosseguimento da cobertura argilosa presentemente mapeada no Estado do Amazonas. Do exposto e, considerando que os leques aluviais/coluviais ocorrentes nos municípios de Iranduba e Presidente Figueiredo apresentam idades determinadas por LOE de  $59.800 \pm 11.300$  anos e  $41.850 \pm 6.380$  anos, respectivamente, e que o primeiro se encontra sotoposto à Argila de Belterra, se conclui que essa cobertura argilosa apresenta idade pleistocênica. Sua origem é atribuída a uma

deposição lacustre possivelmente representativa de uma fácies distal da Formação Içá. O aporte de água para cobrir uma grande porção da Amazônia brasileira no Pleistoceno Superior se deduz, tenha sido proveniente do degelo da região andina e das áreas dos escudos da Guiana e Guaporé. Nessa época, o degelo dessas regiões se relacionava aos das grandes glaciações pleistocênicas (Wisconsin e Wurm). O posicionamento topográfico e estratigráfico apresentado, com relação às unidades geológicas que lhe estão relacionadas, permite afirmar que a instalação de drenagens das bacias hidrográficas do Amazonas e Solimões se deu somente após a sedimentação da “Argila de Belterra”, ou seja, no Pleistoceno. Levando-se em conta a grande distribuição areal, a uniformidade litológica no âmbito da Bacia do Amazonas e a correspondência com a “Argila de Belterra”, é que se propõe (no prelo) a formalização dessa cobertura argilosa como Formação Belterra, em alusão à localidade de Belterra, onde essas argilas foram primeiramente estudadas.

## REFERÊNCIAS

- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. 21(2): 146-160.
- Costa M. L., Behling H., Suguio K., Kampf N., Kern, D. C. 2009. Paisagens Amazônicas sob a ocupação do homem pré-histórico: uma visão geológica. In: Wenceslau Teixeira, Beata Madari, Vinicius M. Bentes, Dirse C. Kern e Newton Falcão. (Org.). *As Terras Pretas de Índio - Caracterização e Manejo Para Formação de Novas Áreas*. 1º Ed. Manaus: Embrapa Amazônia Ocidental, Tomo 1, p. 15-38.
- Grubb P.L.C. 1979. Genesis of bauxite deposits in the Amazon basin and Guianas coastal plain. *Econ. Geol.*74: 735-750.
- Klammer G. 1971. Uber-plio-pleistozane Terrassen und ihre Sedimente in unteren Amazonasgebiet. *Z. Geomorph.* 15: 62-106.
- Horbe A.M.C., Costa M.L. da. 1997. Solos Gerados a Partir do Intemperismo de Crostas Lateríticas Sílico-Ferruginosas. *Acta Amazônica* 27(4): 241-256.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B. 1981. Argila Belterra- Cobertura Terciária das Bauxitas Amazônicas. *Revista Brasileira de Geociências*. 11 (3): 203-208.
- Sombroek W.G. 1966. Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the brazilian Amazon region. *Centre Agric. Publ., Wageningen*, 292 p.
- Wolf F.A.M., Silva J.M.R. 1973. *Província Bauxitífera da Amazônia*. DNPM, 5º Distrito, Belém, Pará, Brasil, 35p, (inédito).

## FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E ISÓTOPOS DE C E O DOS DOLOMITOS DE CAPA NEOPROTEROZOICOS, SUDESTE DO CRATON AMAZÔNICO, RONDONIA, BRASIL

Valber do Carmo de Souza Gaia<sup>1</sup>, Afonso César Rodrigues Nogueira<sup>1,2</sup>, Alcides Nóbrega Sial<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, e-mail: valbergaia@ufpa.br, <sup>2</sup>Pesquisador do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brasil, <sup>3</sup>NEG-LABISE, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brasil

### INTRODUÇÃO

O Neoproterozoico é caracterizado por drásticas mudanças ambientais, desde condições de extrema glaciação que alcançaram baixas latitudes até o aparecimento súbito de condições de efeito estufa (Allen & Hoffman, 2004, Halverson *et al.* 2004, Hoffman *et al.* 1998a, Xiao *et al.* 2004). Os vestígios destes episódios catastróficos são encontrados nas regiões cratônicas de vários continentes sob a forma de depósitos glaciais e carbonáticos contemporâneos (Fairchild & Hambrey, 1984, Hoffman & Schrag, 2002, James *et al.*, 2001, Nogueira *et al.*, 2003, 2007).

As camadas carbonáticas que sobrepõem diretamente diamictitos glaciais de idade neoproterozoica são denominadas de capas carbonáticas (Hoffman & Schrag, 2002, Kennedy, 1996). Estes depósitos, geralmente dolomitos e calcários apresentam uma junção de características bastante peculiares, raras, e algumas ainda sem um entendimento satisfatório. Tais como as estruturas em tubo, estromatólitos formados por cristais, acamamento de megamarcas onduladas, além de estruturas como molar tooth, fábrica de macropeloides e leques de cristais. Apresentam pouca espessura do pacote sedimentar (apenas alguns metros) e uma característica intrigante, é o fato de estarem depositadas diretamente sobre diamictitos glaciais, sem qualquer evidência de hiato deposicional. Outra característica comum das capas carbonáticas são as excursões isotópicas fortemente negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ , em torno de 2 a 6‰ (Kaufman & Knoll, 1995).

No Brasil os primeiros registros de capa carbonática documentados na Plataforma Sul-Americana, encontram-se na margem sul do Cráton Amazônico, nos depósitos da Plataforma Carbonática Araras. A capa carbonática, de idade pós-glaciação marinoana (~635 Ma), encontra-se no estado do Mato Grosso, na mina Terconi, região de Mirassol d'Oeste e na região de Tangará da Serra, ambas as ocorrências pertencentes a Formação Mirassol d'Oeste (Nogueira & Riccomini, 2006, Soares & Nogueira, 2008).

A proposta do presente trabalho visa a descrição faciológica, estratigráfica e dos aspectos isotópicos de C e O da nova ocorrência de capa carbonática, que dista cerca de 600 km de Mirassol d'Oeste, identificada na porção sudeste do Estado de Rondônia, Amazônia, Brasil. Na região de estudo foram descritos três perfis estratigráficos, nas proximidades de Chupinguaia e de Pimenta Bueno (Mina desativada da CMR) (figura 1).

### MÉTODOS

Para o desenvolvimento do trabalho foram aplicados os seguintes métodos: *i*) a análise de fácies, a partir do modelo de fácies de Walker (1992), associada a análise petrográfica complementar (microfácies carbonáticas), *ii*) análise estratigráfica referente aos conceitos modernos da estratigrafia de sequência (Catuneanu, 2006, Tucker, 2012), *iii*) e a análise de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), em que os padrões usados são o VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnites*) para o carbono e SMOW (Standard Mean Ocean Water) para o oxigênio.

### RESULTADOS

Foram estudados três perfis estratigráficos, um na região do município de Chupinguaia e dois na mina da CMR, município de Pimenta Bueno. A seção de Chupinguaia, apresenta cerca de 11 m de espessura, sendo 6 metros do pacote dolomítico, 4 metros de cobertura basáltica e 1 metro de diamictito na base. Na mina da CMR a espessura sedimentar é de cerca de 18 metros, sendo 11 m de pacote carbonático, 0,5 metros de diamictito basal, 5 metros de siltito e mais 2 metros de diamictito no topo do perfil.

De forma geral, a capa carbonática compreende dolomitos rosados a cinzas, que sobrepõem diamictitos glaciais em contato direto e deformado (deformação sinsedimentar plástica e desarmônica). Foram identificadas 6 facies, descritas como (i) paraconglomerado polimítico (diamictito), (ii) dolomudstone peloidal, com laminação plana e (iii) laminações onduladas, (iv) dolomito intercalado com folhelho (ritmito), (v) siltito laminado, e (vi) dolomito com laminação irregular (estromatólito) (tabela 1).

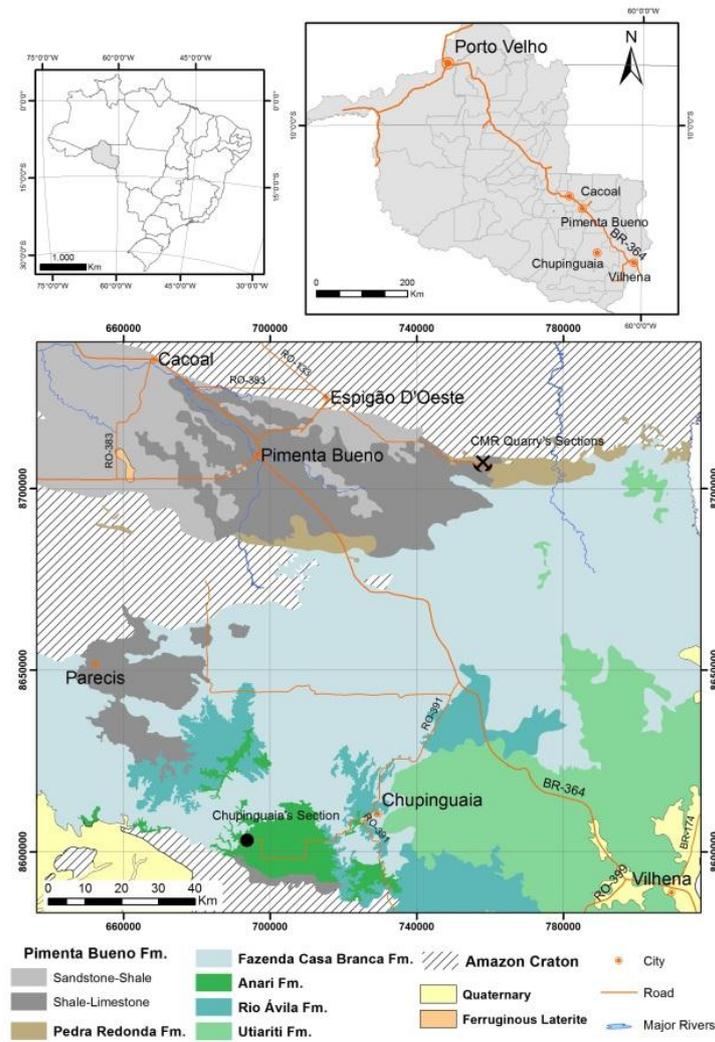


Figura 1 – Mapa geológico, de localização e acesso as rodovias aos afloramentos.

Os processos diagenéticos mais evidentes são a compactação química, dada pela presença de estilólitos e *dissolution seams*, e o neomorfismo que modificou parcialmente a textura micrítica dos dolomitos. Valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  são registrados nessas rochas, os quais estão entre -5.2 to -2.7‰<sub>VPDB</sub>, de acordo com os valores descritos para as capas carbonáticas mundialmente (figura 2).

Foram identificadas quatro superfícies estratigráficas: (1) contato entre o diamictito glacial e o dolomito laminado, (2) superfície que separa o dolomito laminado do ritimito, (3) contato entre o ritimito e o siltito laminado, (4) discordância angular entre o siltito e o diamictito do topo (figura 2).

Tabela 1:- descrição das fácies e associação de fácies da capa carbonática de Rondônia.

Nº	Associação de Fácies	Fácies	Descrição	Interpretação
1	Glacial Marinho	Paraconglomerado politímico (Pp)	Conglomerado matriz-suportado com clastos facetados e estriados em matriz pelítica e/ou arenosa.	Desprendimento de fragmentos e blocos de rochas de composições variadas de geleiras
2	Plataforma rasa/Shorefac e influenciada por ondas	Dolomudstone peloidal com laminação plana (Dp)	Dolomito fino com laminação planar a quase planar (truncamentos de baixo ângulo). Apresenta fábrica de peloides e nível tabular milimétrico de gipsita.	Precipitação e suspensão de dolomita primária, em ambiente calmo e raso podendo apresentar porções mais energéticas dentro do limite da ação de ondas.
		Dolomito peloidal com laminação ondulada (Do)	Dolomito fino com laminações truncadas por onda, laminação ondulada, laminação cruzada hummocky e megamarca ondulada	
		Dolomito com laminação irregular (Di)	Dolomito fino com laminação irregular dômica, típica de estromatólitos	
3	Laguna	Dolomito intercalado com folhelho (Df)	Dolomito fino intercalado ritmicamente com níveis de folhelho (partição de folhelho). Essa variação cíclica ocorre em escala centimétrica e milimétrica. Apresenta níveis de gipsita e marcas onduladas formada por corrente no topo da sucessão.	Ritimicidade de dolomito e folhelho formada devido as variações sazonais na laguna. Os níveis de gipsita marcam períodos de rasamento do lago. O aumento do aporte de terrígenos inibe a precipitação de carbonatos, formando uma sucessão puramente siliciclástica em direção ao topo do perfil.
		Siltito laminado (Sl)	Siltito com laminação plana	

## DISCUSSÕES

A sucessão das fácies diamictito glacial em contato brusco deformado (deformação sinsedimentar) com os dolomitos com laminação plana a quase planar com presença de fábrica de macropeloides, truncamento de baixo ângulo, megamarca ondulada e estromatólitos são características típicas da capa carbonática do Craton Amazônico. No entanto, algumas características como a presença de níveis de gipsita e a fácies de dolomito com partição de folhelho (ritmítico) sugere uma associação um pouco diferente das encontradas na capa da Formação Mirassol d'Oeste.

Os valores isotópicos negativos de carbono (-5.2 to -2.7‰<sub>VPDB</sub>) são compatíveis com os parâmetros propostos para a baixa produtividade biológica em um cenário pós-glacial. Dessa forma, esses depósitos são interpretados como uma capa carbonática pós-glaciação marinoana em associação de fácies marinho-costeiro, onde os dolomitos de plataforma rasa influenciada por ondas, de caráter transgressivo, passam para depósitos de laguna, configurando uma sucessão retrogradante-progradante, uma associação inédita para os depósitos de capa carbonática.

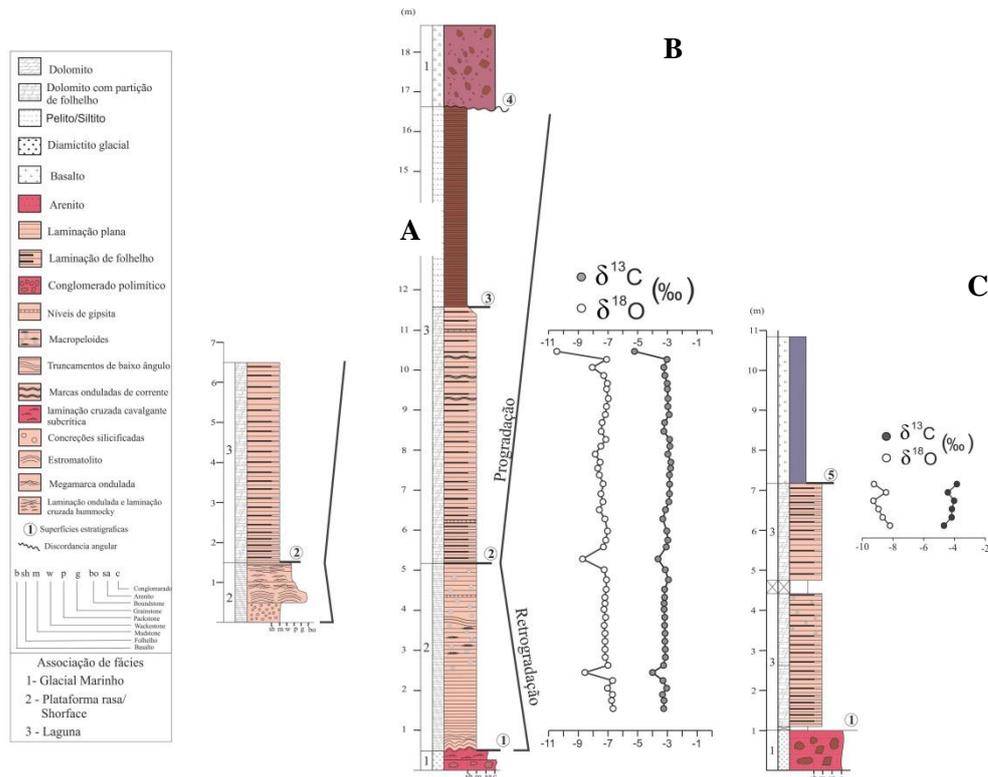


Figura 2: perfis estátigráficos da capa carbonática de Rondônia. No perfil A, nas proximidades da Mina CMR, ocorrem estromatólitos e dolomitos com laminações geradas por ondas. A referencia estratigráfica é a superfície dois (2) que separa os dolomitos dos ritmitos da porção superior. No perfil B, na mina da CMR, encontra-se o perfil mais completo, evidenciando na base o contato deformado do diamictito com os dolomitos com laminação plana a quase plana e na porção intermediária a superfície dois (2) passando para o ritmito com níveis de gipsita e para o siltito laminado na porção superior. O contato com o diamictito da unidade superior ocorre por uma discordância angular. Na região de Chupinguaia (perfil C) não é possível observar o contato deformado entre o dolomito e diamictito e a sequencia é de dolomito intercalado com siliciclásticos (ritmito).

## REFERÊNCIAS

- Allen, P. A. & Hoffman, P. F. 2004. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433:123-127.
- Catuneanu, O. 2006. *Principals of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 360pp.
- Fairchild, I. J. & Hambrey, M.J. 1984. The Vendian of NE Spitzbergen: petrogenesis of a dolomite tillite association. *Precambrian Research*, 26:111-167.
- Halverson, G.P., Maloof, A.C., Hoffman, P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research*, 16:297-324.
- Hoffman, P. F. et al. 1998a. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346.
- Hoffman, P. F., Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, 14:129-155.
- James N.P., Narbonne, G.M., Kyser, T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.*, 38:1229-1262.
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73:27-49.
- Kennedy, M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation,  $\delta^{13}C$  excursions, and carbonate precipitation. *Jour. of Sedim. Research*, 66:1050-1064.

- Nogueira, A. C. R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozoico. Tese de Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 173f.
- Nogueira, A. C. R. & Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Rev. Bras. Geol.*, 36(4):576-587.
- Nogueira, A. C. R. et al. 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237:168-190.
- Soares, J. L. & Nogueira, A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: (4):715-729.
- Tucker, M.E. (4<sup>th</sup> ed) 2011. *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, England, 276p.
- Walker, R. G., James, N. P. 1992. *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 454 p.
- Xiao, S. et al. 2004. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciations. *Precambrian Research*, 130:1-26.

## SEDIMENTOLOGIA E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS RECENTES DO RIO AMAZONAS, ENTRE SANTARÉM (PA) E MACAPÁ (AP).

Walmir de Jesus Sousa Lima Júnior<sup>1</sup>, Afonso César Rodrigues Nogueira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Caixa postal 1611, Belém, PA, Brasil, 66075-110, Emails: walmir.junior@ig.ufpa.br, anogueira@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, o Rio Amazonas tem sido alvo de constantes pesquisas relacionadas à sua evolução cenozóica, bem como as implicações desses eventos no desenvolvimento da biodiversidade da Amazônia (Hoorn, 1994, Hoorn *et al.*, 1995, Potter, 1997, Rodaz *et al.*, 2005, Campbel *et al.*, 2006, Nogueira, 2008, Figueiredo *et al.*, 2009). Além disso, o potencial energético desta região, principalmente com a descoberta do polo petrolífero de Urucu, alavancou o conhecimento dos depósitos paleozóicos da Bacia do Amazonas, elevando o interesse da região do ponto de vista econômico. Por outro lado os depósitos sem ocorrência de hidrocarbonetos de idade cenozóica têm sido investigados pontualmente. No que concerne os depósitos recentes, são importantes para o entendimento da dinâmica fluvial, bem como da proveniência.

Os depósitos quaternários e recentes do Rio Amazonas, objeto deste trabalho, guardam uma história sedimentar que necessita ser mais bem investigada. Assim, pretende-se caracterizar as formas de leito, a textura dos sedimentos e a proveniência, com base em minerais pesados, dos depósitos recentes da calha do Rio Amazonas entre as cidades de Santarém (PA) e Macapá (AM), região centro-leste da Bacia do Amazonas. Esta pesquisa fornece a oportunidade de estudar a composição mineralógica dos depósitos recentes ao longo do Rio Amazonas, bem como, por meio da análise de minerais pesados, indicar as prováveis áreas fontes e compará-las com as províncias geocronológicas da Amazônia Oriental. Além disso, os resultados obtidos poderão ser comparados com outras pesquisas desenvolvidas na região como as de Nordin *et al.* (1981), Franzinelli & Potter (1982, 1983, 1985), Landim *et al.* (1983) e Mendes (2010), assim contribuindo para o melhor entendimento da dinâmica fluvial e das áreas-fonte.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 17 amostras de barras arenosas ativas expostas no rio, no período de Janeiro de 2010, as quais se encontram armazenadas no Laboratório de Sedimentologia da UFPA. Os minerais pesados foram extraídos da fração granulométrica 0,125-0,062mm, concentrados com bromofórmio (densidade 2.89g/ml), montados em lâminas com araldite para identificação e contagem (100- 300grãos/amostra) ao microscópio petrográfico. Foram calculados os índices ZTR de Hubert (1962) de Est/ZRT+Est (Morton, 1985), para avaliar o efeito do intemperismo nos sedimentos, índice ZTi (Nobrega *et al.*, 2008), para registrar o grau de retrabalhamento sedimentar, além da análise dos tipos morfológicos de zircão e turmalina utilizando procedimentos semelhantes aos de Nascimento & Góes (2005). Outro ponto discutido nesse trabalho são as descrições das texturas superficiais que foram realizadas tomando como base as definições utilizadas por Andò *et al.* (2012) que propuseram uma classificação prática para caracterização dessas texturas.

### MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES DE SEMENTOS RECENTES DO RIO AMAZONAS

Os minerais identificados foram: grupo dos piroxênios (augita, hiperstênio e diopsídio), grupo dos anfibólios (hornblenda, actinolita, tremolita e antofilita), grupo do epidoto (zoisita e epidoto), titanita, os polimorfos de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (andaluzita, cianita e sillimanita), topázio, estauroлита, granada, turmalina, polimorfos de TiO<sub>2</sub> (anatásio, brookita e rutilo) e o zircão. Dos minerais anteriormente citados, os que correspondem a quantidades superiores a 10% são zircão, turmalina, rutilo, estauroлита, granada, hornblenda, hiperstênio e augita.

## Índice ZTR

Foi constatado que as maiores porcentagens de ZTR ocorreram nas proximidades da cidade de Santarém. Região de confluência entre os rios Amazonas e Tapajós. Seguindo rio abaixo ocorrem índices de até 15%, já em frente à cidade de Macapá na última parte do trecho da área de estudo essa porcentagem declina para 07.

## DISCUSSÕES

Uma das tendências encontradas ao se analisar a granulometria foi que houve um predomínio das partículas de tamanho areia fina, como já comprovado anteriormente por Nordin *et al.* (1981). Entretanto, diferentemente do proposto por esses autores, cujas análises indicaram não ter havido uma redução contínua do tamanho dessas partículas e sim uma série de alternâncias entre as diferentes frações, no presente estudo observou-se um vetor favorável à diminuição do tamanho dos grãos. As primeiras amostras coletadas são constituídas por areias médias e a partir da amostra 04, houve um predomínio de areias finas, com uma subsequente alternância para areia muito fina. Assim, sugerimos que o trecho do Rio Amazonas estudado pode ser comparado de maneira positiva ao padrão seguido pela maior parte dos cursos d'água aluviais, onde o material sedimentar torna-se mais fino e uniforme rio abaixo como no caso do Rio Mississippi. Os dois grupos de minerais pesados mais representativos ao longo da área estudada correspondem aos piroxênios e anfibólios que juntos perfazem em média por aproximadamente metade dos grãos contados por lamina. As prováveis proveniências são ligadas principalmente a rochas ígneas e subordinadamente metamórficas (Mange & Maurer, 1992). Em geral, as proveniências no trecho do Rio Amazonas estudados estão indicados no bloco diagrama da (Figura 01).



Figura 1- Bloco diagrama que evidencia as prováveis áreas-fonte indicadas pelas setas.

## CONCLUSÕES

Dentre as dezessete amostras analisadas o índice ZTR de Huber (1962), revelou um baixo grau de maturidade, sendo que 65% destas possuem uma superabundância de minerais instáveis. A preservação e persistência de minerais instáveis ao longo da área de estudo evidencia que o intemperismo químico não foi intenso o suficiente na área fonte e nos atuais depósitos para extingui-los, no entanto foi efetivamente suficiente para gravar em suas superfícies diversas texturas indicativas principalmente de corrosão. Os maiores valores de ZTR remontam há um maior retrabalhamento no trecho inicial da área, conclusão reiterada pelos valores do índice. Os índices ZTR e ZTi contrapõem-se aos valores Est/ZTR+Est, tendo em vista que baixos valores deste índice caracterizam um ambiente onde a assembleia mineralógica sofreu um maior intemperismo (Corrêa *et al.* 2008), culminando num enriquecimento de minerais resistentes como observado nos dados obtidos pelo índice ZTR.

Pelas analogias realizadas entre os minerais aqui encontrados e as principais litologias da Província Amazônica Central (composta predominantemente por rochas ígneas, prováveis frutos do magmatismo Uatumã), sugere-se que essa foi quem mais contribuiu com a formação das assembleias de minerais pesados descritas ao longo do trecho do rio Amazonas estudado.

## REFERÊNCIAS

- Andò, S. et al. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. *Sedimentary Geology*, v. 280, p. 165-178. 2012.
- Campbell Jr., K.E., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L. The Pan-Amazonian Ucayli Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 239, p.166-219. 2006.
- Corrêa, I.C.S., Ayup-Zouain, R.N., Weschenfelder, J., Tomazelli, L.J. Áreas Fontes dos Minerais Pesados e sua Distribuição sobre a Plataforma Continental Sul-brasileira, Uruguia e Norte-argentina. *R. Pesq. em Geociências, IG, UFRGS, Porto Alegre, RS*, v. 35: p. 137-150. 2008.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., Van Der Ven, P., Soares, E. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, v. 37, p. 19–622. 2009.
- Franzinelli, E., Potter, P.E. Caracterização Petrográfica e Textural de Sedimentos Arenosos Recentes dos Rios da Bacia Amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNICA, 1982, Belém. Atas... Belém, SBG, v. 1, p. 89-99. 1982.
- Franzinelli, E., Potter, P.E. Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon river system: *Jour. Geology*, v. 91, p. 23-39. 1983.
- Franzinelli, E., Potter, P.E. Areias Recentes dos Rios da Bacia Amazônica: Composições Petrográfica, Textural e Química. *R. Brasileira de Geociências, SBG*, v. 15, n.3, p. 213-220. 1985.
- Nascimento, M.S., Góes, A.M. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do rio Capim, sul da Sub-Bacia de Cametá. *Revista Brasileira de Geociências, BRASÍLIA*, v. 35, n. 1, p. 49-58. 2005.
- Nogueira, A.C.R. Guinada Para O Atlântico. *Scientific America Brasil*, V. 1, P. 22-27. 2008.
- Nordin, C.F. et al. Distribuição do sedimento do leito do Rio Amazonas- nenhuma mudança apreciável rio abaixo. *Acta Amazônica*, v.11, n. 4, p. 769-772. 1981.
- Hoorn, C. Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonian Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 109, p.1–54. 1994.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., Lorente, M. A. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America: *Geology*, v. 23, p. 237–240. 1995.
- Hubert, J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 32, n.3, p. 440-450. 1962.
- Landim, P.M.B., Bósio, N. J., Wu, F.T., Castro, P.R.M. Minerais Pesados Provenientes do Leito do Rio Amazonas. *Acta Amazônica*, v.13, p. 51-72. 1983.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W. Heavy Minerals in Colour. Chapman and Hall, London, 1992. 147p
- Mendes, A.C. Litofácies e minerais pesados da Formação Alter do Chão (Cretáceo), região de Óbidos-PA, parte central da Bacia do Amazonas. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2010. 62f.
- Morton, A.C. Heavy mineral in provenance studies. In: ZUFFA G.G. (Ed.) Provenance of Arenites. Dordrecht, Germany: D. Reidel Pub. Co. 1985. p. 249-278.
- Nóbrega, J.E.S., Sawakushi, A.O., Almeida, R.P. Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 3, p.554-565. 2008.
- Potter, P.E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history: *Journal of South American Earth Sciences*: v. 10, p. 331-344. 1997.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S. Baby, P., Héral, G. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 57-78. 2005.



## Capítulo 2 – Geodinâmica e Evolução Crustal

1. VULCANISMO E SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO TUCURUÍ, CINTURÃO ARAGUAIA .....	146
2. A REGIÃO SUDESTE DO AMAZONAS: UM ESTUDO INTEGRADO GEOESTRUTURAL E GEOFÍSICO .....	150
3. O GRANITO SÃO DOMINGOS NA ZONA DE CISALHAMENTO INDIVAÍ- LUCIALVA: ASPECTOS PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS.....	154
4. ESTRUTURAÇÃO DOS ARCOS MAGMÁTICOS PALEOPROTEROZOICOS NA PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS E METALOGENÉTICAS .....	157
5. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DA SERRA DE SÃO FRANCISCO- TERRENO RIO APA- PORTO MURTINHO-MS .....	161
6. ARCABOUÇO CRUSTAL DO CRÁTON AMAZONAS: UMA ABORDAGEM A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS .....	165
7. GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DA SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO BAÚ, TERRENO PARAGUÁ -SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: DADOS PRELIMINARES .....	170
8. GRANITOIDES DA SUÍTE INTRUSIVA RIO ARIRAMBA: MICROTTECTÔNICA, PETROLOGIA, IDADE E CONTEXTO GEODINÂMICO. PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS, TARTARUGALZINHO, AP.....	173
9. TECTÔNICA RÚPTIL NO GRANITO MADEIRA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO PITINGA (AM) .....	177
10. RONDONIA TIN PROVINCE, SW AMAZONIAN CRATON REVISITED: GEOCHRONOLOGY, MAGMATIC PROCESSES AND TECTONIC SETTING .....	180
11. CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E ESTRUTURAL DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO CUIABÁ NA REGIÃO DE COCALINHO-MT.....	184
12. PALEOMAGNETISMO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO DE PRATA .....	187
13. CARACTERIZAÇÃO DE SUCESSIVOS EVENTOS PLUTÔNICOS DE ARCO MAGMÁTICO NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO OROGENÉTICA RIACIANA .....	191
14. REGISTRO DE FUNDO OCÊNICO NA PORÇÃO CENTRO-OESTE DO CINTURÃO ARAGUAIA, O EXEMPLO DA SUITE OFIOLÍTICA MORRO DO AGOSTINHO .....	195
15. GEOLOGIA DA FOLHA RIO BACAJÁ (1:100.000), TERRENO BACAJÁ, ESTADO DO PARÁ .....	198
16. EVOLUÇÃO CRUSTAL DO NOROESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO (AMAZONAS, BRASIL) BASEADA EM DADOS DE CAMPO, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS .....	201

17. NOVOS DADOS PALEOMAGNÉTICOS DE SILLS MÁFICOS DA REGIÃO DE RIO BRANCO – MT (SE DO CRATON AMAZÔNICO).....	205
18. EVENTOS MAGMÁTICOS DE 2020 - 1980 MA NAS FOLHAS SÃO DOMINGOS E JARDIM DO OURO, PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO TAPAJÓS.....	209
19. IDADE U-PB SHRIMP DO GRANITO TERRA NOVA, SUITE INTRUSIVA TELES PIRES – PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA, CRÁTON AMAZÔNICO .....	213
20. ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO DO GRANITO IGARAPÉ MIRACELHA: SUL DO RIO APIAÚ, RR.....	216
21. PRINCIPAIS PERÍODOS DE SEDIMENTAÇÃO PRÉ-CAMBRIANA REGISTRADOS NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, EM RONDÔNIA .....	221
22. JURUÁ OROGENY - BRAZIL AND ANDEAN COUNTRIES .....	225
23. ASSOCIAÇÕES PETROTECTÔNICAS DOS TERRENOS PRECAMBRIANOS DO NORTE DO ESTADO DO PARÁ E SEUS PROGNÓSTICOS METALOGENÉTICOS .....	229
24. O LIMITE LESTE DO CRÁTON SÃO LUIS NO PERFIL GRAVIMÉTRICO ROSÁRIO-MA – CAMOCIM-CE.....	233
25. GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DO TERRENO RIO APA NA REGIÃO DA SERRA DA ALEGRIA (MS) — SUL CRÁTON AMAZÔNICO .....	237

## VULCANISMO E SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO TUCURUÍ, CINTURÃO ARAGUAIA, NORDESTE DO PARÁ

Alessandra de Cássia dos Santos Dutra, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém (PA), Brasil. Projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM)-INCT/MCT/FAPESPA (Proc. No 573733/2008-2).  
acsdutra@gmail.com, gorayebp@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O Grupo Tucuruí tem sua área de ocorrência situada na região homônima, localizada no nordeste do Pará, e suas melhores exposições encontram-se nas proximidades da Usina Hidrelétrica de Tucuruí (UHET), mais especificamente ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e o domínio norte do Cinturão Araguaia (Figura 1). O Grupo Tucuruí é compreendido como uma sucessão vulcanossedimentar, composta por derrames basálticos intercalados com arenitos anquimetamorfizados (Trouw et al. 1976, Matta 1982, Hasui et al. 1984). As principais informações sobre o referido grupo estão ligadas aos estudos preliminares executados na década de 1970 quando da implantação da UHET (Trouw et al. 1976).

Desta forma, este estudo apresenta novos dados concernentes ao estudo do vulcanismo e processos sedimentares associados, na região do entorno da UHET, bem como apresenta uma breve discussão sobre o posicionamento estratigráfico do Grupo Tucuruí, em consonância com dados geocronológicos recentes (Moura et al. 2011), além de contribuir na caracterização dos ambientes de formação e sua relação com a evolução do Cinturão Araguaia.

O Grupo Tucuruí representa uma unidade de mais de 100 km de extensão na direção N-S, entretanto, atualmente têm boa parte de sua área submersa pelo reservatório da UHET, aflorando por 70 km de extensão ao longo da margem do Rio Tocantins, entre os municípios de Tucuruí e Marabá, incluindo todo o entorno da UHET. Neste trabalho o Grupo Tucuruí é entendido como uma sucessão vulcano-sedimentar composta por derrames basálticos intercalados na sequência sedimentar, além da presença de *sills* de diabásio dispostos subconcordantemente ao acamamento sedimentar e brechas basálticas. A análise de vários afloramentos nas campanhas de campo, os estudos petrográficos e a integração com os perfis de sondagem das perfurações que atingiram pouco mais de 100 m de profundidade, cedidos pela Eletronorte, permitiram identificar pelo menos cinco níveis de derrames basálticos com zonas de brechas vulcânicas e *sills* de diabásio intercalados na sucessão sedimentar. Também são registradas, especialmente na porção superior do Grupo Tucuruí, camadas sedimentares com espessura entre 10 e 40 m, e na porção inferior desta sucessão vulcanossedimentar os estratos possuem espessura inferior a 10 m.

Os depósitos sedimentares são compostos por siltitos e subarcóseos de cor marrom com variações amareladas ou arroxeadas, com seleção moderada a mal selecionada com grãos subarredondados a angulosos. As camadas têm orientação NNE-SSW com mergulho entre 2 e 10° para ESE e mostram uma ampla variedade de estruturas sedimentares típicas de ambientes litorâneos, conforme será discutido adiante.

A sucessão sedimentar do Grupo Tucuruí tem suas melhores exposições ao longo da margem esquerda do Rio Tocantins, incluindo a cidade de Tucuruí e o complexo da UHET, tanto a montante quanto a jusante de sua barragem. Os depósitos sedimentares constituem as maiores espessuras de rochas do Grupo Tucuruí na área estudada e as camadas são tanto sobrejacentes quanto subjacentes aos derrames basálticos que compõem o grupo. Níveis interderrames também ocorrem a interação entre material sedimentar e magmático registrada nas zonas de brechas vulcanoclásticas. Os derrames basálticos e os *sills* de diabásio se dispõem subconcordantemente ao acamamento das rochas sedimentares que, em geral têm orientação NNE-SSW, com baixos ângulos de mergulhos entre 2° e 10° para ESE, conforme foi registrado ao longo dos perfis geológicos realizados.

As análises sedimentar e de fácies permitiram verificar que os estratos sedimentares apresentam-se amalgamados, compondo sucessões com granocrescência e espessamento ascendente nos quais foram reconhecidas as associações de fácies Depósitos de Antepraia (*foreshore*) – cujos estratos internamente apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo (tipo *swash*) e Face litorânea influenciada por tempestade (*shoreface*) - cujos estratos internamente

apresentam laminação plano-paralela, laminação truncada por onda, estratificação cruzada do tipo *hummocky* e em seus topos, marcas onduladas de perfil assimétrico e comprimentos de onda centimétricos.

Sendo assim, resumidamente, se conclui que os depósitos sedimentares que compõem o Grupo Tucuruí representam a porção preservada (uma vez que não existem similares destas rochas na região) em um gráben de um depósito com duas associações típicas de um segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade, proveniente de áreas fonte próxima.

### **ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DO GRUPO TUCURUÍ**

O estudo petrográfico baseou-se em informações obtidas durante os trabalhos de campo, descrições de amostras coletadas em afloramentos, em testemunhos de sondagem e observações de microscopia ótica convencional e difratometria de raios-X. Os tipos litológicos que compõem a sucessão sedimentares do Grupo Tucuruí são subarcóseos, siltitos, basaltos maciços, basaltos amigdaloidais, diabásios e brechas basálticas.

### **DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS**

A sequência sedimentar do Grupo Tucuruí possui rara evidência de contribuições vulcanogênicas, restritas apenas a fragmentos líticos de basaltos contidos nos subarcóseos estudados. Por sua vez, as autobrechas registradas ao longo das zonas de contato das rochas vulcânicas com a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí com suas estruturas de fluxo e clastos de rochas vulcânicas evidenciam uma erupção efusiva em contato com sedimentos ainda úmidos concomitantemente à deposição, isto é, evidenciam a ação de processos vulcânicos e deposicionais em contemporaneidade. Por sua vez, as análises de fácies sedimentares e aspectos petrográficos dos arenitos arcóseos e siltitos, definiram os ambientes sedimentares associados ao vulcanismo atuante na área de estudo.

Sendo assim, os subarcóseos e siltitos estudados são distinguidos essencialmente quanto à sua granulometria, de areia fina a muito fina e silte, respectivamente, sendo estas distinções coerentes com as condições de energia durante a deposição dos estratos, de forma que subarcóseos são mais abundantes nas zonas de *foreshore* e *shoreface* médio, enquanto siltitos são mais expressivos na zona de *shoreface* superior até próximo do limite de transição *shoreface-offshore*.

Quanto aos demais aspectos petrográficos, a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí mostra características incomuns àquelas normalmente observadas em ambientes litorâneos, tendo como principais contrastes, os tipos litológicos e a imaturidade textural e composicional registradas nas rochas estudadas.

A imaturidade textural, caracterizada pela presença de grãos subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado a mal selecionado, além de matriz argilosa, pode ser entendida como proveniente de uma área fonte próxima à bacia de deposição. A curta abrasão dos grãos de arcabouço, associado ao grau de seleção de grãos, bem como a presença de matriz deposicional sugere breve transporte dos detritos, até que os mesmos fossem incorporados aos processos que geraram os subarcóseos e siltitos. A imaturidade composicional, por sua vez, sugere uma proveniência predominantemente de rochas ígneas, de composição máfica a intermediária, devido ao conteúdo de feldspatos, em que predominam os plagioclásios, que por vezes preservam seus maclamentos, além da presença de grãos de quartzo.

Outros minerais registrados na sequência sedimentar do Grupo Tucuruí são representados por grãos lamelares de muscovita e camadas centimétricas de arenitos contendo concentrações de hornblenda e minerais opacos nos subarcóseos, o que vem confirmar a proveniência do tipo de material fonte com grande contribuição de rochas ígneas. Considerando a grande contribuição de rochas magmáticas na sequência sedimentar do Grupo Tucuruí, é possível inferir uma fonte relacionada a terrenos como crostas oceânicas soerguidas e/ou arcos de ilha. A presença de fragmentos líticos de basaltos e *cherts* reforçam ambas as hipóteses.

Ademais, a mineralogia constituinte bem como as transformações mineralógicas observadas nos subarcóseos e siltitos permite caracterizar condições diagenéticas indicativas de transformações em nível de eodiagênese atuantes sobre a sucessão vulcanosedimentar do Grupo Tucuruí. A dissolução dos feldspatos, especialmente plagioclásios e substituição por sericita e carbonato, além da dissolução de outros minerais instáveis que ocorrem como acessórios, a

exemplo do anfibólio, a albitização dos feldspatos e deformação por compactação mecânica de muscovita e feldspatos e a ocorrência de contatos do tipo côncavo-convexo entre os grãos já são indicativos de condições mesodiagenéticas. Entretanto, outros processos sugestivos comuns da mesodiagenese tais como, crescimento secundário de quartzo e feldspato representando cimentos não foram registrados, possivelmente devido à presença da matriz deposicional. A presença de matriz argilosa, possivelmente gerada por deformação e esmagamento de fragmentos líticos vulcânicos, feldspatos e muscovita também são indicativos de transformações em nível eodiagenético a mesodiagenético.

Por fim, considerando os dados apresentados podem-se resumir os processos sedimentares e contribuições vulcânicas envolvidas na origem da sucessão vulcanossedimentar que compõe o Grupo Tucuruí da seguinte forma: a) A sequência sedimentar do grupo representa o segmento costeiro de uma bacia marinha, influenciado por ondas de tempestade, b) A área fonte próxima teve grande influência de rochas magmáticas máfica a intermediária, supostamente relacionada a crostas oceânicas soerguidas e/ou arcos magmáticos, c) Durante as etapas de formação dos depósitos sedimentares, esta bacia foi atingida por vulcanismo subaéreo efusivo e fissural com vários fluxos de lava, que originaram uma sucessão de derrames basálticos com zonas de brechas, intercaladas à sequência sedimentar, e eventuais intrusões subconcordantes de diabásio.

### **A DEFORMAÇÃO E OS INDÍCIOS DE METAMORFISMO NO GRUPO TUCURUÍ**

Na área estudada são registrados com frequência a presença de veios e vênulas seccionando indiscriminadamente os diferentes tipos litológicos ali ocorrentes. Nos locais de maior abundância eles estão relacionados à zonas de deformação, principalmente nas proximidades de superfícies de cavalgamento com remobilização de sílica e migração de componentes voláteis com hidrotermalismo associado.

A deformação está relacionada principalmente à tectônica de cavalgamento cuja melhor referência na região é a Falha de Tucuruí e várias superfícies secundárias, que caracteriza uma zona de cavalgamento de comportamento frágil. Assim, em suas proximidades estão presentes uma rede de veios de espessura milimétrica a centimétrica preenchidos essencialmente por quartzo, epidoto e/ou calcita. A formação desses veios nos diferentes grupos rochosos do Grupo Tucuruí pode ser interpretada como indícios de transformações metamórficas localizadas, associadas a esses sistemas de cavalgamento com deformação em caráter frágil-dúctil, que ocasionou a remobilização de fluidos (H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>) ricos em Si, Ca, Mg e Fe, em um sistema fechado, na escala centimétrica a métrica. As condições que acompanharam esses processos são incipientes e se deram abaixo da fácies xisto verde, talvez na fácies zeólita. Este evento de deformação, por sua vez, está relacionado aos estágios finais da evolução geológica do Cinturão Araguaia, na transição Neoproterozoico-Paleozoico.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A evolução dos processos que originaram os conjuntos rochosos do Grupo Tucuruí e sua atual arquitetura está relacionada a uma tectônica extensional intracontinental acontecida no final do Neoproterozoico/início do Paleozóico, com tectônica tangencial associada a evolução geológica tardia do Cinturão Araguaia. A região evoluiu no contexto de uma bacia do tipo rifte ou antepaís, cuja área fonte era próxima e constituída predominantemente de rochas típicas de crostas oceânicas soerguidas e/ou arcos magmáticos.

A região em questão representa um paleosegmento continental litorâneo, influenciado por ondas de tempestade, em franco processo de formação, que foi atingido por vulcanismo subaéreo efusivo e fissural. Por fim, a tectônica cavalgante que gerou o sistema de cisalhamento atingiu temperaturas relativamente baixas, que permitiram a deformação com transformações minerais acompanhadas de hidrotermalismo em condições da fácies zeólita.

## **REFERÊNCIAS**

- Matta, M.A.S. Evolução geológica da região de Tucuruí-Pará. Belém, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 1982. 110p.
- Trouw, R.A.J., Vaz, L.F., Slongo, T.T., Nakasato, N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, Anais, p.20-31.
- Hasui, Y., Costa J.B.S., Abreu, F.A.M. 1984. Província Tocantins. Setor setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, p.137-204.
- Moura, C.A.V., Pina, A.C.M., Gorayeb, P.S.S., Chemale, Jr F. 2011. Estudo e proveniência de arenitos do Grupo Tucuruí com base em idades-modelo Sm-Nd e datação de zircão. In: SBG-NO, Contribuições à Geologia da Amazônia, 8:25-34.

## A REGIÃO SUDESTE DO AMAZONAS: UM ESTUDO INTEGRADO GEOESTRUTURAL E GEOFÍSICO

Antonio Charles da Silva Oliveira<sup>1</sup>, Alexandre Alves de Oliveira<sup>2</sup>, Ulisses Antonio Pinheiro Costa<sup>1</sup>,  
Marcelo Esteves Almeida<sup>1</sup>, Miquéas Barroso da Silva<sup>1</sup>

Serviço Geológico do Brasil – CPRM: <sup>1</sup>Manaus e <sup>2</sup>São Paulo. charles.oliveira@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta o arcabouço estrutural proterozoico da região sudeste do estado do Amazonas, sendo a área de estudo limitada pelas folhas geológicas Sumaúma (SB.20-Z-D) e Rio Roosevelt (SC.20-X-B), cujo mapeamento foi executado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Manaus).

Esta região está inserida na porção sudoeste do Cráton Amazonas e tem seu contexto geotectônico atual atribuído a evolução dos terrenos Juruena e Roosevelt-Aripuanã, ambos pertencentes a Província Rondônia-Juruena (Lacerda Filho *et al.*, 2004, Scandolaro, 2006, Santos *et al.*, 2006, Bettencourt *et al.*, 2010). Novos dados apresentados para a região (Costa *et al.*, 2011 e Almeida *et al.*, 2012) revelam que a Província Rondônia-Juruena foi afetada por eventos tectônico-metamórficos mesoproterozoicos, porém a sua caracterização na área de estudo ainda é carente de um arcabouço tectônico que permita entender melhor as unidades que registram tais eventos e discutir as consequências da deformação (e metamorfismo) nos atuais modelos evolutivos do Cráton Amazonas.

Dentre os métodos geofísicos, o método magnético tem grande aplicação em estudos geológicos que investigam a subsuperfície, tornando-o uma ferramenta crucial para estudos geotectônicos, pois permite a correlação com os dados geológicos de superfície. As técnicas de integração entre geologia e geofísica apresentadas nesse trabalho diminuem drasticamente ambiguidades de análises oriundas exclusivamente de afloramento ou estudos unicamente geofísicos, comuns em regiões de difícil acesso (Silva *et al.*, 2011).

O arcabouço tectônico proposto nesse trabalho foi construído através de interpretações estruturais locais, extraídas de afloramentos e extrapoladas ao contexto regional, sendo esse último balizado pela análise, modelagem e interpretação de dados aeromagnéticos. A finalidade dessa integração é propiciar para a área de estudo um arcabouço estrutural e uma sucessão cronológica dos eventos deformacionais existentes.

### METODOLOGIA

Os dados geológicos utilizados foram extraídos do Projeto Sumaúma–Mutum-Roosevelt (CPRM 2011, no prelo) e consistem em dados de superfície (afloramentos). Já a base geofísica foi extraída do Projeto Aerogeofísico Aripuanã (CPRM 2011).

O processamento dos dados aerogeofísicos foi realizado seguindo a metodologia proposta por Silva *et al.* (2003), a qual integra métodos de classificação não supervisionada (Miethke *et al.*, 2007) à técnicas clássicas de fotointerpretação (Soares & Fiori 1976) adaptadas a aerogeofísica, acrescidas de métodos de estimativa de profundidade de fontes magnéticas – Deconvolução de Euler e normalizações das concentrações gamaespectro-métricas em três classes. Esta técnica permite delimitar domínios com características geofísicas que favorecem a correlação com os litotipos aflorantes na área e as estruturas rasas e profundas. Os produtos geofísicos utilizados na interpretação foram: mapa gamaespectrométrico, imagem ternária RGB, composta pelos canais gamaespectrométricos individuais normalizados em três classes, e mapa magnetométrico, imagem ternária CMY, composta pelos produtos dos gradientes horizontais e vertical do campo magnético anômalo aplicado o filtro passa-banda: gradiente horizontal total (Cordell & Grauch, 1985), inclinação do sinal analítico (Miller & Singh, 1994) e transformada *sigmun* de primeira ordem (Ferreira *et al.*, 2012). Ainda no contexto magnetométrico, para estimativas de profundidade das fontes magnéticas foram utilizados o espectro de potência radial (Spector & Grant, 1970) e a Deconvolução de Euler (Thompson, 1982).

## CONTEXTO REGIONAL

A compartimentação geotectônica proterozoica na área de estudo - região sudeste do estado do Amazonas, é representada pelo arranjo de vários terrenos da Província Rondônia-Juruena (1,85–1,72 Ga, Santos et al., 2004).

A Província Rondônia-Juruena compreende um segmento crustal do Cráton Amazonas que se dispõe segundo a direção regional WNW-ESE a E-W e é constituído por terrenos granitoides e vulcanossedimentares, que são distribuídos nos domínios tectonoestratigráficos Roosevelt-Juruena (Santos et al 2000), que posteriormente foi dividido em: Juruena – Arco Magmático Juruena (1,85 - 1,72 Ga), e Roosevelt-Aripuanã (1,76 - 1,74 Ga), e Jamari (1780 - 1620 Ga).

## GEOLOGIA LOCAL

A geologia da área de estudo é representada pelas unidades paleoproterozoicas dos Domínios Juruena, Roosevelt-Aripuanã e Jamari (Costa *et al.*, 2011), essas unidades, com intuito de simplificar a interpretação geotectônica, são agrupadas em duas sequências: i) Sequência de Embasamento, que é constituída pelas sucessões vulcânicas e vulcano-clásticas do Grupo Colíder (1,80–1,78 Ga) e por granitoides cálcio-alcálicos da Suíte Teodósia (1,76 Ga) e corpos intrusivos com tendência alcalina das Suíte Igarapé das Lontras (1,75 Ga), há ainda, intrusivos nessas unidades ocorrem corpos graníticos da Suíte Serra da Providência (1,57–1,53 Ga) e Rondonianos (1,08–0,97 Ga), e ii) Sequência Supracrustal, composta por rochas dos Grupo Vila do Carmo e Formação Morcego (1,76–1,52 Ga), além do Grupo Beneficente (<1,46 Ga) completam o quadro geológico da região. Na sequência de embasamento os litotipos apresentam tramas que variam de isotrópicas a miloníticas (gnáissicas), definindo zonas espaçadas de alto *strain*, que têm duas direções principais. Dados isotópicos de litótipos deformados mostram idades de 1.480 Ma e 1.300 Ma (Almeida et. al., 2012), obtidas a partir de cristais de anfibólio e muscovita, respectivamente, pelo método Ar-Ar *step heating*, e idade de 1.530 Ma, obtida a partir de bordas de recristalização em cristais de zircão, pelo método U-Pb LA-ICP-MS, caracterizando eventos tectonotermiais mesoproterozoicos associados tanto às fases mais precoces quanto mais tardias da Orogenia Rondoniana-San Inácio (Bittencourt *et al.*, 2010) ou Sunsás (Santos *et al.*, 2002).

## ARCABOUÇO MAGNETO-TECTÔNICO

Arcaouço magneto-tectônico delineado para área de estudo foi obtido a partir da composição ternária CMY das imagens magnéticas: gradiente horizontal total - GHT, inclinação do sinal analítico - ISA, e transformada *signum* de primeira ordem - STz.

O resultado da interpretação magnetométrica apresenta lineamentos com significado geológico-estrutural submetidos a análises geoestatísticas fundamentadas em parâmetros geométricos (direção azimutal e comprimento), caracterizam na área de estudo dois domínios magneto-tectônicos principais: I) Domínio Magnético Juruena - DMJ, que se apresenta ao longo da diagonal NW-SE da área de estudo e é composto por lineamentos magnéticos curtos (< 10 km) gerados por fontes magnéticas profundas, com direções azimutais variando entre 087° e 125° Az, e II) Domínio Magnético pós-Juruena - DMpJ, dominante em duas porções da área de estudo, localizadas a nordeste e sudoeste do DMJ, as quais são constituídas por lineamentos magnéticos extensos (> 10 km) gerados por fontes magnéticas de profundidade média, com direções azimutais variando de 036° e 078° Az.

A geometria dos lineamentos e as estimativas de profundidade de suas fontes, essa última obtida através da Deconvolução de Euler do CMA, sugerem para os lineamentos que compõem o DMJ uma origem através de um evento deformacional dúctil, com cinemática destrai. Para os lineamentos do DMpJ acredita-se numa origem associada a um evento de natureza rúptil-dúctil, também com cinemática destrai. Por fim, as relações de truncamento entre os lineamentos magnéticos sugerem que o DMJ é mais antigo que o DMpJ, como já é sugerido pela nomenclatura dos domínios.

## GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estrutural na área de estudo é apresentada em cinco perfis: (1) Perfil Aripuanã – PA: mostra o contato (tectônico) entre as sequências supracrustais e do embasamento,

representado por uma zona de cisalhamento transpressiva dextral, com direção NW-SE. As feições tectônicas observadas ao longo do perfil são: foliações miloníticas (N70°W 70°/SW) com lineações de estiramento com alto *rake* e acamadamentos basculados (N30°W 40°/SW). Por fim, na macro-escala observam-se dobras desenhadas pelos litótipos da sequência supracrustal, (2) Perfil Guariba – PG: intercepta uma faixa deformacional de direção NW-SE materializada nas rochas do Grupo Colíder, Suíte Teodósia, Complexo Quatro Cachoeiras e Suíte Serra da Providência. Essa zona de alto-*strain* é constituída internamente por estruturas dúcteis, que caracterizam três fases de deformação superpostas, que são: D1 – foliações miloníticas com lineações de estiramento de alto *rake* e dobras isoclinais, que foram geradas por uma tectônica de empurrão - *Nappes*, com transporte tectônico para sudoeste, D2 – dobras e clivagens de crenulação – em rochas metassedimentares, essas feições tectônicas desenvolvem-se sobrepostas foliações miloníticas e plano axiais D1, e D3 – zonas de cisalhamento dextrais com direção NNW-SSE, que truncam D1 e D2, (3) Perfil Roosevelt Norte - PRN intercepta a continuidade norte da faixa deformacional de direção NW-SE, no entanto, no PRN é observada menor intensidade de deformação e apenas registros de dois eventos deformacionais, que são: D1 – que é representado por foliações miloníticas e lineações de estiramento com baixo *rake*, que caracterizam zonas de cisalhamento espaçadas, cuja cinemática é dextrais com direção NW-SE, e D2 – que tem seus registros preservados em lentes de micaxisto (e/ou ultramilonitos), os quais são clivagens de crenulação S<sub>2</sub> N70°E 70°/SE, (4) Perfil Roosevelt Sul – PRS é composto por rochas supracrustais do Grupo Beneficente e da Formação Morcego, além de granitos (Suíte Serra da Providência) e diabásios (Mata-Matá). Nesse perfil observa-se a discordância angular entre o Grupo Beneficente (S<sub>0</sub> N50°W 30°/SW), e a Formação Morcego (S<sub>0</sub> N80°W 50°/SW). O contato tectônico entre a Formação Morcego e a Suíte Serra da Providência é uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NE-SW. Além de imprimir nas rochas da Suíte Serra da Providência uma deformação de natureza dúctil-rúptil representada por zonas de cisalhamento espaçadas, responsável pelas foliações miloníticas (S<sub>m</sub> N50°E 80°/SE) e lineações de estiramento com baixo *rake*, caracterizando assim mega-estruturas transpressivas dextrais, e por fim (5) Perfil Manicoré – PM, constitui uma faixa de deformação NW-SE, observada nos PG e PRN, que controla a disposição das unidades observadas no PM (Grupo Colíder e suítes Teodósia, Igarapé das Lontras e Serra da Providência, além do Grupo Beneficente), no entanto, internamente essas unidades apresentam litótipos, preferencialmente isotrópicos com raras feições estruturais – foliações e zonas de cisalhamento, cujas atitudes são N45°E 80°/SE. Ainda no PM, observa-se o contato tectônico entre as sequências supracrustais (Grupo Beneficente) e de embasamento (Suíte Teodósia), que é materializado por uma falha normal com direção geral NW-SE.

## DOMÍNIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS DA PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

A integração entre os perfis geológicos-estruturais e os domínios magnéto-tectônicos caracteriza na região sudeste do estado do Amazonas terrenos dos domínios tectono-estratigraficos Juruena e Roosevelt-Aripuanã. A evolução desses terrenos na região ocorreu através de três eventos deformacionais: D1 – representa a edificação e a deformação atrelada a orogenia Juruena e a deposição de bacias tipo *back-arc*, as quais constituem a sequência supracrustal da região que representa o Domínio Roosevelt-Aripuanã., Este evento é representado por mega-estruturas com direção NNW-SSE e transporte tectônico para sudoeste, D2 – representa a reativação de mega-estruturas do Arco Juruena e a deformação das sequências supracrustais do Domínio Roosevelt-Aripuanã. A intensidade desse evento diminui ao longo da faixa deformacional NW-SE, como pode ser observado nos perfis Guariba, Roosevelt Norte e Manicoré. Ainda associado a esse evento ocorrem intrusões de corpos graníticos da Suíte Serra da Providência e a deposição dos sedimentos do Grupo beneficente, e por fim D3 – que corresponde ao evento deformacional pós-Juruena, que trunca todo o sistema Juruena, que é representado por D1 e D2. Sua estruturação é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção NE-SW.

## RETRABALHAMENTO MESOPROTEROZOICO DA PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

Bettencourt *et al.* (2010) apresentam uma revisão do conhecimento geológico da Província Rondoniana-San Inácio na qual caracterizaram, através de dados isotópicos, diversos terrenos na Província Rio Negro-Juruena retrabalhados por orogenias mesoproterozoicas e limitam esse retrabalhamento a litotipos correlatos ao Domínio Jamari – Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.* 2004), nos estados de Rondônia e Mato Grosso. No entanto, a proposta de evolução tectônica proposta nesse trabalho mostra que o arcabouço estrutural da região sudeste do Amazonas é afetado por eventos deformacionais pós-Juruena, os quais são representados por zonas de cisalhamento com direção NE-SW (evento D3). O metamorfismo associado a este evento é mesoproterozoico e de grau-baixo, tendo sido datado pelo método Ar-Ar *step-heating* em minerais (Almeida *et al.*, 2012) (entre 1,48 Ga (anfíbólio) e 1,32 Ga (muscovita). Conclui-se dessa forma que o retrabalhamento Rondoniano-San Inácio mesoproterozoico se estende até a região sudeste do Amazonas.

### REFERÊNCIAS

- Almeida, M.E., Costa, U.A.P., Betiollo, L.M., Reis, N.J. Splendor, F. Bahia, R.B.C., Ruffet, G. 2012. Idades Ar-Ar step heating em milonitos do sudeste do Amazonas: Implicações na evolução tectonothermal da Província Rondônia-Juruena. In: SBG, 46, Cong. Bras. Geol., Santos, SP. Anais.
- Bettencourt J.S., Leite W.B. Jr., Ruiz A.S., Matos M., Payolla B.L., e Tosdal R.M., 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. In: Journal of South American Earth Sciences 29 (2010) 28–46.
- Costa U A P, Oliveira A C S, Almeida M E, Reis N J, Betiollo L M, Bahia R B C, Oliveira A A, Souza A G H, Splendor F. 2011. Evolution of the Geological Knowledge in the Southern Amazon Craton Due to Sitematic Mapping in Amazonas State, Brazil. In: 14 Cong. Lati-Americ. Geol.
- Lacerda Filho, J. V., Abreu Filho W., Valente C. R., Oliveira C. C., Albuquerque M. C. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. Programa integração, atualização e difusão de dados da geologia. CPRM. 200 pp. + Mapas, 2004.
- Santos J.O., Hartman L.A., Gaudette H., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of the field mapping and the U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, v. 3, p. 435-488, 2000.
- Scandolara, J.E., *et al.* 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia (Volume 2). Manaus, SBG-NO, 9:251-340.
- Silva A.M. 1999. Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Soares P. C., & Fiori A. P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. Notícia Geomorfológica, v. 16, n. 32, p. 71-103.

## O GRANITO SÃO DOMINGOS NA ZONA DE CISALHAMENTO INDIVAÍ-LUCIALVA: ASPECTOS PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS

Bruna Coldebella<sup>1,6,7,8</sup>, Isaac Siles Malta<sup>1,6,7</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>5,6,7</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>4,6,7</sup>,  
Maria Elisa Fróes Batata<sup>6</sup>, Daniel Ramos<sup>1</sup>, Hálleph Antonio Campos Mariano<sup>1,6,7</sup>, Mateus Moura  
Agostta<sup>1,6,7</sup>.

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia/UFMT, <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT, <sup>3</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG/UFPA <sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT, <sup>5</sup>Departamento de Recursos Minerais, CET/UFMT, <sup>6</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé, <sup>7</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM, brunacoldebella@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

O Granito São Domingos pertence à Suíte Intrusiva Guapé e encontra-se no contexto da Província Sunsás, sendo afetada pelos efeitos dinâmicos da Zona de Cisalhamento Indivaí-Lucialva (Ruiz 2005).

Segundo Matos et al. (2009) o Granito São Domingos insere-se no contexto de grandes intrusões graníticas tardi a pós-tectônicas pertencentes à Suíte Intrusiva Guapé com composição monzogranítica e associações cálcio-alcalinas, localizadas em importantes zonas de cisalhamento da Orogenia Sunsás (1,25-1,00 Ga), das quais destaca-se a Zona de Cisalhamento Indivaí-Lucialva.

De acordo com Ruiz (2005), a Zona de Cisalhamento Indivaí-Lucialva, demonstra uma cinemática normal com movimento de topo para NE, justapondo o batólito Santa Helena aos conjuntos metavulcano-sedimentares e ortognaisses cinzas pertencentes ao embasamento do Terreno Jauru. As idades por Ar-Ar de 916 e 915 Ma (Ruiz 2005) sugerem que a deformação cisalhante foi desenvolvida pelo rearranjo crustal ocorrido durante a Orogenia Sunsás.

Este trabalho tem como objetivo apresentar os dados petrográficos preliminares da influência da extensão não mapeada da Zona de Cisalhamento Indivaí-Lucialva no Granito São Domingos, visando contribuir para o entendimento dos efeitos deformacionais e metamórficos da deformação associada ao cisalhamento normal relacionado à Orogenia Sunsás.

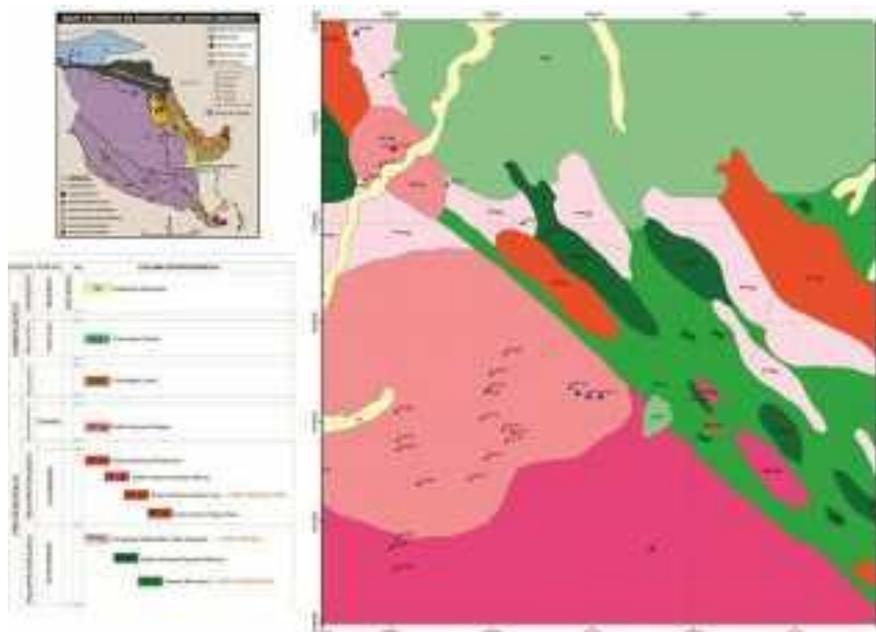


Figura 1- mapa geológico da Folha Jauru, modificado de Matos et al. (no prelo) e Mapa Tectônico do Sudoeste do Cráton Amazônico, extraído de Ruiz (2009).

### ASPECTOS PETROGRÁFICOS E DE CAMPO

O Granito São Domingos ocorre em blocos e lajedos, exibindo-se deformado e com orientação dos minerais (Fig. 2A), devido ao contato com a extensão da Zona de Cisalhamento

Indiavaí-Lucialva. Consiste de rochas leucocráticas, rosadas (Fig. 2B), com granulação fina à média e textura variando de inequigranular xenomórfica até porfirítica, sendo composto por quartzo, feldspatos alcalinos, plagioclásio, biotita e muscovita e por minerais acessórios tais como titanita, apatita, zircão e opacos.

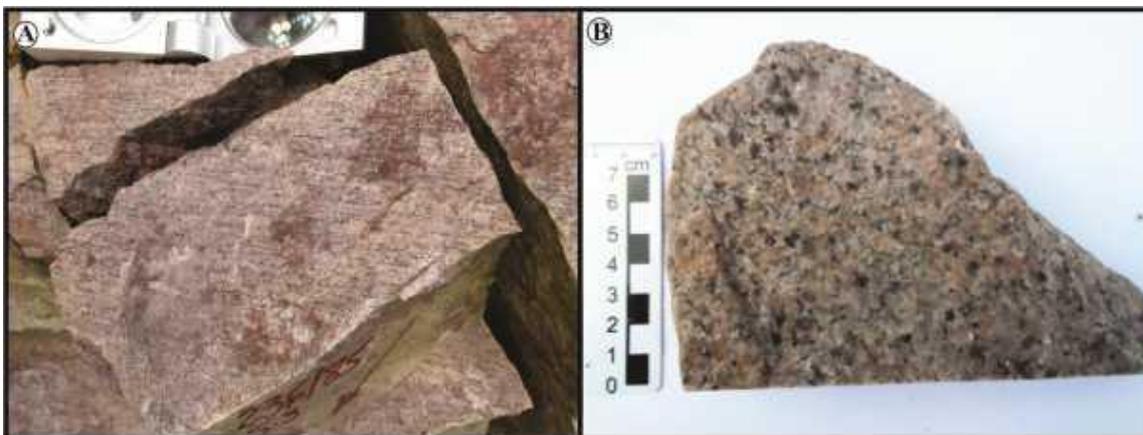


Figura 2- Aspectos macroscópicos, ilustrando em: A) minerais exibindo orientação, próximo à zona de cisalhamento e B) minerais sem orientação.

O quartzo ocorre em grãos anédricos arredondados ou alongados (Fig. 3 E) com dimensões de até 5 mm, apresentando feições deformacionais na forma de *ribbons* (Fig. 3 D e F) e extinção ondulante. Por vezes, encontra-se como vermículas, intercrescidas no plagioclásio caracterizando textura mirmequítica.

Os feldspatos alcalinos é representado pela microclina e ortoclásio na forma de grãos anédricos a subédricos com dimensões que variam de 1 a 2,5 mm. A microclina possui geminação característica em grade e intercrescimento perítico disposto em *drops* e *strings*. O ortoclásio não apresenta macla e mostra maior alteração no núcleo de seus grãos do que a microclina, evidenciada por sericitização e argilização.

O plagioclásio consiste de grãos anédricos a subédricos com granulação que chega até 1,5 mm, geminações do tipo albita e Carlsbad são comuns, porém predominam combinadas com uma discreta deformação. Apresenta-se em estágio de alteração mais elevado do que o feldspato alcalino.

A biotita pertence a paragênese primária e apresenta-se em palhetas anédricas à subédricas de até 1 mm, com pleocroísmo de marrom a castanho-claro, dispostas de forma orientada (Fig. 3 A B) . Em algumas porções ocorrem associadas à muscovita, e raramente exibem feição de deformação do tipo *kink*.

A muscovita ocorre como cristais primários, dispostos de forma subédrica de até 1 mm, hábito prismático, sem pleocroísmo, sendo que em algumas seções apresentam-se radiada e intercalada por cristais de quartzo e plagioclásio (Fig. 3 C).

A titanita ocorre de forma granular anédrica, e às vezes associada a opaco e epidoto. Os minerais do Grupo do epidoto estão representados por alanita primária e epidoto e clinozoisita secundárias. Vale ressaltar que a alanita ocorre metamítica e zonada com bordas formadas por clinozoisita e zoisita.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito São Domingos quando aflora distante da à Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva apresenta-se equigranular sem registro de foliação tectono-metamórfica típica das *shear zones*, a passo que nos sítios de influência da deformação por cisalhamento, é muito expressivo o desenvolvimento de trama orientada (foliação milonítica) dada pela orientação preferencial dos minerais placóides, em particular a biotita, e a formação de *ribbons* discretos em cristais de quartzo preferencialmente. Ao contrário do apresentado em Ruiz (2005), nesse setor estudado, a Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva afeta o Granito São Domingos, separando-o em dois segmentos

distintos de um único batólito.

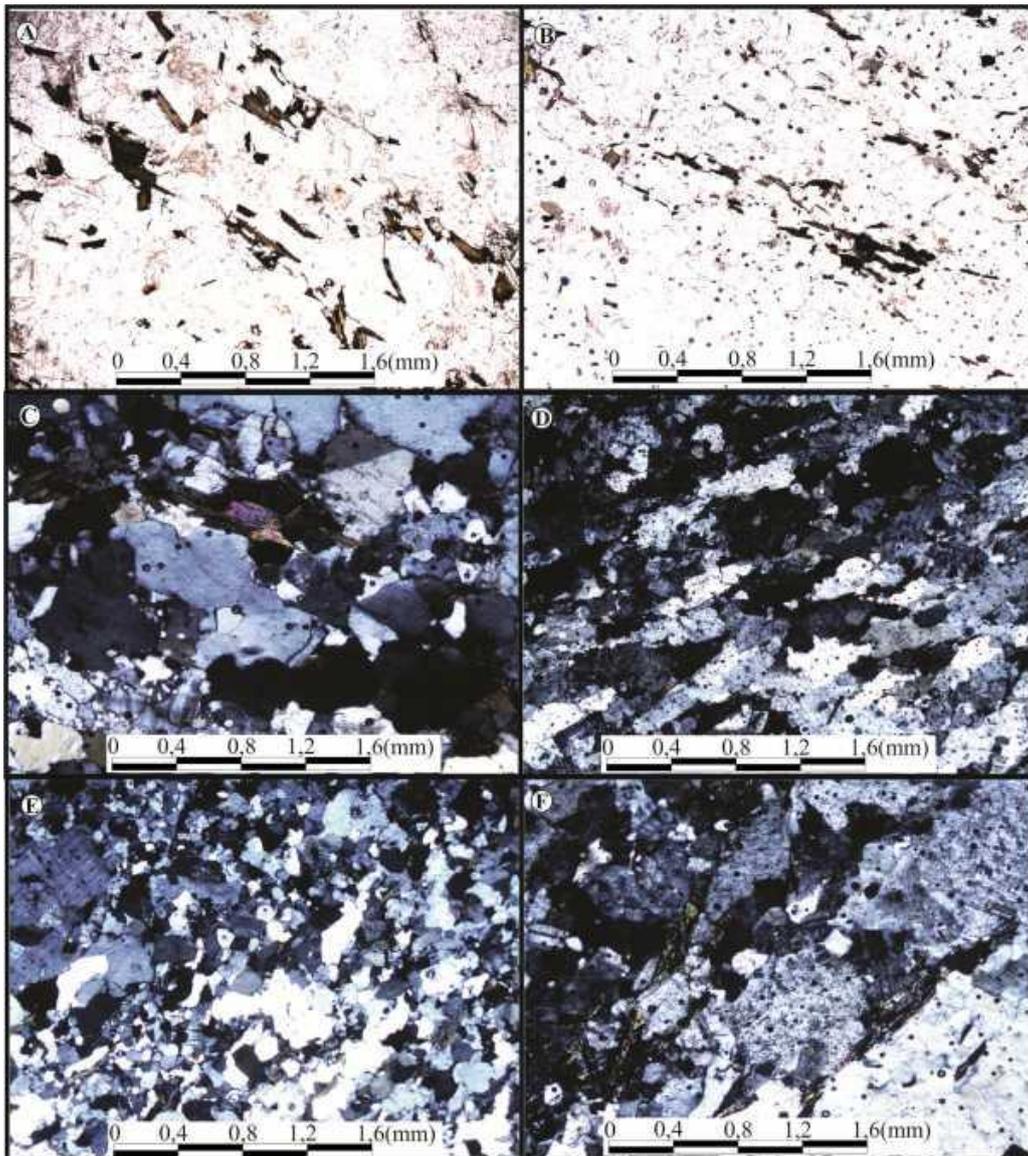


Figura 3- Fotomicrografias do Granito São Domingues, ilustrando: A) e B) orientação da biotita, C) muscovita primária, D), E) e F) orientação do quartzo em *ribbons*.

#### REFERÊNCIAS

- Matos, J. B., Silva, C. H., Costa, A. C. D., Ruiz, A. S., Sousa, M. Z. A, Batata, M. E. F., Costa, P. C. C. C. da, Paz, J. D. S. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jauru (SD.21-Y-C-III). 2011. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).
- Ruiz, A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.
- Ruiz, A. S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais. 159-163.

## ESTRUTURAÇÃO DOS ARCOS MAGMÁTICOS PALEOPROTEROZOICOS NA PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS E METALOGENÉTICAS

Caetano Juliani<sup>1,5</sup> (cjuliani@usp.br), Cleyton de Carvalho Carneiro<sup>1,2,5</sup> (cleyton@usp.br), Saulo Alves Carreiro-Araújo<sup>3</sup> (s.carreiro@petrobras.com.br), Carlos Marcello Dias Fernandes (cmdf@bol.com.br)<sup>4,5</sup>, Lena Virginia Soares Monteiro<sup>1,5</sup> (lena.monteiro@usp.br), Alvaro Penteadó Crósta<sup>2</sup> (alvaro@ige.unicamp.br)

<sup>1</sup>GSA/IGUSP, <sup>2</sup>DGRN/UNICAMP, <sup>3</sup>Petrobras-E&P/Exp, <sup>4</sup>IG/UFPA, <sup>5</sup>INCT-Geociam

### INTRODUÇÃO

A evolução do Cráton Amazônico foi inicialmente associada por Amaral (1974) a uma plataforma arqueana retrabalhada por intenso plutonismo e vulcanismo anorogênico no Paleoproterozoico, conhecido como magmatismo Uatumã. Cordani (1979), com base em dados geocronológicos, interpretou a evolução do cráton como relacionada a arcos magmáticos insulares amalgamados ao redor de um núcleo arqueano. A evolução dos estudos resultou na distinção de diversas províncias geocronológicas (Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2000), corroborada por dados geocronológicos precisos, bem como de isótopos radiogênicos que evidenciam fontes juvenis para as rochas dos terrenos paleoproterozoicos.

Dados resultantes de mapeamentos geológicos, petrologia das rochas ígneas félsicas e intermediárias, litoquímica, geocronologia e geofísica orbital e aerotransportada, no entanto, permitem novas interpretações, apresentadas nesse trabalho, sobre a geração e evolução tectono-magmática dos terrenos paleoproterozoicos na parte sul do Cráton Amazônico, em especial das unidades agrupadas no Supergrupo Uatumã *sensu lato*, e sua influência nos terrenos arqueanos da Província Carajás e suas relações com o Domínio Bacajá.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

A evolução do cráton tem sido associada a eventos de subducção de sudoeste para nordeste que teriam resultado na amalgamação de diversos arcos insulares (Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2000) produzidos durante a evolução de orógenos acrescionários (Cordani & Teixeira, 2007).

Entretanto, os mapeamentos geológicos mais recentes não evidenciam associações de rochas supracrustais sequer semelhantes àquelas tipicamente geradas em arcos insulares e nem metamorfismo e deformação compatíveis com esse tipo de ambiente tectônico. Na Província Mineral do Tapajós (PMT), nota-se ainda que as mesmas unidades plutônicas e supracrustais são encontradas tanto nos terrenos atribuídos aos arcos insulares acrescidos como ao continente mais antigo, o que seria incompatível com o modelo acrescionário proposto. Em maior detalhe, observa-se que a estruturação desses arcos é baseada na presença de rochas plutônicas cálcio-alcalinas pouco evoluídas, notadamente tonalitos e granodioritos, de diferentes idades, enquanto as rochas vulcânicas félsicas de Ca. 1,88 Ga (Supergrupo Uatumã) são usualmente consideradas anorogênicas. No entanto, distinguem-se entre essas vulcânicas as unidades cálcio-alcalinas de ca. 2,0 Ga correlatas à Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.*, 2002). Na PMT, o modelo vigente define a existência de arcos magmáticos mais antigos e menos evoluídos na parte sul da província, com arcos plutônicos gradativamente mais recentes aflorando na direção nordeste, produto da acreção sequenciada de arcos insulares, o que indicaria a existência de diversos arcos desenvolvidos num intervalo de ~260 Ma. Esse modelo de distribuição dos terrenos indica, entretanto, que o arco mais antigo situa-se na borda da massa continental constituída em Ca. 1,87 Ga. Com isso, outros arcos insulares teriam se formado sequencialmente dentro do oceano que estava se fechando, já que os arcos mais novos estão mais próximos do núcleo continental. Em terrenos mais recentes, no entanto, observa-se comumente o inverso.

A análise de estruturas dessa parte do cráton destaca lineamentos de direção E-W, em continuidade com as zonas de cisalhamento arqueanas da região de Carajás (Fig. 1) e que prolongam-se até além do Rio Tapajós. Parte dessas estruturas E-W condicionaram a colocação de rochas vulcânicas félsicas e intermediárias cálcio-alcalinas, o que sugere fortemente que o

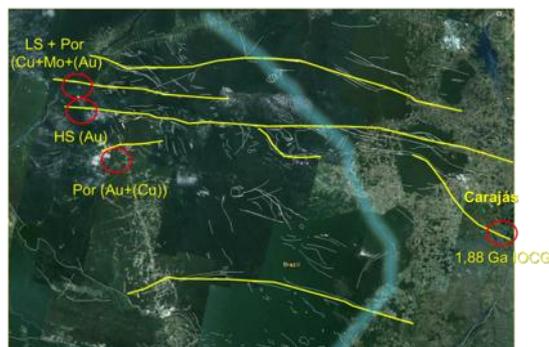
embasamento arqueano está presente sob a cobertura de vulcânicas e intrusões de tonalitos e granodioritos que definem arcos magmáticos. Essas estruturas impossibilitam a interpretação de acreção continental fundamentada na colagem de arcos insulares, já que não seria possível explicar a continuidade desses lineamentos em terrenos com evolução em diferentes regiões separadas por oceanos.

Adicionalmente, o magmatismo cálcio-alcálico epizonal que propiciou a geração das mineralizações epitermais e do tipo pórfiro de ca. 1,88 Ga na PMT (Fig. 1), bem como as caldeiras vulcânicas, associam-se com as estruturas E-W. E, ainda mais, essas mesmas estruturas também controlaram a instalação dos sistemas IOCG de 1,88 Ga em Carajás (Moreto *et al.* 2013), indicando que sistemas hidrotermais regionais instalaram-se na parte sul do cráton no final do Paleoproterozoico. A colocação de magmas epizonais ao longo de estruturas E-W apenas seria possível se o magmatismo félsico fosse anorogênico. Entretanto, dados litoquímicos das vulcânicas e pórfiros associados geneticamente com as mineralizações epitermais e do tipo pórfiro no Tapajós mostram típicas filiações cálcio-alcálicas de ambiente orogênico, mas de margens continentais ativas, ou seja, de arcos magmáticos continentais e não insulares. Adicionalmente, as rochas sedimentares associadas a esse evento são de margens continentais a fluviais, o que reforça essa interpretação.

Por outro lado, em orógenos acrescionários continentais fanerozoicos e modernos, grandes estruturas tectônicas paralelas à zona de subducção controlam a colocação dos magmas em profundidade, estruturam campos vulcânicos e orientam os arcos magmáticos o que, por analogia, sugere que a subducção na parte sul do Cráton Amazônico orientava-se segundo E-W, com a subducção de sul para norte, como indicado pelos zonamentos magmáticos e metalogenéticos (Juliani & Fernandes, 2010, Juliani *et al.*, 2013) e pelo possível estágio de *flat-subduction* indicado por Fernandes *et al.* (2011) para geração do vulcanismo cálcio-alcálico de ca. 1,88 Ga na região de São Félix do Xingu.

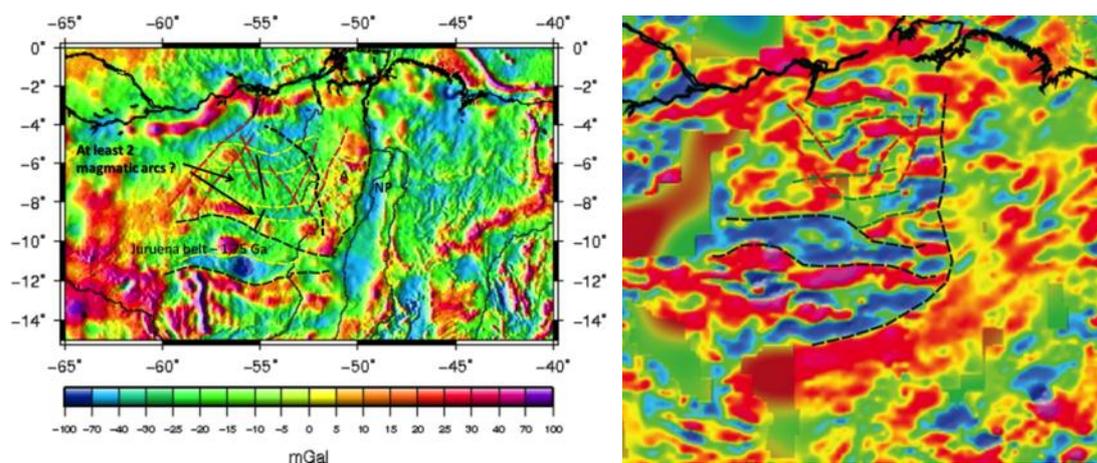
Evidências de que a estruturação de primeira ordem da parte sul do Cráton Amazônico E-W são também mostradas pela anomalia Bouguer e pelo campo magnético (Fig. 2 e 3), como detalhado em Carneiro *et al.* (2013). Adicionalmente, as anomalias Bouguer definem duas faixas de altos e baixos de orientação E-W que sugerem a existência de dois arcos magmáticos justapostos (Fig. 3). Essa estruturação é relacionada à espessura da crosta, como indicado pela profundidade da descontinuidade de Mohorovicic nessa faixa (Carneiro *et al.*, 2013). Esses dados também indicam que o bloco Carajás foi alçado alguns quilômetros em função da colisão do cinturão Araguaia, até as proximidades de São Félix do Xingu, motivo pelo qual a cobertura vulcânica *sensu lato* Uatumã foi removida, e que há um forte adelgaçamento da crosta nos terrenos neoproterozóicos, mesmo com a continuidade do embasamento arqueano sob parte dessa região, definindo um nítido evento de empurrão para oeste, possivelmente com *nappes*, no Neoproterozoico.

Carneiro *et al.* (2013) definem que as estruturas magnetométricas orientadas em NW-SE são rasas na PMT, com profundidades menores que 3 km. No entanto, sob as vulcânicas e granitos epizonais gerados nos arcos paleoproterozoicos, a crosta estrutura-se anastomosadamente segundo E-W com indicações de mergulhos para norte, de modo análogo ao observado nos terrenos arqueanos de Carajás. Juliani & Fernandes (2010) observaram que falhas com orientação NW-SE e NE-SW foram condutos preferenciais para colocação dos magmas tardi-orogênicos e anorogênicos em 1,88-1,86 Ga, que são responsáveis pelas anomalias NW-SE na PMT. Sendo os magmas tardi-orogênicos composicionalmente os mais apropriados para transporte e deposição do ouro em sistemas magmáticos-hidrotermais, esse aspecto, juntamente com a evolução da erosão cenozóica no Tapajós, poder explicar a distribuição dos garimpos de ouro com importante orientação NW.



**Figura 1** – Principais lineamentos em amarelo indicando que as estruturas tectônicas de Carajás têm continuidade até além do rio Tapajós. Círculos vermelhos destacam mineralizações de ca. 1,88 Ga. LS = *low-sulfidation*, HS = *high-sulfidation*, Por = pórfiro.

Observa-se também que o embasamento da mineralização *low-sulfidation* é formado por granitos sub-vulcânicos de ca. 2,0 Ga, onde os trabalhos prévios indicam a presença do arco magmático Parauari, de ca. 1,89 Ga. No embasamento das vulcânicas de 1,96 Ga na parte sul da província, os tonalitos tem ca. 2,12 Ga. Assim, sugere-se que a parte sul do Crátom Amazônico é constituída por um embasamento arqueano que se adelgaça para oeste, sobre o qual se desenvolveram pelo menos dois arcos magmáticos continentais.



**Figura 2** – Mapa de anomalia Bouguer indicando a possível existência de dois arcos magmáticos ainda não discriminados e estruturas NW-SE e SW-NE que controlaram o magmatismo tardi-orogênico e orogênico do tipo A. **Figura 3.** Mapa magnetométrico evidenciando a mesma estruturação. Notar a continuidade das estrutura arqueanas e paleoproterozoicas no Cinturão Araguaia. A= Terrenos arqueanos, NP = Cinturão Araguaia.

## CONCLUSÕES

Conclui-se, considerando-se as estruturas tectônicas, as definidas pela geofísica, o zonamento magmático e a especialização das mineralizações de metais de base e do ouro, que a parte sul do Crátom Amazônico é formada por pelo menos dois arcos magmáticos continentais, aqui nomeados Arcos Tapajônicos, um mais antigo (2,13 – 1,95 Ga), predominantemente na parte sul, e outro mais novo (1,89 – 1,87 Ga) superposto, na parte norte, ambos orientados na direção E-W. Os arcos foram gerados pela subducção de uma placa oceânica de sul para norte sob uma placa arqueana a paleoproterozoica. De modo análogo, entende-se que o Domínio Bacajá também deve estender-se para oeste, mas está em parte recoberto por rochas vulcânicas e cortado por intrusões dos arcos magmáticos supracitados. As estruturas E-W associadas à formação desses arcos propiciaram o desenvolvimento de mineralizações IOCG, epitermais e do tipo pórfiro, sendo, portanto, zonas potenciais para prospecção de metais de base e preciosos. A presença de

um arco magmático pouco evoluído na parte norte da PMT indica que pode haver dois zoneamentos magmáticos e metalogenéticos na parte sul do cráton, com grande potencial para ocorrência de mineralizações magmáticas-hidrotermais, metais de base e preciosos na região.

#### AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela concessão dos dados aerogeofísicos, especialmente à Dra. Maria Laura Azevedo e ao Dr. Alexandre Lago da DIGEOF/RJ, ao CNPq/CT-Mineral (Proc. 550.342/2011-7) e ao INCT-Geociam (573733/2008-2) - CNPq/MCT/FAPESPA/PETROBRAS).

#### REFERÊNCIAS

- Amaral G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência, IG/USP, 212 p.
- Carneiro C. de C., Carreiro-Araújo S.A., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Estruturação profunda na Província Mineral do Tapajós evidenciada por magnetometria: implicações para evolução tectônica do Cráton Amazonas. Simp. Bras. Geof. (submetido).
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Cong. Geol. Chileno, 2, Arica, Chile, Actas, p. 137-148.
- Cordani, U.G, Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. Geological Society of America Memoirs, 200, 297-320.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B. e Echeverri Misas, C.M., 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? Journal of South American Earth Sciences, 32(4), 351-368.
- Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 191, 167-179.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Carneiro, C. de C., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B., Aguja-Bocanegra, M.A., Tokashiki, C. do C., 2013. Controle tectônico e eventos magmáticos associados às mineralizações epitermais, do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de prospectividade. Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado, RS. [CDROM]
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. Prec. Res., 119,189-223.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D. 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado, RS [CDROM]
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3, 453-488.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22, 174-182.

## CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DA SERRA DE SÃO FRANCISCO- TERRENO RIO APA- PORTO MURTINHO-MS

Cinthy de Deus Souza<sup>1,4</sup>, Giulia Guimarães Barbosa Trivelli<sup>1,4</sup>, Maria Zélia Aguiar de Souza<sup>3,4</sup>,  
Amarildo Salina Ruiz<sup>2,4</sup>.

Programa de educação tutorial-PET/UFMT<sup>1</sup>, Departamento de Geologia Geral-DGG<sup>2</sup>, Departamento de Recursos Minerais- DRM<sup>3</sup>,  
Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia em Geociências da Amazônia-GEOCIAM<sup>4</sup>. cinthysouza17@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico realizado na Serra de São Francisco, localiza se nas proximidades do Município de Porto Murtinho –MS da Supersuíte Amoguijá do Terreno Rio Apa-SW do Cráton Amazônico (Fig.1) e, tem como objetivo acrescentar informações para a evolução tectônica da região. Lacerda Filho *et al.* (2006) baseando-se em características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, subdividem o Terreno Rio Apa em três compartimentos geotectônicos distintos, denominados: Remanescente de Crosta Oceânica, Arco Magmático Rio Apa e Arco Magmático Amoguijá. O Arco Magmático Amoguijá é composto pela suíte homônima subdividida em rochas plutônicas (Granito Alumiador) e vulcânicas (Vulcânicas Serra da Bocaina).

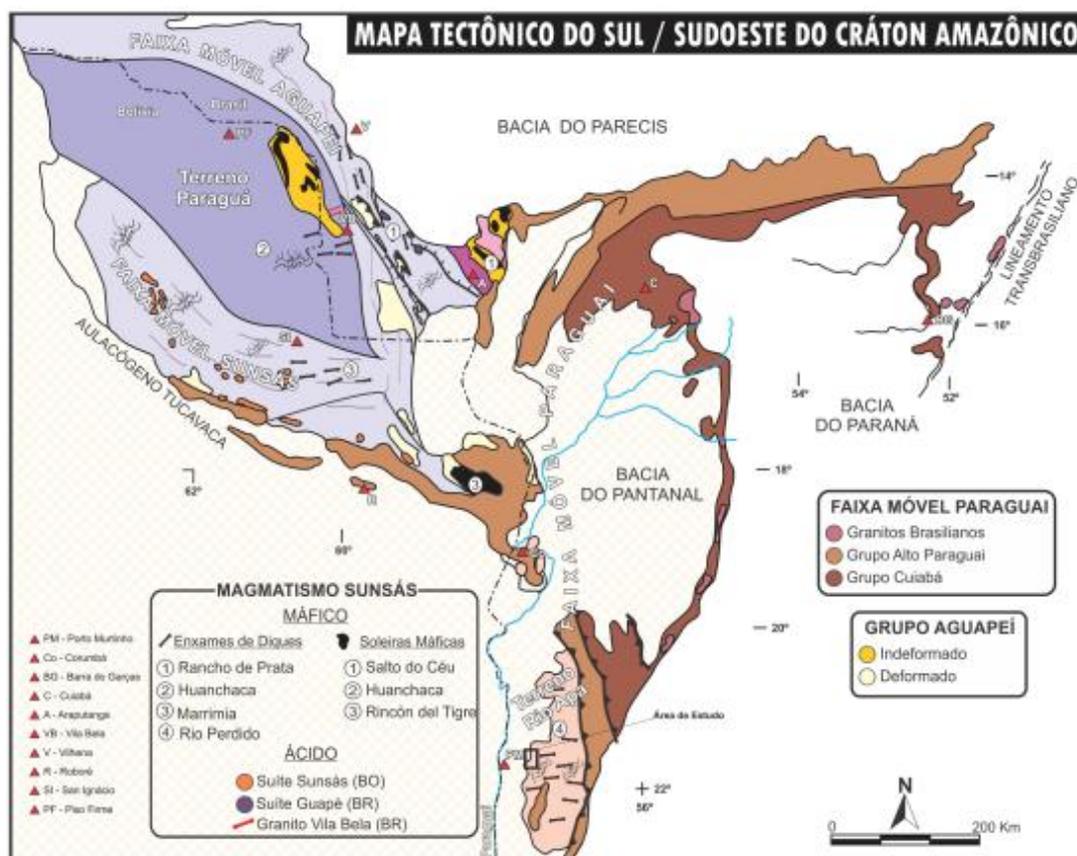


Figura 1- Mapa Tectônico do Sul/Sudoeste do Cráton Amazônico (Extraído de Ruiz 2010).

O estudo, inicialmente, constitui se de etapas de levantamentos bibliográficos, de trabalhos de campo, análises petrográficas, e análise estrutural preliminar. Em continuidade serão realizados estudos geoquímicos e isotópicos que serão relevantes para o conhecimento da evolução do magmatismo da Supersuíte Amoguijá.

## ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

Neste mapeamento realizado foi constatada a ocorrência de rochas graníticas em contato com vulcânicas, mas também, de faixas de anfibolito anisotrópico (Fig.2). Os granitos são leucocráticos, de cor rosa a vermelho, equi a inequigranular, muito finos a médios até porfiríticos, anisotrópicos. Duas fácies foram identificadas, ambas de composição monzogranítica sendo uma de granulação média e outra muito fina (microgranito), domina a parte mais elevada e central da serra.

Das vulcânicas podem se destacar duas fácies: fácies Brecha ignimbrítica, e Ignimbrito rico em cristais. A primeira é composta por rochas de cores avermelhadas, acinzentadas, esverdeadas e arroxeadas, que são caracterizadas pela grande quantidade de fragmentos líticos elipsoidais, arredondados e angulosos, com contatos abruptos a irregulares, tamanhos entre 0,3 e 7,0 cm, alguns constituídos de fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino e, às vezes amígdalas imersos em matriz fina. Os cristaloclastos essenciais identificados nesta fácies são de mesma composição dos fenocristais. A Fácies Ignimbrito rico em cristais apresenta cor vermelho a cinza-escuro, fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino imersos em matriz cinerítica fina. Os cristaloclastos, quando identificáveis a olho nu, são de quartzo e plagioclásio, com dimensões sempre inferiores a 3,0 mm.



Figura 2- Fotografias de campo e amostras de rochas que ocorrem na Serra de São Francisco: (A) e (C) fragmentos líticos em Brecha Ignimbrítica, (B) aspecto maciço do Ignimbrito rico em cristais, (D) e (E), respectivamente, afloramento e amostra avermelhada do Granito São Francisco, e (F) Anfibolito anisotrópico.

Ao microscópio, as rochas graníticas apresentam textura inequigranular fina a média, constituídas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, e biotita como único mineral máfico essencial, (Fig. 3). O quartzo ocorre em grãos anédricos arredondados e em subgrãos, com extinção ondulante, por vezes, recristalizado disposto em mosaico. O plagioclásio identificado como albita, apresenta-se em grãos anédricos alongados a cristais euédricos tabulares fortemente saussuritizado ou argilizado, com geminação albita e periclina, por vezes, combinadas e lamelas dobradas ou truncadas evidenciando deformação dúctil/rúptil, sendo observado também como fase hospede das pertitas. O feldspato alcalino está representado pela microclima e, ocorre em grãos anédricos a subédricos, com geminação em grade, intercrescimento pertítico, e forte alteração para argilominerais. A biotita ocorre em plaquetas e palhetas, isoladas ou formando agregados, parcial a totalmente cloritizada. Inclusões de cristais euédricos a subédricos de zircão que nela desenvolve halos pleocróicos. A paragênese de alteração é formada por clorita, epidoto, opacos, argilominerais e muscovita.

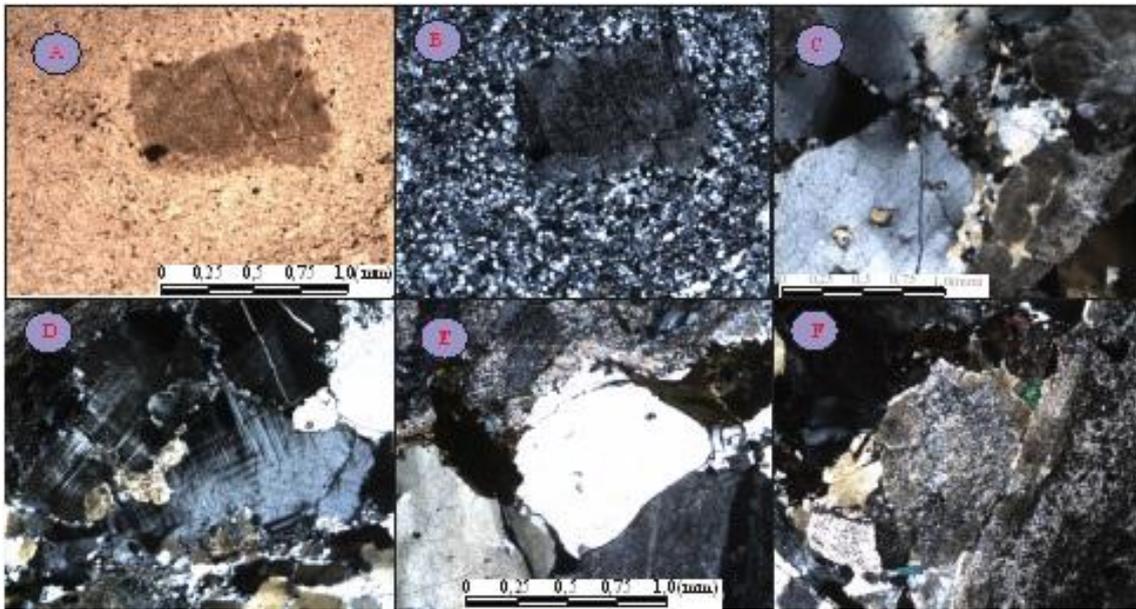


Figura 3- Fotomicrografias de rochas do Granito São Francisco: (A) textura porfírica da Fácies Microgranítica, (C) recristalização de quartzo, (D) microclina pertítica com drops de plagioclásio mais alterado, (E) textura inequigranular xenomórfica e biotita representando o único máfico essencial, (F) feldspato argilizado. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados a direita em (A) e cruzados em (B), (C), (D) e (E).

#### ANÁLISE ESTRUTURAL PRELIMINAR

O Granito São Francisco possui orientação mineralógica definindo uma foliação penetrativa (S1), caracterizada como xistosidade, bem definida pela orientação mineralógica do único mineral máfico essencial: a biotita. De acordo com as 21 medidas de foliação verificam-se o predomínio de mergulhos baixos, entre 25° e 35°, principalmente nos azimutes 80 a 100. Por meio desses dados, foi possível elaborar um diagrama de isofrequência, figura 4, que evidencia densidade máxima para os planos 100/33.

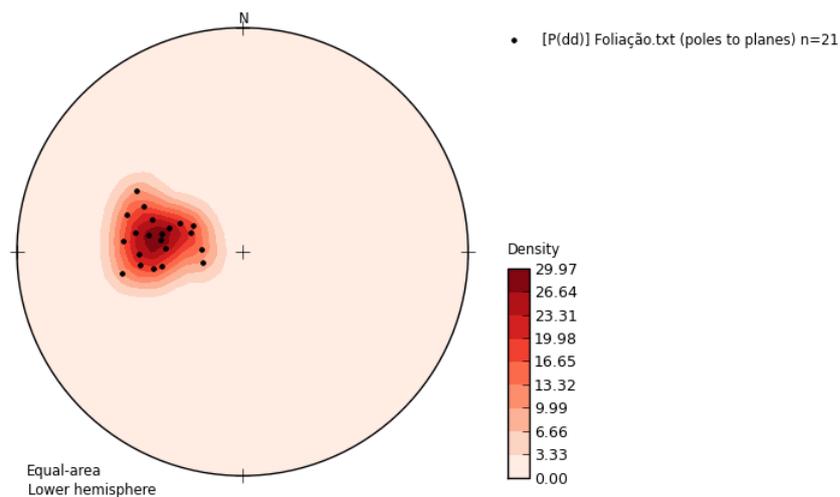


Figura 4- Diagrama de isofrequência para foliação evidencia densidade máxima para os planos 100/33.

## **CONCLUSÃO**

O estudo da área possibilitou a identificação de um magmatismo ácido plutônico e vulcânico na Serra de São Francisco. Foi verificada a ocorrência de rochas de composição monzogranítica em duas fácies principais: uma de granulação fina porfírica e outra média inequigranular, apresentando registro de uma única fase de deformação (S1), com direção preferencial NE e mergulhos baixos. As rochas vulcânicas apresentam duas fácies: Brecha Ignimbrítica e Ignimbrito rico em cristais. Neste mapeamento, também foi encontrado faixas de anfibolito anisotrópico em contato abrupto com o Granito São Francisco. Estudos isotópicos e geoquímicos serão necessários para um melhor conhecimento da evolução geológica desta porção do Cráton Amazônico.

## **REFERÊNCIAS**

- Lacerda Filho, J. V. de, Brito, R. S. C. de, Silva, M. da G. da, Oliveira, C. C. de, Moreton, L. C., Martins, E. G., Lopes, R. da C., Lima, T. M., Larizzatti, J. H., Valente, C. R. Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Geologia do Brasil (Convênio CPRM/SICME): Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Campo Grande: MMA, Governo do Estado do MS (CONVÊNIO CPRM-SEPROTUR/MS-EGRHP/MS), 2006. 121p. il. + mapas.
- Ruiz, A. S., Matos J. B., Lima, G.A., Batata, M.E.F. 2010. Mapeamento Geológico e Levantamento de Recursos Minerais da Folha Santa Bárbara. (SD.21-Y-C-V). Relatório Etapa de Mobilização. Cuiabá, CPRM/UFMT, p.35.

## ARCABOUÇO CRUSTAL DO CRÁTON AMAZONAS: UMA ABORDAGEM A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS

Cleyton de Carvalho Carneiro<sup>1,2,5</sup> (cleyton@usp.br), Saulo Alves Carreiro-Araújo<sup>3</sup> (s.carreiro@petrobras.com.br), Caetano Juliani<sup>1</sup> (cjuliani@usp.br), Alvaro Penteado Crósta<sup>2</sup> (alvaro@ige.unicamp.br), Lena Virginia Soares Monteiro<sup>2</sup> (monteiro.lena@gmail.com), Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>4</sup> (cmdf@bol.com.br)

<sup>1</sup>GMG/IGUSP, <sup>2</sup>DGRN/UNICAMP, <sup>3</sup>PETROBRAS-E&P/EXP, <sup>4</sup>IG/UFPA, <sup>5</sup>INCT-GEOCIAM

### INTRODUÇÃO

O Cráton Amazonas, o de maior extensão da América do Sul, já teve sua evolução crustal analisada por diversos autores. Dentre as principais propostas destacam-se as de Tassinari & Macambira (1999), Santos (2003), Cordani & Teixeira (2007) e Juliani & Fernandes (2011). No entanto, apesar da ampla e necessária discussão em termos petrográficos, geocronológicos, geoquímicos, estruturais e geológicos de superfície, ainda se faz necessário estudos do arcabouço crustal em profundidade, tendo como base os dados gerados a partir de métodos potenciais.

Dentre as aplicações possibilitadas pelos métodos potenciais, aquelas relacionadas ao estudo do arcabouço crustal têm destaque em diversas regiões do mundo (Ferreira, 1982, Ussami *et al.*, 1993, Mantovani & Brito Neves, 2005, Oliveira, 2005, Carreiro-Araújo, 2012). O cálculo que identifica a interface entre a crosta e o manto litosférico, a *Descontinuidade de Mohorovicic* (Moho), a partir de dados gravimétricos regionais, bem como a análise de estruturas em níveis crustais distintos com base em dados de magnetometria, auxiliam na compreensão da disposição dos blocos que formam a crosta.

Este trabalho tem por objetivo compreender o arcabouço tectônico em diferentes níveis crustais e a disposição da superfície da Moho em diferentes segmentos do Cráton Amazonas. Além disso, o estudo lança um olhar às estruturas que compõem a Província Tapajós, em diferentes níveis de profundidades. Para isso, foram utilizados dados gravimétricos do “*Earth Gravitational Model*” (EGM2008), “*National Geospatial-Intelligence Agency*” (NGA) e dados magnetométricos, adquiridos nos anos de 1997 e 2008 pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os resultados gerados a partir dos dados gravimétricos e magnetométricos, portanto, possibilitarão o fomento de discussões acerca dos modelos de evolução crustal do Craton Amazonas.

### MATERIAIS E MÉTODOS - DADOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS

O modelo gravitacional EGM08 representa uma evolução do modelo EGM96, que por sua vez, foi gerado a partir de dados gravitacionais de cerca de 40 satélites, dados de elevação de 27 fontes, e dados de altimetria por satélite na região marinha do TOPEX, do ERS-1 e do GEOSAT. O novo modelo EGM08 resultou em dados cuja acurácia do geóide apresenta RMS de ~15 cm. Os satélites da missão GRACE proporcionaram grande parte destas informações. Além destes satélites, foram utilizados dados das missões TOPEX/POSEIDON, JASON-1, ERS-1/2, GEOSAT, ENVISAT, GFO e ICESAT. Estes dados foram disponibilizados em “*grids*” de anomalia Bouguer, com intervalos médios de 2,5 x 2,5 arco-minuto.

Os dados magnetométricos são provenientes de três projetos aerogeofísicos adquiridos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM): (i) Província Aurífera do Tapajós - Bloco 1, (ii) Província Aurífera do Tapajós - Bloco 2, e (iii) Itaituba. Nos projetos (i) e (ii) foram geradas linhas de produção N-S, espaçadas em 1 km e linhas de controle E-W espaçadas em 13 km. O intervalo de amostragem foi de ~50 e 60 m, e a altura do vôo foi de ~100 m. Os dados do projeto (iii) apresentam linhas de produção N-S, com 0,5 km de espaçamento e linhas de controle E-W, com espaçamento de 10 km. O intervalo de amostragem foi de 0,1s e a altura de vôo foi de ~100 m. Os três projetos foram integrados em uma mesma base de dados, nivelada e micronivelada para remoção dos ruídos remanescentes (Urquhart, 1988, Minty, 1991, Luyendyk, 1997).

Os dados de anomalia Bouguer (AB) e do campo magnético anômalo (CMA) foram analisados a partir dos seus respectivos espectros. Para isso, foi utilizada a técnica desenvolvida

por Spector & Grant (1970) e refinada em um algoritmo por Phillips (2001, 2007), denominado “*matched filtering*”. O filtro é apropriado para mapear fontes potenciais em diferentes profundidades.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os dados de AB foram divididos em cinco faixas latitudinais (Fig. 1A) e quatro faixas longitudinais (Fig. 1B), onde foram calculados os respectivos valores de profundidade da Moho. Os blocos gerados pela intersecção entre as faixas latitudinais e longitudinais, no polígono B (Fig. 1), foram calculados a partir da média aritmética dos valores obtidos nas faixas A e B.

Na Figura 1C são mostrados os “grids” da primeira derivada vertical do CMA em diferentes níveis de profundidades. Esse resultado permitiu algumas observações quanto à geometria das fontes magnéticas e suas respectivas relações com feições geológicas. A Figura 1C-1, correspondente à profundidade rasa (1,48 km), mostra variações no CMA que indicam estruturas de direção E-W, sobrepostas por uma tendência NNW-SSE bem marcada. Estas estruturas, por sua vez, são truncadas por outras de direção NNE-SSW. Em profundidades crustais intermediárias (6,27 km), o resultado apresentado na Figura 1C-2 mostra feições de truncamento com evidências de que as estruturas E-W estão sobrepostas pelas estruturas de direção NNW-SSE. Em maiores profundidades (15,4 km) há predominância de expressivas estruturas alongadas na direção E-W (Fig. 1C-3). Estas estruturas mostram-se anastomosadas, irregulares e apresentam-se expressas nas diferentes variações de magnitude do CMA. Por último, a composição ternária das derivadas verticais do CMA em diferentes profundidades R(15,4 km)-G(6,27 km)-B(1,48 km), apresentada na Figura 1C-4, evidencia as direções de mergulho das fontes de anomalias magnéticas. Isso fornece indicações de que tais regiões anômalas alongadas na direção E-W estariam mergulhando, predominantemente, de sul para norte.

## CONCLUSÕES

As análises originadas a partir de dados gravimétricos e magnetométricos permitiram observações acerca de estruturas relacionadas à evolução tectônica do Cráton Amazonas. Grandes blocos crustais estruturados segundo a direção E-W (Fig. 2), com formas anastomosadas, concordantemente com as zonas de cisalhamento arqueanas de Carajás (de ca. 2,8 Ga e com reativações posteriores), desenham o arcabouço crustal da porção sul do cráton. Essas estruturas são observadas também em regiões crustais mais profundas da Província Tapajós. Sobre esses blocos houve a sobreposição de estruturas com direção predominantemente NNW-SSE. A colocação de rochas vulcânicas félsicas fissurais e granitos mais evoluídos, tardi- a pós-orogênicos, na Província do Tapajós, foi controlada por estruturação NNW-SSE, compatível com as regiões mais rasas do espectro analisado, como definido por Juliani & Fernandes (2010). As direções NNE-SSW, expressas sobretudo em regiões crustais mais rasas, estão relacionadas aos diques que ocorrem na região. A presença de blocos dispostos na direção E-W em profundidade sugere um regime dúctil, pretérito ao magmatismo associado às estruturas de direção NNW-SSE, que compõe a Província Tapajós. Assim, esses resultados sugerem que o embasamento arqueano tem continuidade por debaixo de arcos vulcânicos continentais desenvolvidos por um orógeno acrescionário entre ~2,15 e 1,86 Ga, semelhante às evoluções andina e do oeste da América do Norte no Fanerozoico. A estruturação NW-SE ou NE-SW observada nessa região, nesse contexto, pode ser atribuída essencialmente à intrusão e extrusão fissural de magmas tardi- a predominantemente pós-orogênicos, como descrito por Juliani & Fernandes (2010). Esses resultados sugerem ser necessária uma revisão dos modelos de evolução tectônica para a parte sul do Cráton Amazonas. Os resultados ora obtidos são condizentes com a proposta de evolução destacada por Juliani (2012) e Juliani *et al.* (2013).

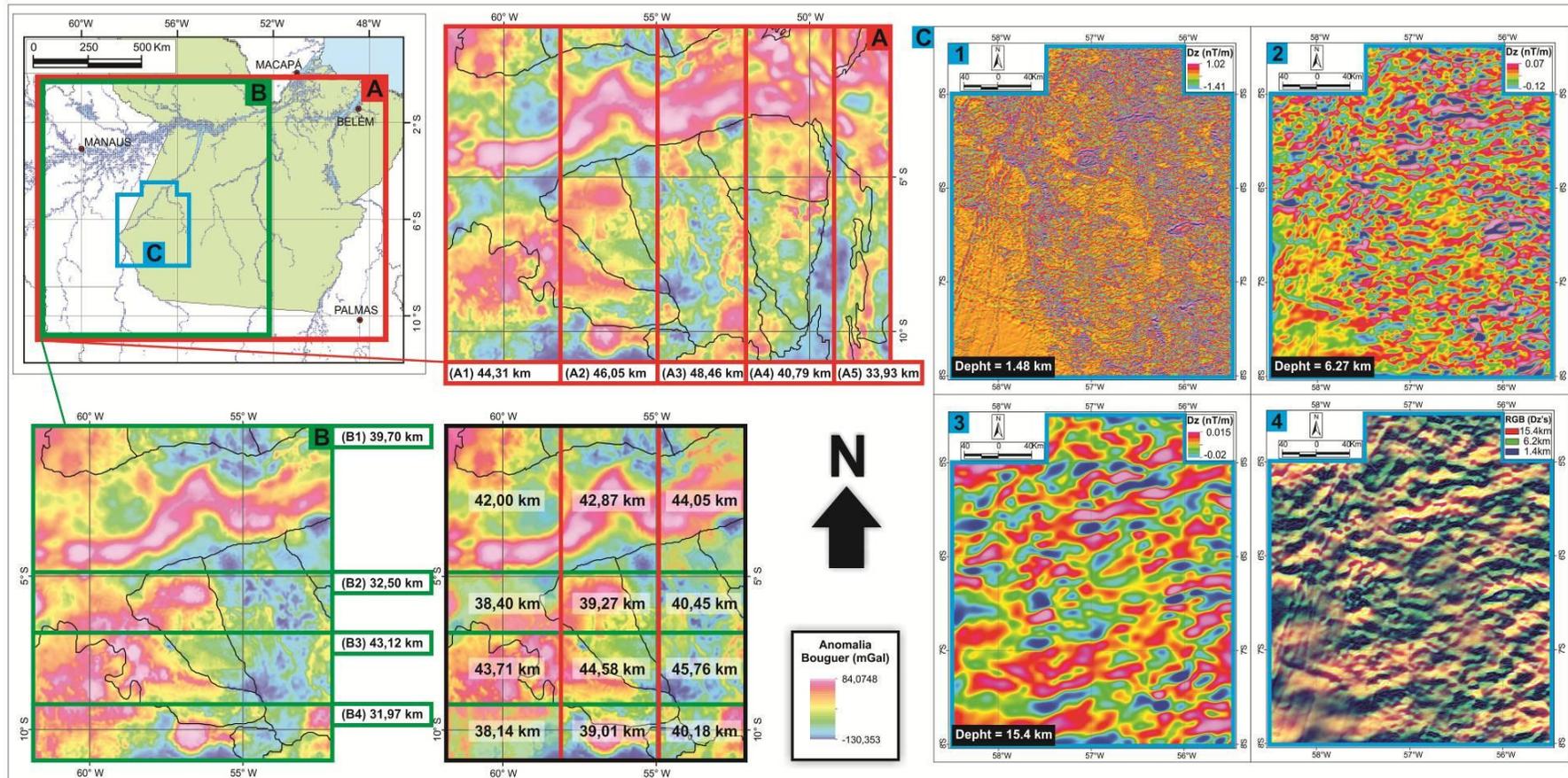


Figura 1- Localização dos levantamentos gravimétricos e magnetométricos: (A) Polígono de recobrimento dos dados gravimétricos de anomalia Bouguer, onde foram desenvolvidas as análises latitudinais de profundidade da Moho, (B) polígono recortado de (A) onde foram realizadas as análises longitudinais de profundidade da Moho. As profundidades da Moho estão indicadas em km. A interseção entre os dois blocos, apresentada entre as figuras (A) e (B), mostra as médias de profundidade da Moho para os blocos gerados a partir da interseção das faixas latitudinais e longitudinais, (C) polígono referente ao aerolevanteamento magnetométrico, no qual foram geradas as imagens da primeira derivada vertical do espectro do CMA em diferentes níveis de profundidade, a saber: (C1) 1,48 km, (C2) 6,27 km, (C3) 15,4 km, e (C4) composição colorida R(C3)-G(C2)-B(C1).

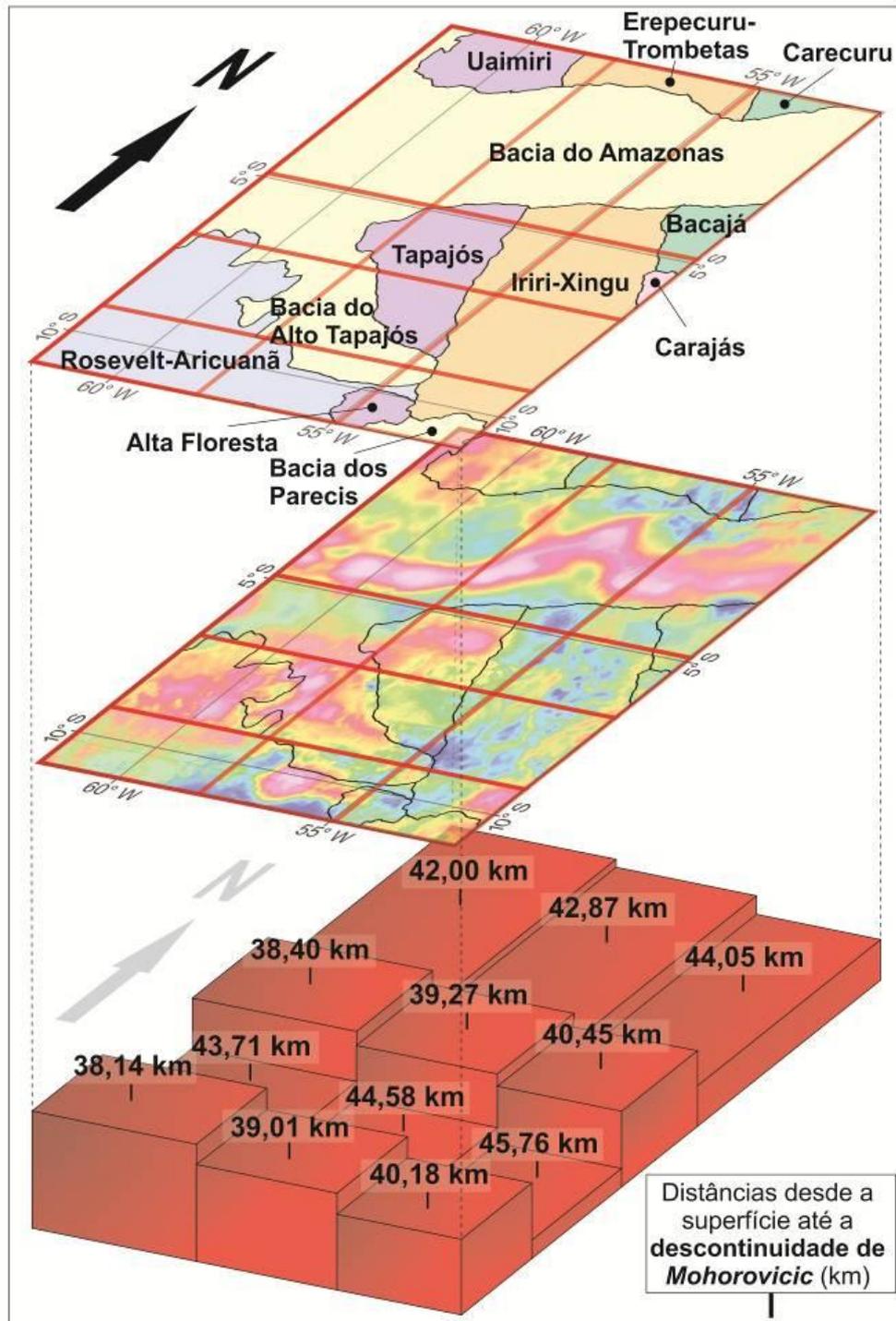


Figura 2. Blocos representando o topo da Moho, segundo as análises de gravimetria, em contraste com as Províncias Geológicas propostas por Santos (2003).

#### AGRADECIMENTOS

Os autores à FAPESP pela concessão da bolsa de pós-doutorado ao primeiro autor (Proc. 2010/10498-8), ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela concessão dos dados aerogeofísicos, especialmente à Dra. Maria Laura Azevedo e ao Dr. Alexandre Lago da DIGEOF/RJ, ao CNPq/CT-Mineral (Proc. 550.342/2011-7) e ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA).

## REFERÊNCIAS

- Carreiro-Araújo, S. A. 2012. Métodos potenciais aplicados ao estudo do arcabouço crustal da porção meridional da Faixa Ribeira, margem continental da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.
- Cordani, U.G, Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 200, 297-320.
- Ferreira, F.J.F. 1982. Geologia da Bacia do Paraná - alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. IPT. 143-166p.
- Juliani, C. 2012. A Província Aurífera Tapajós-Xingu: Avanços no Conhecimento Geológico-Metalogenético. V Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. Ouro Preto. Site: [http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/07tapajos-xingu/VI\\_1\\_Juliani.pdf](http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/07tapajos-xingu/VI_1_Juliani.pdf)
- Juliani, C & Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved late paleoproterozoic volcanic centers in São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191, 167–179.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Carneiro, C. de C., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B., Aguja-Bocanegra, M.A., Tokashiki, C. do C., 2013. Controle tectônico e eventos magmáticos associados às mineralizações epitermais, do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de prospectividade. Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado, RS. [CDROM]
- Luyendyk, A.P.J. 1997. Processing of airborne magnetic data: *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 31–38.
- Mantovani, M.S.M., & Brito Neves, B.B. 2005. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic block: its importance for the Rodinia to Gondwana evolutionary theories. *Gondwana*
- Minty, B.R.S. 1991. Simple micro-leveling for aeromagnetic data: *Exploration Geophysics*, 22, 591–592.
- Oliveira, R. G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.
- Phillips, J.D. 2001, Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type: 15th Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, CD-ROM.
- Phillips, J.D. 2007. Geosoft e Executables (GX's) developed by U.S Geological Survey, version 2.0, with notes on GX development from Fortran code: U.S. Geological Survey Open-File Report, 1355p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p.169-226.
- Spector, A., & Grant, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174-182.
- Urquhart, T. 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps: 59th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 371–372.
- Ussami, N., Sá, N. C., & Molina, E.C. 1993. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 159(3/4), 117-132.

## GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DA SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO BAÚ, TERRENO PARAGUÁ -SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: DADOS PRELIMINARES.

Débora Almeida Faria (UFPA), Moacir Buenano Macambira (UFPA), Amarildo Salina Ruiz (UFMT),  
João Batista Matos (UFMT) e Newton Diego Couto do Nascimento (UFMT).

### INTRODUÇÃO

A porção SW do Crátom Amazônico exposto em MT possui registros geológicos e tectônicos e inserido nesse contexto está à área em estudo: situada próxima à fronteira entre Brasil e Bolívia. O objetivo deste estudo é contribuir para o entendimento da história deformacional e metamórfica das unidades gnáissicas (Complexo Gnáissico Chiquitania/ Suíte Intrusiva Serra do Baú), geradas anteriormente às Orogenias San Ignácio e Sunsás.

Inserido no Terreno Paraguá, formado por um embasamento Paleoproterozóico constituído pelo Complexo Granulítico Lomas Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania/ Suíte Intrusiva Serra do Baú, Grupo Xistos San Ignácio e intrusões do Complexo Granitóide Pensamiento/Suíte Intrusiva Pensamiento (Ruiz2005, Bettencourt *et al.*-2010, e Matos Salinas-2010).

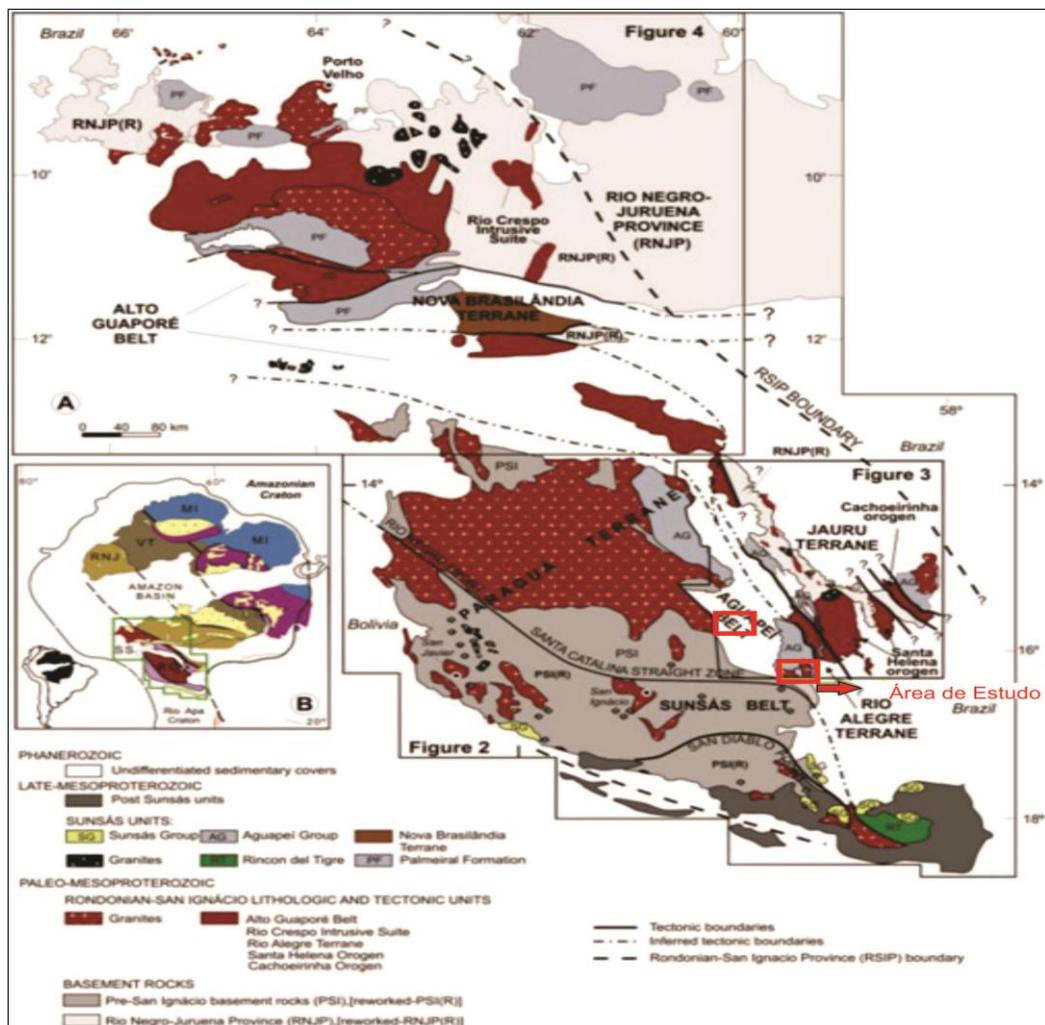


Figura 1- (A) Mapa simplificado do SW o Crátom Amazônico mostrando os limites das principais fronteiras, orógenos, terrenos, cinturões, elementos tectônicos e unidades litológicas, (B) Províncias geocronológicas, extraído de Bettencourt *et al.* (2010).

### GEOLOGIA E ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Na região de Vila Bela da Santíssima Trindade a Suíte Intrusiva foi reconhecida pelos: Gnaiss Turvo descrito por Figueiredo (2010), e o Gnaiss Shangri-lá (Oliveira & Nogueira 2007). Na região do Destacamento Militar Fortuna, Faria (2011) descreve quatro corpos gnáissicos distintos, denominados: Gnaiss Retiro, Gnaiss Córrego Vermelho, Gnaiss Retiro I e Gnaiss Rio Fortuna, e posicioná-os na Suíte Intrusiva Serra do Baú, correlato aos gnaisses do tipo B do Complexo Gnáissico Chiquitania. No entorno do vilarejo Ponta do Aterro, Corrêa & França (2011) apresentam dois corpos gnáissicos aflorantes: Gnaiss Matão e Gnaiss Triunfo.

*Gnaiss Turvo*- rochas ortoderivadas, como indicam os xenólitos de metagabros e anfibolitos e paraderivadas como os restos de uma seqüência supracrustal constituída por granada quartzitos, sillimanita-granada gnaisses e granada gnaisses exposta na forma de restritas faixas em suas imediações.

*Ortognaisses Shangri-lá* - possui três fácies onde seus protólitos provavelmente variaram em, tonalíticos, monso graníticos e granodioríticos.

*Gnaiss Córrego Vermelho* - Apresenta algumas estruturas de boudinagem, com cor predominantemente cinza, aflorando na forma de blocos e morrotes. Possui cor cinza, granulação fina, é polideformado, exibindo um bandamento com faixas distintas intercaladas por níveis máficos, com hornblenda e diopsídio, e félsicos, com quartzo, k-feldspato e plagioclásio.

*Gnaiss Retiro* - Petrograficamente possui cor variando de rosa a castanho, com uma granulação que varia de média a grossa, localizados as margens do Córrego Retiro. Apresenta textura granolepidoblástica, mineralogia essencial (félsica): quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Seus minerais máficos são hornblenda, diopsídio, zircão, clorita e biotita.

*Gnaiss Retiro I* - Esta rocha apresenta cor rósea, granulação fina, bandamento proeminente, é polideformada e exhibe um bandamento com faixas distintas compostas principalmente por máficos: biotita e minerais félsicos: quartzo, k-feldspato e plagioclásio.

*Gnaiss Rio Fortuna* - Intrudido por veios graníticos de espessuras variáveis que frequentemente aparecem paralelos ao dobramento, e é classificado como monzo a granodiorito. Opticamente apresenta textura granolepidoblástica com bandamento gnáissico definido por leitões formados por quartzo e feldspatos, e níveis máficos milimétricos compostos por biotita, clorita e titanita.

*Gnaiss Matão* - Apresenta xenólitos estirados, formando bandas de metagabros e anfibolitos sugerindo sua origem ortoderivada, sua porção félsica é constituída por quartzo, k-feldspato e plagioclásio, já seu nível máfico é constituído por biotita e hornblenda.

*Gnaiss Triunfo* - Em suas rochas estão presente xenólitos anfibiólíticos, sua porção félsica é constituída por quartzo, k-feldspato e plagioclásio, já seu nível máfico é constituído por biotita e clorita.

## ASPECTOS DEFORMACIONAIS

Os dados estruturais observados na Suíte Intrusiva Serra do Baú, revelam uma evolução tectônica com pelo menos 3 fases deformacionais de caráter dúctil e dúctil-rúptil que afetaram as unidades estudadas. A análise estrutural em escala de semi-detálhe permitiu identificação de três fases deformacionais. A fase de deformação F<sub>1</sub>, caracterizada pela geração do bandamento gnáissico (S<sub>1</sub>) em nível crustal profundo, mostra-se intensamente afetada pela fase de deformação F<sub>2</sub>, a qual provoca a transposição do bandamento S<sub>1</sub>, que assume atitude predominante 40/80 Az ou 250/80 Az, e nucleia dobras simétricas, fechadas, do tipo similar, com transposição de flancos. A foliação S<sub>2</sub>, disposta segundo a superfície axial das dobras D<sub>2</sub>, caracteriza-se como uma xistosidade com atitude entre 40/80 Az e 70/80 Az. A fase de deformação F<sub>3</sub> é marcada pelo aparecimento da foliação S<sub>3</sub>, que se caracteriza por transpor localmente as foliações S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> segundo uma direção média de 150/80 Az, não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves (D<sub>3</sub>).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização petrográfica das rochas gnáissicas que correspondem a Suíte Intrusiva Serra do Baú definem rochas ortoderivas, polimetamórficas, com distintas bandas félsicas, constituídas essencialmente por quartzo, k-feldspato e plagioclásio, já sua banda máfica é constituída por biotita e ou anfibólio. Sendo evidentes alterações hidrotermais representadas pela saussuritização, epidotização e sericitização. São identificadas características de retrometamorfismo.

A transposição do bandamento gnáissico ( $S_1$ ) para a direção preferencial NNW, a geração de nova foliação penetrativa NW e dobras fechadas sugerem o retrabalhamento tectono-metamórfico dos Gnaisses durante a Orogenia San Ignácio.

## AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFGA, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências-UFMT e ao GEOCIAM pelo apoio financeiro.

## REFERÊNCIAS

- Bettencourt J. S., Leite Jr W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010. *The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview*. Journal of South American Earth Sciences, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.
- Corrêa. A. D. P. & França, O. 2011. Geologia Análise Estrutural e Geoquímica da Região da Vila Ponta do Aterro – MT, com Ênfase nos Granitos Tarumã e Morrinhos – Terreno Paraguá – SW do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 73 p.
- Faria, D.A. 2011. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no Gnaiss Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Craton Amazônico-Brasil*. dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, 92p.
- Figueiredo F. L. P. 2010. Ortognaiss Turvo – Registro de Magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá – SW do Cráton Amazônico, Vila Bela da Santíssima Trindade, Mato Grosso. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, 60p.
- Matos Salinas G.R. 2010. Geocronologia e evolução tectônica paleo-mesoproterozóica do oriente boliviano – região sudoeste do cráton amazônico. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento.
- Oliveira, J.R. & Nogueira, E.R. 2007. Caracterização Geológica do Embasamento do Grupo Aguapeí na Borda Sudoeste da Serra Ricardo Franco nas imediações de Vila Bela da Santíssima Trindade/MT. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Trabalho de Conclusão de Curso, 75p.
- Ruiz A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Craton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.

## GRANTOIDES DA SUÍTE INTRUSIVA RIO ARIRAMBA: MICROTECTÔNICA, PETROLOGIA, IDADE E CONTEXTO GEODINÂMICO. PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS, TARTARUGALZINHO, AP.

Desaix Paulo Balieiro Silva <sup>1,2</sup> – [desaix.silva@cprm.gov.br](mailto:desaix.silva@cprm.gov.br)  
Carlos Eduardo de Mesquita Barros <sup>2</sup> – [cadubarros@ufpr.br](mailto:cadubarros@ufpr.br)  
Jean-Michel Lafon <sup>3</sup> – [lafonjm@ufpa.br](mailto:lafonjm@ufpa.br)

<sup>1</sup> Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus,

<sup>2</sup> Universidade Federal do Paraná – Programa de Pós-Graduação em Geologia

<sup>3</sup> Universidade Federal do Pará – Instituto de Geociências- Laboratório Pará-Iso

### INTRODUÇÃO

Área de estudo localizada no centro-leste do Estado do Amapá abrangendo 1700 km<sup>2</sup>. Na articulação 1:100.000 insere-se parcialmente nas folhas NA.22-Y-V-III, NA.22-Z-A-I, NA.22-Y-B-VI, e NA.22-Z-A-I, situada nos municípios de Pracuúba e Tartarugalzinho, este último a 230 km a norte de Macapá, seguindo pela rodovia BR-156, única via de acesso à área. (Figura 1). A Suíte compreende diversos *stocks* elípticos e alongados, hospedados nas unidades, Suíte Intrusiva Papa Vento, Grupo Tartarugalzinho, Metagranitoide Pedra do Meio e Gnaisses Indiscriminados. São corpos de leucogranitoides ( $M < 10$ ) onde predominam biotita leucogranodioritos porfiríticos. Tipos similares como biotita leucotonalitos porfiríticos e biotita leucomonzogranitos porfiríticos, tem ocorrência subordinados. Esta unidade foi ineditamente cartografada neste trabalho a qual obteve idade de  $2087 \pm 4$  Ma e  $2081 \pm 7,5$  Ma para cristalização, o que indica uma evolução ligada ao estágio de magmatismo pós-colisional na consolidação da Província Maroni-Itacaiúnas documentando momentos finais da Orogênese Transamazônica segundo modelo geodinâmico de Delor *et al.* (2003).

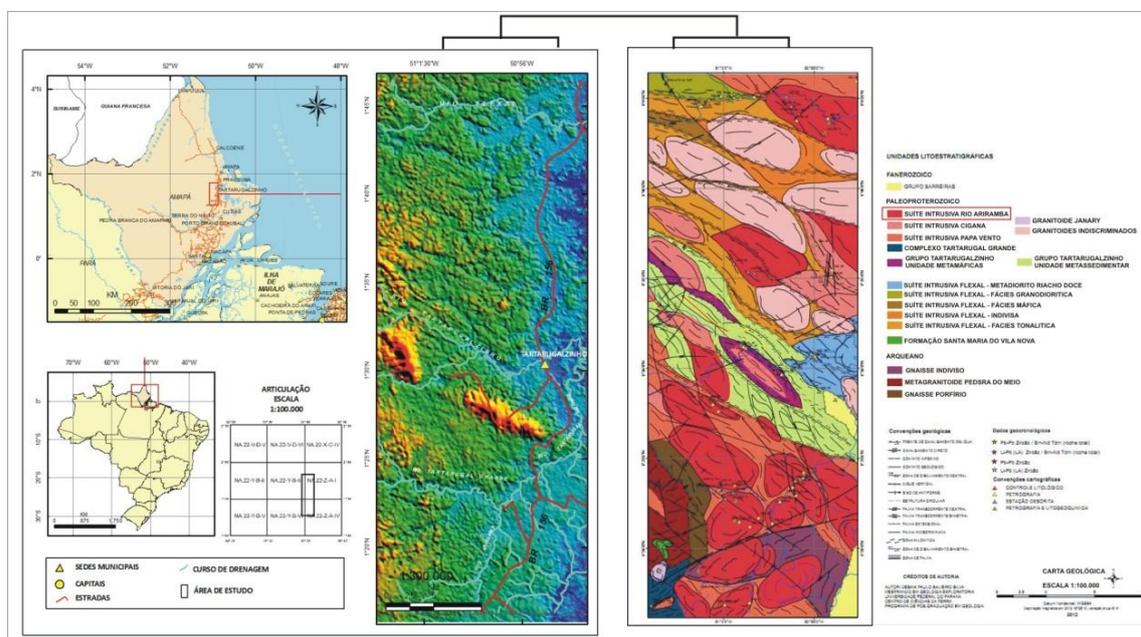


Figura 1- Localização, modelo digital do terreno e mapa geológico da região de Tartarugalzinho-AP.

### RESULTADOS

As melhores exposições foram descritas em corte de estrada na rodovia BR-156, próximo à ponte sobre o rio Tartarugal Grande, e blocos ao longo de estrada vicinal de acesso ao km 195 da rodovia, próximo ao assentamento Governador Janary. Na estrada de acesso ao povoado de

Bom Jesus dos Fernandes, a partir da BR-156 com a ponte sobre o rio Tartarugal Grande, afloram as principais ocorrências desta unidade, sobre tudo nas imediações e calha deste rio e na foz do rio Ariramba, seu afluente. As ocorrências baixo rio Ariramba fazem limite a oeste e a sul com as unidades arqueanas, a norte com o Grupo Tartarugalzinho e a leste com o Grupo Barreiras (Figura 1).

Compreendem leucogranitoides acinzentados, granulação média, em geral desenvolvem fraca foliação magmática, por vez discreto bandamento composicional, ambos com orientação E-W a NW-SE (Figura 2), textura fanerítica subequigranular subedral porfirítica. Os fenocristais de feldspato potássico estão hospedados em massa fundamental fanerítica média de composição tonalítica, granodiorítica e granítica composta por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico (microclina) e biotita, o qual apresenta inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. Alguns mostram feições de indicação cinemática dextral quando ocorrem em rochas deformadas.

Os grãos de plagioclásio tem conteúdo dominante nas rochas desta Suíte. São tabulares finos a grossos, inequigranulares e possuem formas anédrica segundo contatos irregulares e interlobados. Localmente apresentam fraca extinção ondulante e freqüente desenvolvimento de migração de limite de grão definindo contatos interlobados. Apresenta geminação polissintética, bem destacada ou não, segundo as leis da albíta e carlsbad, Inclusões de biotita e epidoto são comuns, assim como saussuritização. O zoneamento é do tipo normal, com raros núcleos mais cálcicos corroídos. Também se observa o desenvolvimento de intercrescimento mirmequítico do tipo bulbo ou lobos.

Os cristais de quartzo em geral definem agregados de subgrãos e novos grãos. Em alguns casos os neoblastos de quartzo desenvolvem contatos planares, em arranjo poligonal, e em outros casos contatos serrilhados, sinuosos, curvos e interlobados. Os interlobados foram interpretados como originados por recristalização a altas temperaturas gerados por migração de limites de grão e difusão em estado sólido. Microestruturas de baixa temperatura tipo reentrâncias (*bulging*) foram descritas. Os contatos entre grãos de quartzo e biotita são geralmente planares e serrilhados. As feições microestrutural mais comum são lamelas de deformação, extinção ondulante moderada a forte, a qual passa a domínios de subgrãos e novos grãos e os contatos interlobados (Figura 3).

O feldspato potássico exibe maclamento polissintético segundo as leis da albíta periclina e localmente filmes de pertita. Quando em contato com o quartzo e plagioclásio desenvolve contatos sinuosos e interlobados. Entre este e o plagioclásio formam-se lobos mirmequíticos com quartzo vermicular. Em cristais bem desenvolvidos mostram borda recristalizadas e cristais menores mostram recristalização completa, o que aponta mais um critério de deformação a médias e altas temperaturas. As feições deformacionais comuns são a ocorrência de pertitas em chama e formação de subgrão. Ainda ocorrem intercrescimentos mirmequíticos e *kink bands*, (Figura 3).

A biotita define a foliação fraca a moderada dependendo de sua menor ou maior orientação preferencial. Os contatos são irregulares, podendo ocorrer contatos planares com o quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, opacos e epidoto. Por vezes, os cristais de biotita estão dispostos aleatoriamente e/ou contornando grãos tabulares de modo intersticial sendo substituído por mica branca. Entre as estruturas deformacionais destacam-se *kink bands*, contatos retilíneos (dissolução por pressão) e extinção ondulante.

Enclaves dioríticos microgranulares parecem controlar a composição do magma gerador destas rochas. São comuns feições entre *mingling* e *mixing* compondo faixas ou bandas não penetrativas com maior volume modal de biotita. Localmente foi descrita precoce relação de coexistência entre os magmas dioríticos e félsico, no qual se observa as relações de *mingling* ou *mixing*. Nesta situação o contato do enclave elíptico com a rocha hospedeira é bem definido, sendo abrupto em sua parte inferior, e algo difuso na parte superior. Nesta última nota-se feições que sugerem mistura entre líquidos. Por vez, o enclave diorítico mostra-se assimilado pelo líquido granítico (*magma mixing*). Isto é testemunhado pela presença de fina cauda de material máfico misturada ao líquido félsico, paralelizando-se ao longo da foliação marcada por cristais orientados de biotita. Ainda foi diagnosticado o desenvolvimento de porções híbridas ricas em minerais ferromagnesianos (biotita?) em porções com fenocristais (xenocristais) arredondados subcentimétricos parcialmente assimilados pelo líquido diorítico.



Figura- 2 Forma dos afloramentos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba e amostras representativas

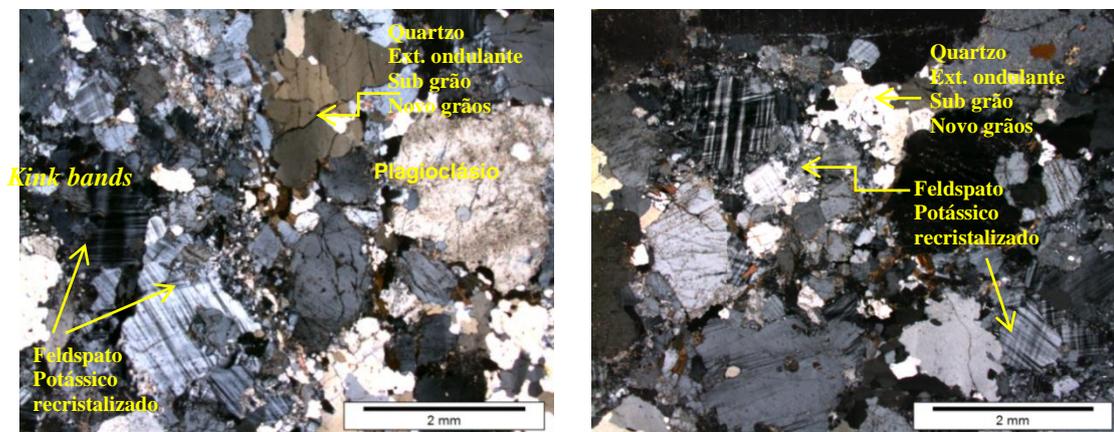


Figura 3- Fotomicrografia em luz plano polarizada de leucogranodioritos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

Nos diagramas de classificação litogeoquímica as amostras plotam no campo dos granodioritos (R1 e R2) e, entre granodioritos e granitos ( $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) dado confirmado pela petrografia. São granitóides do Tipo-I, invariavelmente peraluminosas de médio a alto-K, originados por fusão parcial de continental crosta superior, como indicada pela assinatura de Th e Ta, com provável participação de magma mantélico estimado segundo a ocorrência dos enclaves dioríticos (com contaminação crustal) o qual contaminou o líquido granítico gerado e atuou como provável fonte de calor para fusão parcial de rochas da crosta superior. Este magmatismo estaria relacionado a um ambiente de arco magmático continental gerado em estágio pós-colisional. Dados geocronológicos (Pb-Pb em zircão) obtidos para duas amostras forneceram idades de cristalização entre  $2087 \pm 4$  Ma e  $2081 \pm 7,5$  Ma para os granitóides desta Suíte.

## CONCLUSÕES

As idades entre  $2087 \pm 4$  e  $2081 \pm 7,5$  Ma apontam para uma granitogênese cálcio alcalina de médio a alto K, ligada ao estágio pós-colisional e sin-transpressivo durante o Neoriaciano (2110 a 2080 Ma) no contexto geodinâmico da Província Maroni-Itacaiúnas identificadas por Delor *et al* (2003), na Guiana Francesa. Os diagramas petrogenéticos indicam o envolvimento (retrabalhamento) de crosta (arqueana) continental superior em ambiente de arco magmático, associados a mistura de líquidos, sendo de um provável magma máfico juvenil a fase contaminante. Tal afirmação é sustentada pelos dados isotópicos de Sm-Nd obtidos por Avelar (2002) em granitóides do nordeste do Amapá.

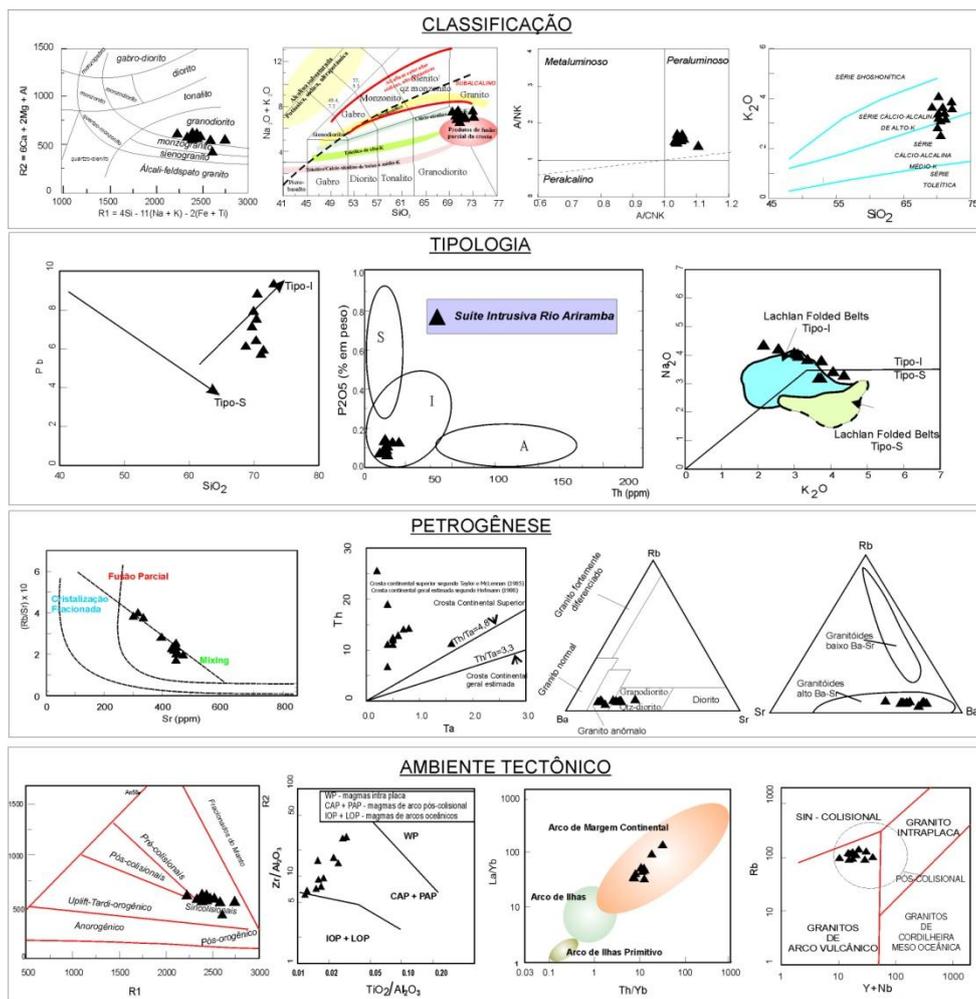


Figura 4- Diagramas litogeoquímicos para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

## REFERÊNCIAS

Avelar V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213p.

Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Trufert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4:5-57.

## TECTÔNICA RÚPTIL NO GRANITO MADEIRA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO PITINGA (AM)

Francisco Plebson Maicon Silva Lima<sup>1</sup>, Luciane Batista Gomes<sup>1</sup>, Clauzionor Lima Da Silva<sup>2</sup>, Thiago Moreira Roza<sup>3</sup>, Maurício D. M. Garcia<sup>3</sup>, Norberto Morales<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Curso de Geologia UFAM– plebsonmaicon@gmail.com, <sup>2</sup>Departamento de Geociências/ UFAM, <sup>3</sup>Mineração Taboca S/A, <sup>4</sup>IGCE/DPM/ UNESP.

### INTRODUÇÃO

A Província Estanífera do Pitinga está enquadrada nas províncias Tapajós-Parima (2.100 Ma e 1.870 Ma) e Ventuari-Tapajós (1.950 Ma a 1.800 Ma), porção sul do Escudo das Guianas (SANTOS et al., 2006, TASSINARI, MACAMBIRA 1999) e compreende dois corpos graníticos proterozóicos denominados de Madeira e Água Boa, da Suíte Intrusiva Madeira, tardios às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (SANTOS et al, 2006). O Granito Madeira, em especial, principal corpo primário mineralizado, possui morfologia alongada na direção NW-SE, abrangendo cerca de 60 km<sup>2</sup>, onde a exploração estanífera está disseminada nas subfácies de albita-granito de borda (AGB) e de núcleo (AGN). A formação desses corpos graníticos, segundo Ferron (2006), está relacionada a um processo contínuo de geração de granitoides cálcico-alcalinos, alcalinos e peralcalinos, ambientes de arcos magmáticos, em regime pós-colisional até anorogênico. Nessa importante província estanífera praticamente nenhum estudo geológico-estrutural havia sido desenvolvido buscando caracterizar a deformação rúptil muito conspícua nessas rochas.

O estudo estrutural em apreço mostrou um número significativo de falhas e zonas de falhas que afetou esse corpo granítico. O estudo estrutural em apreço compreendeu o mapeamento sistemático das deformações estruturais em três frentes de lavra (14, 17 e 18), nas fácies AGB e AGN do Granito Madeira, o qual permitiu avaliar a influência da deformação na distribuição da mineralização.

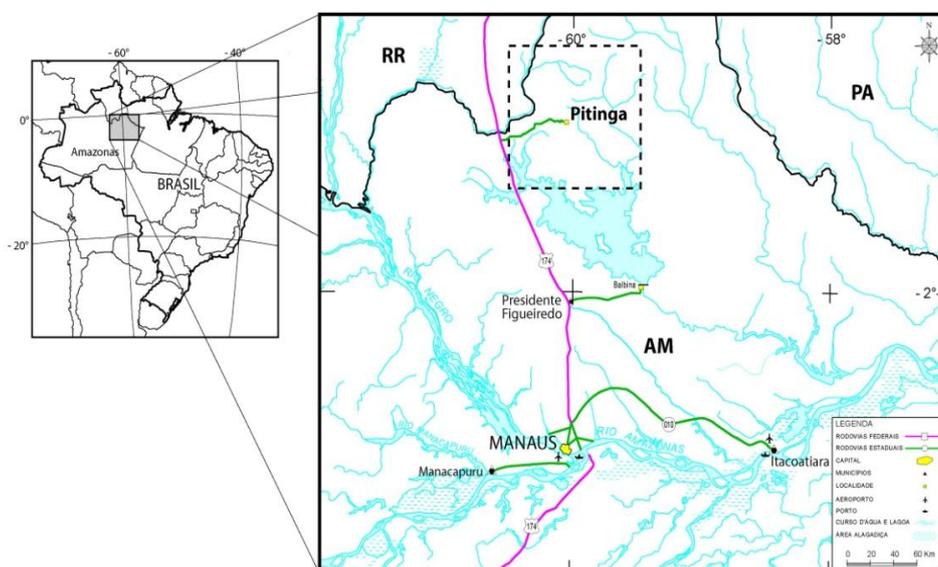


Figura 1- Mapa de localização da Mina no Pitinga, situada no Município de Presidente Figueiredo - AM.

### METODOLOGIA

A pesquisa compreendeu basicamente a coleta sistemática de atitudes das estruturas rúpteis em campo, para análise estrutural das deformações rúpteis que afetaram o Granito Madeira. As frentes de lavra investigadas compreendem duas frentes nas subfácies AGB (Frente 14) e AGN (frentes 17 e 18). A fase inicial do estudo envolveu a identificação das feições lineares (lineamentos) a partir de imagens dos satélites Landsat ETM+ e Ikonos. A área de estudo é

bastante extensa e, dessa forma, foi subdividida em áreas menores para facilitar a obtenção dos dados de falhas e fraturas e a confecção de seções geológico-estrutural. Em seguida, os dados obtidos foram tratados por um software específico de geologia estrutural (*Stereonet for Windows v.1*) para análise estatística das populações assim como suas respectivas orientações e, para determinação dos tensores tectônicos utilizou-se do Programa Wintensor (versão 4.0.3) através das técnicas Arthaud (Arthaud, 1969) e dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977). Para o tratamento das imagens na elaboração de perfis geológicos foi utilizado o software *Corel Draw X5*, *Corel Photo-Paint X5* e o *Panorama Maker 6.0*. E por fim, a análise integrada desses dados fornece informações para o entendimento inicial da deformação que afetou a área de estudo e a possível correlação com a mineralização.

## RESULTADOS

O AGN se caracteriza por apresentar coloração acinzentada, com textura porfirítica a seriada, granulação fina a média, constituído essencialmente por quartzo, albita, k-feldspato e, subordinadamente, criolita, polilitonita, thorita, riebeckita, mica escura rica em ferro, cassiterita e magnetita. O AGB é formado essencialmente por quartzo, k-feldspato e albita, com fluorita, clorita, cassiterita, columbita e hematita. Esta subfície apresenta-se intensamente falhada, porém com menor frequência em relação ao núcleo do corpo granítico (AGN). A análise estrutural mostrou a ocorrência sistemas de falhas normais, inversas e transcorrentes muito bem marcados e demonstra um quadro tectônico ainda pouco estudado. A análise inicial mostra que as falhas inversas parecem constituir o sistema mais antigo, em duas famílias conjugadas, marcadas nas direções N50W/50SW e N60E/45NW, com estrias de mergulho e *steps* bem definidos.

A família de falhas transcorrentes é marcada ângulos de mergulho da ordem de 80 graus, e direção próxima a N-S. Nessa superfície falhada, as estrias estão marcadas por criolita branca que identificam a cinemática destal. Um número expressivo de falhas oblíquas foram reconhecidas também como movimentação normal-destal, em sua maioria, e, também, falhas transcorrentes sinistrais com direção ENE-WSW (N62E/88SE), em menor quantidade, mas claramente posterior ao tipo destal.

As falhas normais parecem a corresponder a um quadro tectônico mais novo, pois cortam os demais tipos de falhas. Essas falhas mapeadas são compostas por rejeitos de mergulho métricos e superfícies bem desenvolvidas que afetam todo o corpo granítico nas duas fácies, cuja atitude é N60W/45SW. Na superfície falhada os *steps* e estrias de atrito são do tipo *down-dip*, descrevem essa cinemática da deformação, muitas vezes marcadas pela presença de riebeckita, criolita e thorita. Em alguns locais, notou-se planos de falhas inversas que foram reativados como falhas normais, pois mostram ressaltos maiores e espaçados de falhas normais sobrepostos aos pequenos ressaltos do sistema inverso. Foi notado criolita em planos de falhas normais, o que pode resultar num controle estrutural a mineralização.

As falhas inversas constituem duas famílias, uma com direção NW-SE e outra NE-SW, com características bem marcadas pelos ressaltos e estrias de atritos que identificam essa cinemática e ângulo de mergulho da ordem de 45 graus. As falhas transcorrentes são essencialmente verticalizadas e orientadas segundo a direção N-S. Já as falhas normais correspondem a um sistema mais novo, pela relação de corte com as demais estruturas presentes. Os dados de paleotensores (Figura 3) mostram que o sistema transcorrente e o sistema inverso possuem eixos de tensão compatíveis com sigma 1 WSW- NNE (192/05) para falhas inversas e (216/03) para transcorrência, provavelmente associadas ao mesmo evento. Para o conjunto de falhas normais o valor de sigma 3 obtido para o quadrante SW-NE (171/66) compreende um sistema claramente posterior que aproveitou em parte descontinuidades existentes e que pode ter mineralizações associadas.

## CONCLUSÕES

Os resultados obtidos mostram que o corpo granítico, fácies Albita Granito de Borda e Núcleo (AGB e AGN) encontram-se bastante falhados e fraturados por uma deformação rúptil bastante significativa, cujos eventos tectônicos claramente são mais novos. Os dados de paleotensores mostram que sistema transcorrente provavelmente esteja associado ao inverso, pela

mesma posição dos eixos de tensão. Caso isso seja confirmado, um evento transpressivo deverá ser confirmado com estudos posteriores, já as falhas normais poderam se enquadrar em um evento distensivo mais recente. A análise tectônica requer ainda o mapeamento das demais áreas para estabelecer e individualizar os sucessivos eventos tectônicos que deformaram o Granito Madeira, cujos resultados são importantes inclusive para o entendimento da distribuição da mineralização da área. A análise da atuação dessa tectônica rúptil mais nova pode inclusive contribuir análise da tectônica do Proterozóico no Cráton Amazônico.

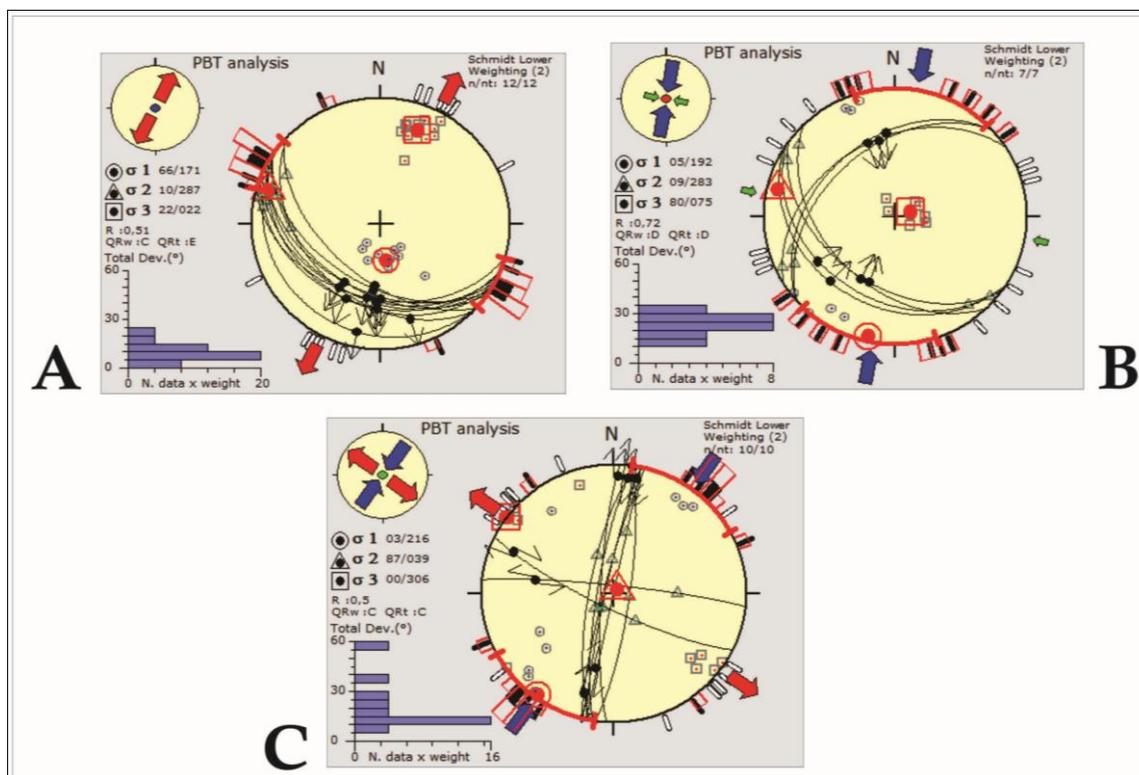


Figura 2: Diagramas de Arthaud com os paleotensores para o conjunto de falhas normais com  $\sigma_1$ : Subvertical,  $\sigma_2$ : N77W e  $\sigma_3$ : N22E (A), inversas com  $\sigma_1$ : S36W,  $\sigma_2$ : Subvertical e  $\sigma_3$ : N54W (B) e transcorrentes com  $\sigma_1$ : S12W,  $\sigma_2$ : N77W e  $\sigma_3$ : Subvertical (C).

## REFERÊNCIAS

- Delvaux, D., Sperner, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications 212, 2003, 75-100. CT-MINERAL/ADIMB, Brasília, p. 391-475.
- Ferron, J. M. T. M. 2006. Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-pb de rochas graníticas e vulcânicas Paleoproterozóicas da província Pitinga, Cráton Amazônico. Tese de Doutorado em Geociências, UFRGS.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G.De, Riker S.R.L., Souza M.M.De, Almeida M.E., Mcnaughton N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simp.Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.
- Tassinari C.G.C., Macambira M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22 (3): 174-182, 1999.

## RONDONIA TIN PROVINCE, SW AMAZONIAN CRATON REVISITED: GEOCHRONOLOGY, MAGMATIC PROCESSES AND TECTONIC SETTING

Geraldes, M. C. and Nogueira, C. C.

Faculdade de Geologia - UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, RJ, Brazil

Geochronology, petrology and geochemical characteristics of the rocks of the intrusive suites of the Rondônia Tin Province (Fig 1) allow new insights in the role of crustal evolution in the metal mineralization in SW Amazonia craton (Tassinari et al., 2000). The Rondônia Tin Province is located in the southwestern portion of the Amazonian Craton and represents one of the most important tin producer in Brazil. According to the Brazilian Mining Association, Brazil is the world's fifth largest producer of tin ore, with production of about 12.000 tons of contained tin in 2011 (4.74% of global production). Brazil has the third largest reserves of contained tin (about 12,3% of the total) and the reserves are located in the Amazon area: Mineral Province of Mapuera (Pitinga Mine, in Amazonas) and Rondônia Tin Province (Bom Futuro, Santa Bárbara, Massangana and Cachoeirinha massifs) (Bettencourt et al., 1995, 1999a).

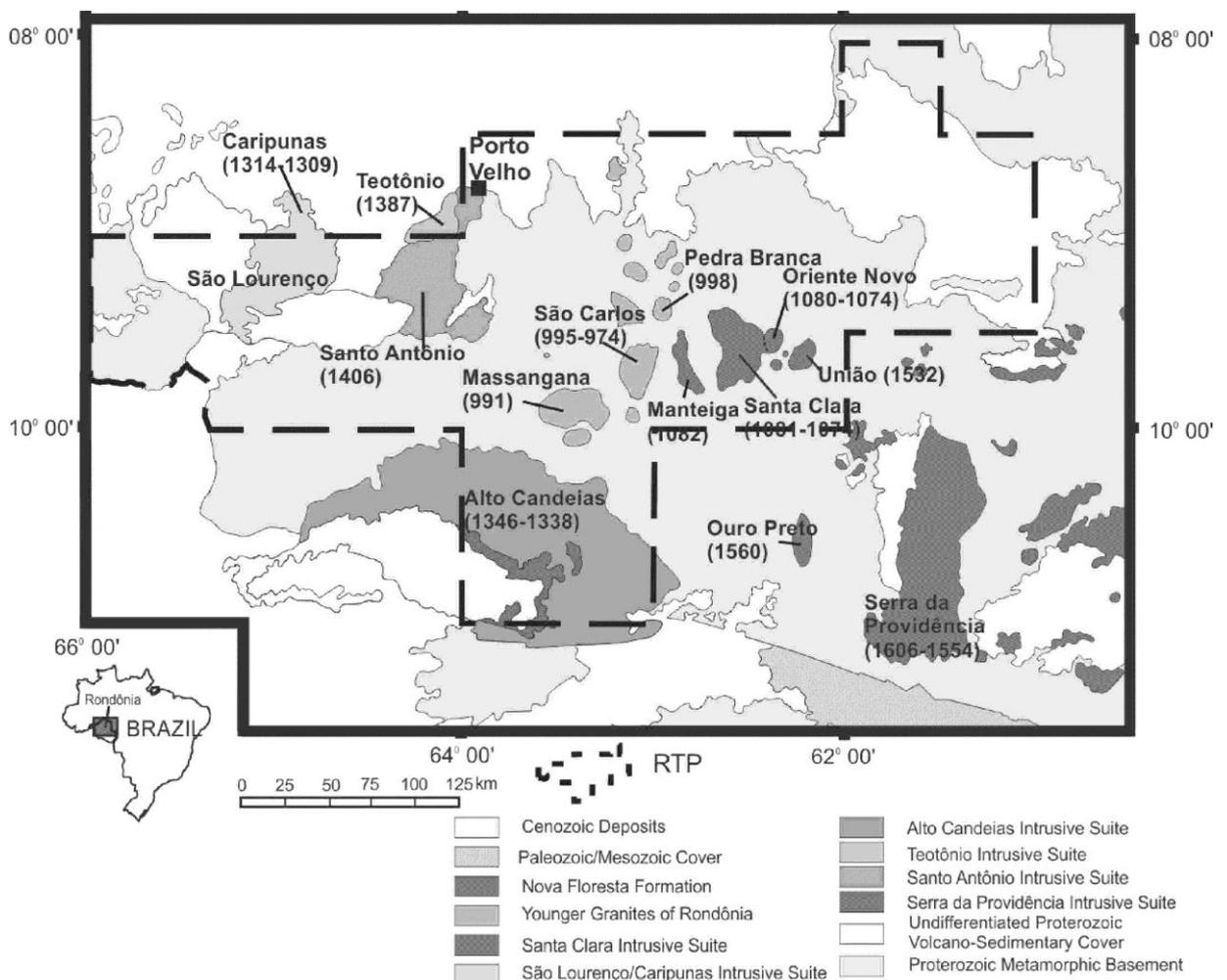


Figura 1- Geological map of the Rondônia Tin Province and adjacent áreas (Bettencourt et al., 1999a,b) with the ages of the main massifs of each intrusive suite.

The Rondônia Tin Province (RTP) comprises a total of seven different rapakivi intrusive suites ranging from 1.60 Ga to 0.97 Ga. Basement rocks of the Rondônia Tin Province and nearby regions are included in the Jamari Complex (Leal et al., 1976, 1978). These rocks comprise migmatites, granitic and tonalitic gneiss, as well as basic gneiss (Isotta et al., 1978), with

crystallization ages about 1.75 Ga (Scandolaro, 2006). Though included in the Rondônia Tin Province, at the moment there is no evidence of Sn-mineralization associated with the Rio Cresco, Alto Jamari, Santa Clara and Younger granites suites.

The Serra da Providência Intrusive Suite has the oldest ages of the Province, ranging from 1.57 to 1.52 Ga and has its generation associated with the Rio Negro-Juruena Orogeny. This intrusive suite represents a MCG-type association, with granites, charnockites and quartz mangerites in addition to pyterlites and wiborgites. Gabbros, diabases, rhyolites, rhyolite-porphyrries, quartz-porphyry and dykes of andesites are commonly associated with the rapakivi granites (Scandolaro et al., 1999, Rizzotto et al., 1996). The granitoids of the Serra da Providência Suite are subalkaline and show metaluminous to slightly peraluminous character and are compatible with A-type granites.

The Rio Crespo Intrusive Suite has the oldest ages of the Province, ranging from 1.45 to 1.42 Ga (Payolla et al., 2004). This intrusive suite represents a MCG-type association, with granites, charnockites and quartz mangerites in addition to pyterlites and wiborgites. The granitoids of the Rio Crespo Suite are subalkaline and show metaluminous to slightly peraluminous character and are compatible with A-type granites.

The Alto Candeias Intrusive Suite occurs in the northwest portion of the RTP (Queiroz et al, submitted). Petrological and geochronological studies revealed rocks variation resulting in four different litological groups: 1) Monte Negro Unit: rapakivi granites, 2) Buritis Unit: granodiorite porphyritic to equigranular, 3) Campo Novo Unit: medium to large grained charnockites, 4) Jacilândia Unit: fine grained granites and quartz rich granitoids. Pb-Pb geochronological data analysis indicated, for each unit, the following ages: 1) Monte Negro –  $1350 \pm 5$  Ma, 2) Buritis –  $1350 \pm 2$  Ma, 3) Campo Novo  $1349 \pm 3$ , 4) Jacilândia (with two analyzes) -  $1348 \pm 3$  Ma and  $1349 \pm 1$  Ma. These data were obtained by Kober Pb-Pb method in zircons and revealed very similar ages, indicating coeval magmatic events for these rocks formation. The São Lourenço-Caripunas Intrusive Suite comprises an epizonal polyphase batholith with rapakivi granites, subvolcanic porphyry dykes, rhyolites and some associated mafic rocks which are still poorly known (Souza et al., 1975). This suite is made up of quartz-syenites, syenogranites, monzogranites and granites. Rapakivi texture is well developed and includes pyterlites and wiborgites, though the last occurs only locally (Bettencourt et al., 1995). The earliest even-grained fayalite alkali-feldspar rapakivi granites of Caripunas are hypersolvus and show peralkaline character. In São Lourenço area, the alkali-feldspar granites are subsolvus and strongly altered due to late to post-magmatic process responsible for the tin and related rare metal elements mineralization. Greisens and quartz veins with cassiterite are very common, but lack more information and studies. U-Pb data in zircon by TIMS for this intrusive suite indicate ages of  $1309 \pm 24$  Ma (Bettencourt et al., 1999b).

The Teotônio Intrusive Suite was separated from the Santo Antônio Suite by Payolla et al., (1998) due to different petrology and major element geochemistry characteristics. There is a spatial relationship between these two intrusive suites, though there is no evidence suggesting that these might be magmatically related (Bettencourt et al., 1999b). The Teotônio Suite comprises syenites, granites, quartz syenites, syenogranites, monzonites, monzodiorites and diorites. In terms of geochemical characteristics, these lithotypes are all alkaline. Though included in the Rondônia Tin Province, neither Santo Antônio nor Teotônio Intrusive suites show evidence of mineralization.

The Santa Clara Intrusive Suite was first included in the Younger Granites of Rondonia by Kloosterman (1968). However, disparities concernig petrological and geochemical characteristics along with different Rb-Sr and U-Pb ages indicated that the rocks of the SCIS should be considered apart. This intrusive suite comprises seventeen different massifs: Santa Clara, Oriente Novo, Oriente Velho, Jacundá, Massaranduba, Retiro, Moisés, Manteiga, Primavera, Montenegro, Jararaca and Jatuarana, amongst some other small bodies (Quadros et al., 2007). The Santa Clara Intrusive Suite itself is made up of two different subsuites: a subalkaline and metaluminous subsuite which comprises quartz-monzonites, monzogranites and syenogranites and an alkaline, metaluminous to slightly peraluminous subsuite composed of syenites, microsyenites, peralkaline microgranites, trachytes, trachyandesites, granites, alaskites,

rhyolites and Li-mica granites. (Leite Júnior, 2002) describes, in the Oriente Novo massif, cassiterite associated with the Li-mica albite granites, greisens and both cassiterite and wolframite in quartz veins. Some other evidences of cassiterite were found in the Primavera massif and an association of cassiterite and Zn, Cu and Pb sulphides was also found in the Manteiga massif. Available U-Pb data suggests that this intrusive suite is related to the final stages of the Sunsás Orogeny, with ages ranging from ca. 1082 Ma to 1074 Ma (Bettencourt et al., 1999a).

The ore bodies are restrict to isotropic granitic rocks with rapakivi textures defining an anorogenic environment. The ages of the mineralized rocks range from 1.42, 1.40, 1.32, 1.08 to 0.97 Ga, indicating different cycles of magmatic events with similar features allowing metal concentration during magma evolution. Geologic characteristics of the ore geometry (veins and greissen types) (Souza e Botelho, 2009) suggest the mineralization processes were coeval with the end of magma crystallization.

## REFERENCES

- Bettencourt, J.S., Tosdal, R., Leite Junior, W.B., Payolla, B.L., 1995. Overview of the rapakivi granites of Rondonia Tin Province (RTP). In: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém. Excursion Guide: 5-48
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., 1999a, Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95, 41-67.
- Bettencourt, J.S., Payolla, B.L., Leite Junior, W.B., Tosdal, Rm., Spiro, B., 1999b. Mesoproterozoic Rapakivi granites of Rondonia tin province, SW border of Amazonian Craton, Brazil. – III – Reconnaissance Nd, Sr, O, Pb isotopic geochemistry and regional implications. In: Barbaran, B. (ed.) Fourth Hutton Symposium Clermont Ferrand, France. Abstracts. Documents du BRGM 290, 132p.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Abreu, A.S., And Lima, M.I.C., 1976. Granito Serra da Providência. In: Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, Brasil, 1976. Anais... Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geociências, 4, 59-74.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D.B., Teixeira, W., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C., And Pinto, A.C., 1978. Geologia. Projeto Radambrasil. Folha SC.20. Porto Velho. Rio de Janeiro, MME/DNPM, pp., 19-184.
- Leite Jr. W.B. 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn,Cu e Pb) associada. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 305 p.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, 16 v.
- Kloosterman, J. B. A tin province of the Nigerian type in southern Amazonia. In: INTERNATIONAL TIN COUNCIL, 1968. London.v.2, p.381-400.
- Payolla, B.L., Kozuch, M., Leite, W.B. Jr., Fetter, A., Bettencourt, J.S. And Van Schmus, W.R. 1998. Proterozoic geological evolution of the central-eastern part of the Rondônia Tin Province (Brazil), inferred from U/Pb and Sm/Nd isotopic data. University of Wisconsin. Open File Report 1998-10, pp. 165.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M. Leite Junior, W. B., Fetter, A.H. And Van Schmus, W.R., 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, 119: 141-169.
- Quadros, M., Rizzotto, G. J. Geologia e recursos minerais do estado de rondônia. 2007. (Relatório de pesquisa).
- Rizzotto, G.J., Scandolara, J.E., And Quadros, L.E.S.M., 1996. Aspectos Gerais Da Associação Mangerito-Charnockito-Granito, Mcg Da Porção Oriental Do Estado De Rondônia. IN: CONGR. BRAS. GEOL., 39, SALVADOR, BRASIL, 1996. ANAIS...SALVADOR, SOCIEDADE BRASIELIRA DE GEOCIÊNCIAS, 1, 35-37. SCANDOLARA, J.E. (coord.) Mapa Geológico do Estado de Rondônia. Texto Explicativo. CPRM, 1997, 97p.

- Scandolaro J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L. Do E.S., Silva C.R. Da, Amorim J.L. de. 1999. *Mapa geológico do Estado de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, escala 1:1.000.000.
- Scandolaro, J.E. Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Tese de doutorado, Brasília 2006
- Souza, V.S. E Botelho, N.F. 2009. Composição química e isótopos de oxigênio em cassiterita e wolframita nos greisens do albita granito Palanqueta, depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(4): 695-704,
- Souza, E.C., Romanini, S.J., Adamy, A., Soeiro, R. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia*. CPRM/DNPM, Relatório Final, Porto Velho, 6 v.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Gerales, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazon craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 41-95.

## CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E ESTRUTURAL DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO CUIABÁ NA REGIÃO DE COCALINHO- MT

Keyla T. O. Coimbra<sup>1</sup> Elcio Rogério Covizzi Bonfim<sup>1</sup>, Rúbia Ribeiro Viana<sup>2</sup>, Gislaine Amorés Battilani<sup>2</sup>,  
Amarildo Salina Ruiz<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geólogos, <sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais-UFMT  
e-mail:keyla\_thay@hotmail.com.

### INTRODUÇÃO

A área de estudo situa-se no extremo sul do município de Cocalinho, porção leste do estado de Mato Grosso, em termos geológicos abrange a Província Tocantins, mais especificamente a Faixa de Dobramento Paraguai, Grupo Cuiabá. A Província Tocantins é formada por um extenso orógeno do Neoproterozóico, resultante da colisão dos Cráton Amazônico, São Francisco e Paranapanema. Esta Província situa-se na Região Centro Oeste do Brasil, cujas dimensões são de 2.000 km de comprimento e 800 km de largura, com direção geral Norte-Sul, sendo composta pelas faixas dobradas Araguaia e Paraguai a Noroeste, Faixa Brasília e Arco Magmático de Goiás, na porção Sudeste (Almeida *et al.* 1977, Mantovani & Neves 2005). Este trabalho é uma tentativa de entender os aspectos estruturais do Grupo Cuiabá na região de Cocalinho MT, baseado em observações e análises de elementos estruturais de campo, sendo discutidos anteriormente no trabalho de Coimbra & Bonfim (2013).

### METODOLOGIA

A metodologia deste trabalho consistiu no levantamento e acervo bibliográfico e cartográfico prévio disponível para área de trabalho, além de duas campanhas de campo para coleta sistemática de amostras dos litotipos presentes, para aquisição de elementos estruturais em escala macroscópica (texturas) e mesoscópica (foliação, lineação).

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### Aspectos de campo

Na área estudada os afloramentos ocorrem em forma de blocos, lajedos, corte de estrada, drenagens e serras. Na região designada “Morro da Macumba” (Figura 1 – C) foi identificado uma intercalação de litotipos do Grupo Cuiabá, em sequência da base para o topo: metarenito (Figura 1 – D), filito, ortoconglomerados (Figura 1 – F) e, novamente, metarenito em forma de blocos basculados (Figura 1-E). Nestas rochas é comum a presença de fraturas com direção preferencial 105/75, algumas preenchidas por veios de quartzo leitoso, com tamanhos que variam de 1 a 4 cm de largura, muitas vezes, formando bolsões de sílica (Figura 1- A e B).

#### Aspectos metamórficos e deformacionais

De acordo com a análise estrutural da área foi possível a identificação de duas fases deformacionais, incluindo uma importante zona de cisalhamento de expressão regional. Com objetivo de facilitar o entendimento da metodologia utilizada foram adotadas algumas convenções para representar as estruturas, bem como relacioná-las com a fase de deformação responsável por sua geração, sendo assim o índice *n* corresponderá a esta relação e as siglas *D<sub>n</sub>*, *S<sub>n</sub>*, *L<sub>n</sub>* e *J<sub>n</sub>*, correspondem respectivamente à dobras, foliação, lineação e juntas.

A primeira fase de deformação (*F*<sub>1</sub>) foi identificada em toda área estudada, e é compatível com metamorfismo da Fácies xisto verde. Esta deformação foi responsável pelo dobramento do acamamento sedimentar *S*<sub>0</sub> (Figura 1 – M), modelando a estruturação regional de acordo com o ângulo entre os flancos, caimento do eixo e a superfície axial, sendo as dobras classificadas em abertas. Paralelo à superfície axial das dobras *D*<sub>1</sub> ocorre uma foliação penetrativa *S*<sub>1</sub> (Figura 1 – G e H), que nos filitos é classificada como clivagem ardosiana e nos litotipos de granulação maior é definido como xistosidade, cuja direção média é de N40E com mergulho, variando de 20° a 75° para os quadrantes SE e NW, sucessivamente (Figura 1 - N).

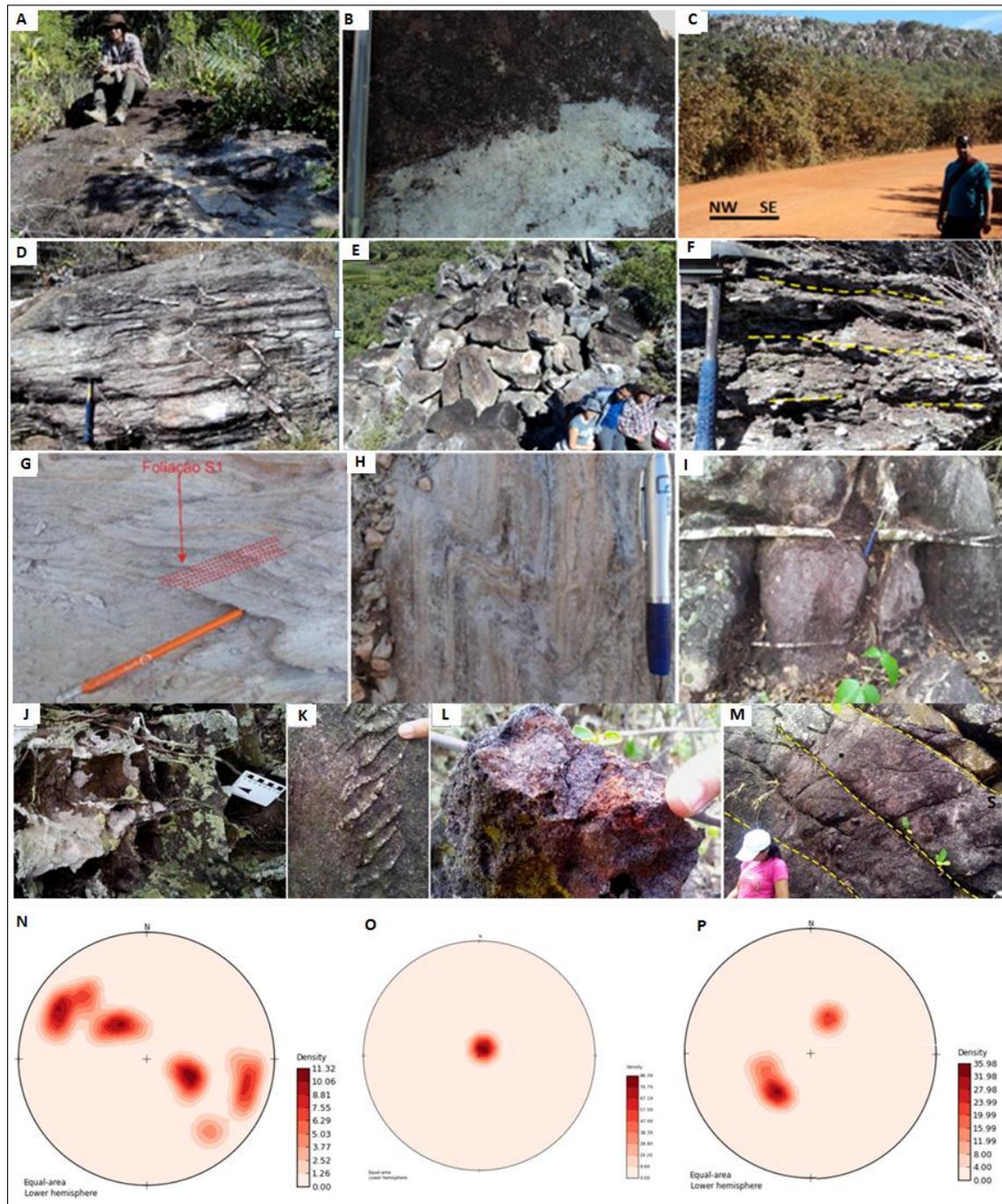


Figura 1- A - Afloramento de quartzito em forma de lajedo, B - Bolsões de sílica nos afloramentos de quartzito, C - Foto para demonstrar a orientação da serra “Morro da Macumba”, D - Forma de ocorrência do metarenito (afloramento em forma de blocos com veios de quartzito leitoso sub-verticais), E - Topo da serra, constituídos por blocos de metarenito basculados, F - Ortoconglomerado oligomítico, com clastos presença de quartzito leitoso orientados, G e H - Fotografia ilustrando a foliação  $S_1$  paralelo a dobra  $D_1$ , I - Fotografia ilustrando juntas paralelas a foliação, preenchidas por veios de quartzito, J - Afloramento constituído por Vugs, preenchidos por quartzito, K - Metarenito com veio de quartzito sigmoidal, L - Cataclasito com clastos de metarenito, com matriz ferruginosa. M – Metarenito com  $S_0$  preservado, N - Projeção estereográfica para medidas de foliação  $S_1$ , do filito e quartzito do Grupo Cuiabá. O. Projeção estereográfica para medidas do eixo de dobras dos Filitos relacionados a  $F_2$ , P - Projeção estereográfica para medidas da foliação  $S_2$  dos filitos.

Próximo às zonas de charneiras, a  $S_1$  encontra-se perpendicular ao  $S_0$  e apresenta mergulhos íngremes (Figura 1 - N), enquanto nos flancos mostra paralelos  $S_0$  (Figura 1 - N) e, nessas situações, são observados as medidas de mais baixos mergulhos. Paralelo ao plano de mergulho da foliação  $S_1$  observa-se uma lineação de intersecção  $L_1$  (Figura 1 - N) que ocorre entre  $S_1$  e a  $S_2$ . O desenvolvimento da lineação  $L_1$  foi devido, principalmente, ao caráter rúptil dos quartzitos. Ainda nesta fase de deformação foi observado um conjunto de juntas e veios preenchidos por quartzo leitoso que ocorrem tanto paralelos, quanto perpendicular a foliação (Figura 1 - I).

Na segunda fase de deformação as estruturas geradas na  $F_1$  foram afetadas conforme o comportamento reológico das rochas, tendo um caráter dúctil-ruptil mas também, desenvolvidas em condições de metamorfismo da fácies xisto verde. Vale ressaltar que esta fase foi responsável pela ocorrência da zona de cisalhamento, que possui expressão regional.

Esta fase de deformação é marcada pelo redobramento do  $S_0$  e dobramento suave da  $S_1$ , sabe-se que o ângulo entre os flancos classificam essas dobras em abertas e o mergulho da superfície axial e eixo da dobra permitiram classificá-las em dobras horizontais inclinadas, sendo as medidas do eixo da  $D_2$  observadas no sistema de dobras  $D_2$  (Figura 1 - O). No plano axial a essas dobras forma-se uma foliação penetrativa caracterizada como crenulação, de direção preferencial N30W, com mergulhos suaves variando de 22° a 38° para nordeste (Figura 1 - P). No metarenito foram observados veios de quartzo com textura fibrosa de até 5 mm de espessura, tendo também veios de quartzo leitoso em echelon resultante de um movimento sinistral (Figura 1 - K), assim como vugs preenchidos por quartzo (Figura 1 - J).

Evidências da zona de cisalhamento tais como brechas e cataclasitos são encontradas em toda área mapeada. Estas zonas de cisalhamento coincidem com *trend* regional e possuem direção preferencial NE/SW. As brechas e os cataclasitos possuem coloração avermelhada, estrutura maciça, com matriz de composição arenosa rica em ferro, com clastos de quartzo leitoso, metarenito e quartzito bem selecionado, subangulosos a subarredondados (Figura 1-L).

## CONCLUSÃO

A análise dos elementos estruturais impressos nos metassedimentos do Grupo Cuiabá que afloram na região de Cocalinho-MT, sugerem duas fases de deformação, a primeira fase ( $F_1$ ) responsável pelo dobramento do acamamento sedimentar  $S_0$ , e a segunda fase ( $F_2$ ), pelo redobramento das estruturas geradas durante a  $F_1$ , assim como a ocorrência de uma zona de cisalhamento de expressão regional evidenciada em toda área estudada. De acordo com estas análises pode-se sugerir, neste trabalho, que estas fases de deformação podem estar associadas ao evento tectono-metamórfico que gerou o grande Lineamento Transbrasiliano.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves BB., Fuck RA. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande. Atas. Recife: Núcleo Nordeste da sociedade Brasileira de Geologia. 1:363-392.
- Coimbra & Bonfim. 2013. Mapeamento geológico preliminar (escala 1:250.000) da região de Cocalinho-MT, e levantamento geofísico das rochas máficas e ultramáficas associadas ao granito Itacaiú. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Ciências exatas e da terra, UFMT, 117p.
- Mantovani M.S.M. & Brito Neves B.B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. Gondwana Research. Japan, International Association for Gondwana Research. 3:303-315.

## PALEOMAGNETISMO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO DE PRATA – CRÁTON AMAZÔNICO

Larissa N. Tamura<sup>1</sup>, Manoel S. D'Agrella-Filho<sup>1</sup>, Ricardo I. F. Trindade<sup>1</sup>, Wilson Teixeira<sup>2</sup>, Amarildo S. Ruiz<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IAG-USP, São Paulo, Brasil, <sup>2</sup>IGc-USP, São Paulo, Brasil, <sup>3</sup>UFMT, Mato Grosso, Brasil.

### INTRODUÇÃO

São raros os blocos continentais para os quais curvas de deriva polar aparente (CDPAs) são definidas para períodos de tempo mais antigos. No caso do Cráton Amazônico, a CDPA é limitada a um curto período do tempo, entre 2,15 e 1,97 Ga (Théveniaut et al., 2006). Portanto, novos polos paleomagnéticos são necessários de modo a definir a CDPA para o Cráton Amazônico durante o Proterozóico e para testar os modelos paleogeográficos propostos com base em correlações geológicas. Este trabalho apresenta novos dados paleomagnéticos obtidos para o enxame de diques de Nova Lacerda, localizado adjacente à chamada orogênese Rio Alegre (1,51-1,48 Ga) e terreno Jauru (1,79-1,60 Ga), com implicações para a definição da curva de deriva polar aparente do Craton Amazônico durante o Mesoproterozóico.

### ASPECTOS GEOLÓGICOS E AMOSTRAGEM

Na região de Nova Lacerda (Mato Grosso), aflora um enxame de diques máficos, os quais foram denominados, coletivamente, de enxame de diques Rancho de Prata (Ruiz, 2005) e/ou Nova Lacerda (Corrêa da Costa et al., 2009). Adotaremos aqui o primeiro nome, devido a existência do nome Nova Lacerda para um granitóide na região. Os diques máficos apresentam direções de N30°-50°W a NE e cortam rochas metamórficas policíclicas e graníticas do chamado domínio Jauru (1,79 e 1,60 Ga, Ruiz, 2005, Sousa et al., 2006). Localmente alguns diques cortam o pluton granitoide Nova Lacerda ( $1462 \pm 12$  Ma) da suite intrusiva Pindaiatuba (e.g., Bettencourt et al., 2010). A idade deste pluton é equivalente a do batólito Santa Helena que aflora mais a leste (Geraldes et al., 2001). Do ponto de vista tectônico, Sousa et al. (2006) interpretaram estes diques como um evento magmático tardio associado ao colapso do orógeno Sunsás-Aguapeí. Entretanto, um estudo isocrônico Rb-Sr compreendendo amostras de varios diques deste enxame indicou uma idade de  $1380 \pm 32$  Ma (Corrêa da Costa et al., 2009). Portanto, os diques Rancho de Prata podem estar tectonicamente associados à evolução da Província Rondiana-San Ignacio, mais precisamente à um episódio intraplaca antecedente à fase compressional do cinturão Alto Guaporé, cujo ápice ocorreu entre 1,35-1,32 Ga (Bettencourt et al., 2010).

Para o trabalho paleomagnético, foram coletados 242 cilindros orientados de 2,5 cm de diâmetro e três blocos de mão orientados de 24 sítios. Em um dos sítios amostrados, um dique máfico de ~2 m de largura cortava rochas graníticas do pluton Nova Lacerda. Neste sítio, foram coletadas 8 amostras do dique e 16 amostras do granito de ambos os lados do contato, até a distância máxima de 2,80 m, para a realização de um teste de contato cozido.

### RESULTADOS E ANÁLISES

Foram feitas desmagnetizações de 226 amostras pertencentes aos 24 sítios amostrados. Porém, somente 13 sítios apresentaram direções coerentes. Os demais sítios não apresentaram coerência nas direções de magnetização isoladas durante o tratamento, muito provavelmente, em decorrência de movimentos dos blocos de rocha amostrados. Assim, estes sítios foram desprezados da determinação de direções médias e cálculo do polo paleomagnético.

A desmagnetização térmica foi efetuada para uma amostra de cada sítio estudado. De modo geral, este tratamento não foi eficiente para separar as componentes de magnetização presentes nas amostras. Já o tratamento por campos magnéticos alternados foi eficiente para isolar direções com inclinações positivas e negativas altas nestas amostras (Fig. 1). Após inverter as direções com polaridade normal, uma direção média  $D_m=35,3^\circ$ ,  $I_m=80,7^\circ$  ( $N=13$ ,  $\alpha_{95}=9,5^\circ$ ) foi determinada, a qual forneceu o pólo paleomagnético localizado em  $310,7^\circ$  E,  $0,5^\circ$  S ( $A_{95}=16,9^\circ$ ,  $K=7,0$ ).

Um teste de contato cozido foi realizado para o sítio 5 (AZ-206), onde um dique máfico corta um corpo granítico (vide acima). As amostras do dique apresentaram direções norte/nordeste

com inclinações positivas altas (AZ206Q3 na Fig. 2a). Entretanto, não foi possível isolar a direção do corpo granítico, pois a maioria das amostras coletadas apresentou direções instáveis. As Figs. 2b, c e d apresentam as desmagnetizações efetuadas para as amostras do dique coletadas no contato com o dique (amostras AZ206J1 e AZ206K1) e a 20 cm do dique (amostra AZ206H1). Note que, apesar de não ser possível identificar a direção característica para estas amostras, o tratamento AF mostra uma componente de coercividades baixas, similar à obtida para as amostras do dique. Esta componente não é observada para amostras mais afastadas do contato.

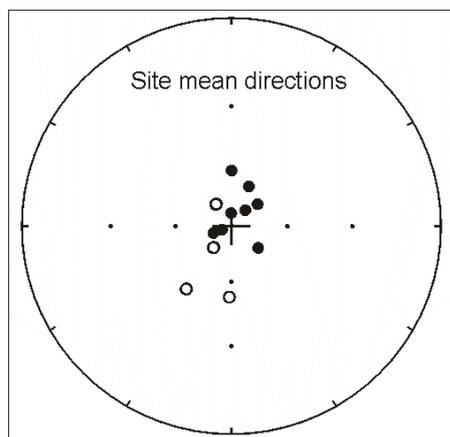


Figura 1- Direções médias por sítio (símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas)).

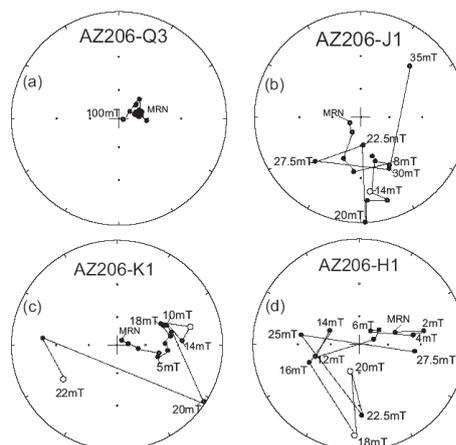


Figura 2- Teste de contato cozido: desmagnetizações AF (símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas)) de uma amostra do dique máfico (a) e de amostras de granito no contato (a, b) e a 20 cm do contato (d).

Embora o teste de contato cozido não possa ser considerado positivo, pois a direção do granito mais antigo não pode ser isolada, a componente Rancho de Prata (RP) é bem diferente da direção do campo atual. Estas evidências, aliadas ao fato de que os diabásios não apresentam sinais de metamorfismo (conforme estudo petrográfico), nos levam a supor uma origem primária para esta magnetização remanente característica.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para os diques Rancho de Prata propiciaram o cálculo de um polo paleomagnético localizado em  $310.7^\circ\text{E}$ ,  $0.5^\circ\text{S}$  ( $N=13$ ,  $A95=16,9^\circ$ ,  $K=7.0^\circ$ ). Determinações geocronológicas Rb-Sr indicam idade de  $1380\pm 32$  Ma para estas rochas, a qual pode corresponder à idade da magnetização característica isolada nos tratamentos de laboratório. Atualmente existem quatro polos paleomagnéticos determinados para o Cráton Amazônico, com idades Mesoproterozóicas: o polo Nova Guarita (NG) obtido para diques da região norte do estado do Mato Grosso, cuja idade de  $1418,5\pm 3,5$  Ma é bem determinada através de datações  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  e um teste de contato cozido positivo confirma o caráter primário da magnetização isolada (Bispo-Santos et al., 2012). Outro polo foi determinado para a Intrusiva Indivaí situada em região próxima dos diques de Rancho de Prata, cuja idade de  $1415.9\pm 6.9$  Ma é bem definida através de determinações U-Pb (D'Agrella-Filho et al., 2012, Teixeira et al., 2011). Outros dois polos correspondem, respectivamente, aos sills máficos da região de Rio Branco e rochas sedimentares, na qual, os sills estão intercalados (Elming et al., 2009, D'Agrella-Filho et al., 2008). Queiroz e colaboradores (2013) apresentam novos resultados paleomagnéticos obtidos em sills e rochas sedimentares desta mesma região, os quais corroboram os resultados previamente apresentados por Elming et al. (2009) e D'Agrella-Filho et al. (2008) para estas rochas. Datações obtidas através do método U-Pb em zircões forneceram idades de  $1471\pm 8$  Ma e  $1427\pm 10$  Ma para um gabro e um granófiro, respectivamente, pertencentes a suíte máfico-félsica Rio Branco (Gerald et al., 2001). Os sills de Rio Branco podem também pertencer a este evento, já que xenólitos de

rochas sedimentares da região (nas quais os sills se encaixam) são encontrados em rochas da suíte Rio Branco (Ruiz, 2005).

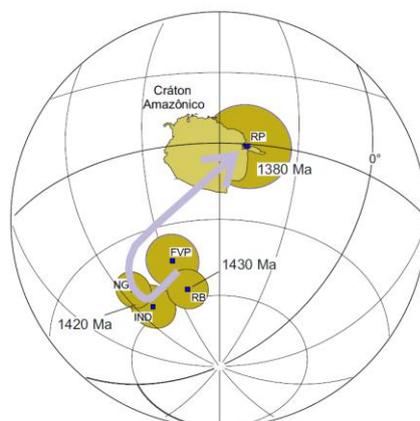


Figura 3- Polos paleomagnéticos do Cráton Amazônico para idades entre 1430 Ma e 1380 Ma: NG – Diques Nova Guarita, IND – Intrusiva Indiavaí, RB – Sills de Rio Branco, RS – Rochas sedimentares da região de Rio Branco, RP – Diques Rancho de Prata. Cráton Amazônico na sua posição atual.

Estes quatro polos, juntamente com o polo Rancho de Prata aqui determinado, estão representados na Fig. 3. A localização próxima dos polos Rio Branco e Formação Vale da Promissão com os polos Nova Guarita e Indiavaí sugerem que eles podem corresponder a direções de magnetização adquiridas entre 1430 e 1420 Ma. Já o polo Rancho de Prata (1387 Ma) situa-se bem distante dos polos acima mencionados. Esta diferença pode indicar uma rápida deriva polar aparente para o Cráton Amazônico entre 1420 Ma e 1380 Ma, como indicado na Fig. 3.

#### AGRADECIMENTOS

À FAPESP (2011/50887-6) e ao CNPq pelo apoio financeiro. Este trabalho faz parte do projeto INCT-GEOCIAM.

#### REFERÊNCIAS

- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Ruiz, A.S., Matos, R., Payolla, B.L. e Tosdal., R.M., 2010, The Rondonian-San-Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview, *J. South Amer. Earth Sci.*, 29, 28-46.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Janikian, L., Vasconcelos, P.M., Perillo, B.M., Pacca, I.G., Silva, J.A. e Barros, M.A.S., 2012, Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Prec. Res.*, 196-197, 1-22.
- Corrêa da Costa, P.C., Girardi, V.A.V., Ruiz, A.S., Matos, J.B. 2009, Geocronologia Rb-Sr e características geoquímicas dos diques máficos da região de Nova Lacerda e Conquista D'Oeste (MT), porção sudoeste do Craton Amazônico: *Geologia USP: Série Científica* 9 (1), 115–132.
- D'Agrella-Filho, M.S., Tohver, E., Santos, J.O.S., Elming, S-A., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G. e Geraldes, M.C., 2008, Direct dating of paleomagnetic results from Precambrian sediments in the Amazon craton: Evidence for Grenvillian emplacement of exotic crust in SE Appalachians of North America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 267, 188-199.
- D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldes, M.C., Pacca, I.I.G., Barros, M.A.S. e Ruiz, A.S., 2012, The 1420 Ma Indiavaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent, *Gond. Res.*, 22, 956-973.
- Elming, S.-Å., D'Agrella-Filho, M.S., Page, L.M., Tohver, E., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G., Geraldes, M.C. e Teixeira, W., 2009, A palaeomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study of Late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian Craton: Amazonia in the Rodinia reconstruction, *Geophys. J. International*, 178, 106-122.

- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W. e Babinski, M., 2001, Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil, *Prec. Res.*, 111, 91-128.
- Queiroz, M.V.B., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Teixeira, W. e Ruiz, A.S., 2013, Estudo paleomagnético e de anisotropias de suscetibilidade magnética de sills máficos da região de Rio Branco – MT (SE do Cráton Amazônico), *Latinmag 2013*. Este volume.
- Ruiz, A.S., 2005, Evolução geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico na região limítrofe Brasil-Bolívia. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, 2005, 259pp.
- Sousa, A.A., Ruiz, A.S., Caten, B.T. e Simões, L.S.A., 2006, Caracterização estrutural e petrográfica dos enxames de diques máficos pertencentes a Suíte Intrusiva Rancho da Prata, In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, S14, P-317.
- Teixeira, W., Geraldes, M.C., D'Agrella-Filho, M.S., Santos, J.O.S., Barros, M.A.S., Ruiz, A.S. e Costa, P.C.C., 2011, Mesoproterozoic juvenile mafic-ultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U-Pb geochronology and Nd-Sr constraints of the Figueira Branca Suite, *J. South Am. Earth Sci.*, 32, 309-323.
- Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J. M., Monie, P., Rossi, P. e Lahondere, D., 2006, Paleoproterozoic (2155-1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana, *Prec. Res.*, 150, 221- 256.

## CARACTERIZAÇÃO DE SUCESSIVOS EVENTOS PLUTÔNICOS DE ARCO MAGMÁTICO NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO OROGENÉTICA RIACIANA

Lúcia Travassos da Rosa-Costa<sup>1</sup>, Cintia Maria Gaia da Silva<sup>1</sup>, Jean Michel Lafon<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM – lucia.costa@cprm.gov.br

<sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso, Instituto de Geociências/UFPA

### INTRODUÇÃO

O Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM, através da Superintendência Regional de Belém, desenvolveu um projeto de mapeamento geológico na escala 1:250.000 na Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B), localizada na porção central do estado do Amapá (Figura 1), fundamentado pela integração de dados aerogeofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos) de alta resolução, levantamentos de campo, análises laboratoriais e sistematização de dados geológicos compilados da literatura.

Em termos geotectônicos, a Folha Rio Araguari localiza-se no contexto de uma expressiva faixa orogênia que se estende desde a porção nordeste do Escudo Brasil Central, e ao longo da porção oriental e norte do Escudo das Guianas. Os dados atuais indicam que esta faixa orogênica foi consolidada no Riaciano, e em linhas gerais pode ser correlacionada às províncias geocronológicas Maroni-Itacaiúnas e Transamazonas, segundo modelos vigentes de compartimentação do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004, Santos 2003).

Ao longo desta faixa orogênica, diversos estudos realizados na última década levaram à caracterização de diferentes domínios tectônicos, que guardam entre si diferenças, sobretudo, em termos de associações litológicas, assinatura isotópica, presença e extensão de fragmentos crustais mais antigos (siderianos e arqueanos) e história evolutiva. Na porção oriental do Escudo das Guianas, em território brasileiro, foram definidos os domínios Carecuru e Lourenço (Figura 1), cuja evolução envolve estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos magmáticos no Paleoproterozoico, além do Bloco Amapá, que representa um fragmento crustal arqueano retrabalhado pelas orogenias riacianas (Ricci et al. 2001, Rosa-Costa et al. 2003, 2006).

O mapeamento geológico da Folha Rio Araguari levou à proposição de novas unidades litoestratigráficas e à redefinição/revisão de outras já consagradas na literatura (vide Rosa-Costa et al. 2012). Neste trabalho serão enfocadas três unidades do Domínio Lourenço, designadas Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa Vento e Complexo Rio Araguari, as quais incluem associações de (meta)granitoides representativos de sucessivos eventos magmáticos riacianos, estabelecidos entre 2,20 e 2,10 Ga, cujas assinaturas litoquímicas e isotópicas apontam para uma evolução em ambiente de arcos magmáticos em margem continental ativa.

### ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS

A Suíte Intrusiva Flexal, o Tonalito Papa Vento e o Complexo Araguari guardam estreitas semelhanças em termos de constituição litológica, assinatura química, características texturais e deformacionais das rochas aflorantes. Diferenças sutis de assinatura geofísica permitiram a cartografia destas unidades, no entanto, o principal critério utilizado para a individualização foi as diferenças de idade.

São suítes (meta)plutônicas expandidas, representadas por uma associação de rochas com amplo espectro composicional, de dioritos a monzogranitos, embora dominem os tonalitos e granodioritos. São rochas de granulação média a grossa, mesocráticas a leucocráticas, em geral acinzentadas. As diferenças texturais observadas são produto da intensidade de deformação a que foram submetidas. Ocorrem rochas isotrópicas, ou levemente deformadas, ou ainda litotipos apresentando um pronunciado bandamento composicional sin-magmático. Os corpos são em geral controlados por grandes transcorrências e nas proximidades destas estruturas é registrada uma foliação promilonítica/milonítica. Tipos porfiríticos ocorrem localmente, onde os fenocristais apresentam comumente uma orientação de fluxo magmático. Em áreas de maior concentração de deformação, observa-se uma foliação protomilonítica superposta/concordante à foliação magmática, o que sugere o caráter sin-tectônico do magmatismo. Os minerais essenciais

são plagioclásio (variando de labradorita sódica a andesina cálcica nos dioritos e oligoclásio nos demais), quartzo e feldspato alcalino, sendo que este último não aparece nos dioritos. Hornblenda, biotita e epidoto magmático são cristais varietais comuns, e opacos (ilmenita+ magnetita ± pirita), titanita, allanita, apatita e zircão ocorrem como acessórios. Sericita, epidoto e clorita aparecem como fases tardi a pós-magmáticas (secundárias). As microtexturas variam, conforme o grau de deformação, entre equigranular hipidiomórfica/xenomórfica, porfirítica, porfiroclástica/protomilonítica e milonítica. O Complexo Rio Araguari incorpora ainda rochas gnáissicas, sendo uma característica notável desta unidade a presença frequente de enclaves de rochas meta-supracrustais, centimétricos a métricos, dominando amplamente os enclaves máficos, além de ocasionais gnaisses aluminosos derivados de protólitos sedimentares.

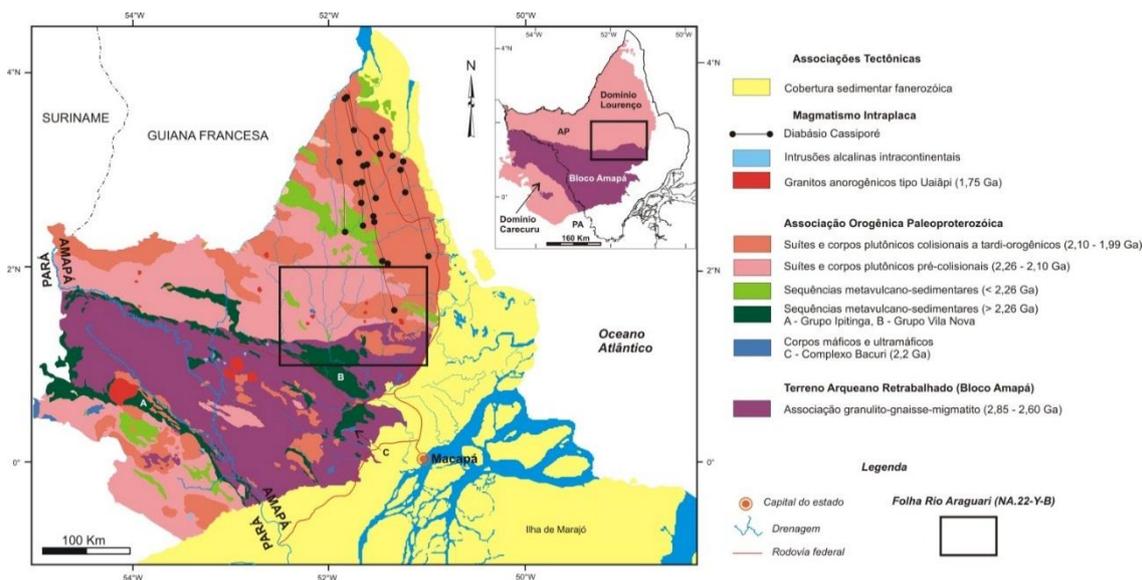


Figura 1 - Associações litotectônicas dos domínios Lourenço e Careuru e Bloco Amapá. Baseado em CPRM (2004) e Rosa-Costa et al. (2006).

## CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Foram selecionadas para análises litoquímicas rochas dioríticas a monzograníticas das três unidades, embora tenham sido priorizadas as de composição tonalítica e granodiorítica. Os conteúdos de sílica variam de 52,49 a 70,01%, dos tipos dioríticos para os monzograníticos, assim como os teores de elementos ferromagnesianos ( $Fe_2+MgO+TiO_2$ ), que variam de 17,62 a 3,73. São rochas de natureza subalcalina, que nos diagramas ACKN x ANK plotam principalmente no campo das rochas metaluminosas, com tipos peraluminosos associados. Mostram forte afinidade geoquímica com as rochas da série cálcio-alcalina no diagrama  $K_2O$  x  $SiO_2$ , incidindo no campo das rochas cálcio-alcalinas normais e de alto K. No diagrama ternário AFM apresentam *trend* evolutivo compatível com o das séries cálcio-alcalinas. Com relação aos ETR, normalizados ao condrito de Boyton (1984), o padrão dominante é de enriquecimento acentuado dos ETRL em relação aos ETRP, e sem anomalias de Eu. No diagrama Rb x Y+Nb (Pierce et al. 1984), discriminante de ambiente tectônico, incidem no campo das rochas formadas em ambiente de arco vulcânico.

## IDADES E ASSINATURA ISOTÓPICA DO Nd

Duas rochas de cada unidade foram datadas através das sistemáticas U-Pb LA-ICP-MS e evaporação de Pb em zircão. Na Suíte Intrusiva Flexal dois tonalitos forneceram uma idade concordante U-Pb de  $2184 \pm 13$  Ma (MSWD = 1) e uma idade média Pb-Pb de  $2197 \pm 3$  Ma (USD = 2), obtida com 7 cristais. No Tonalito Papa Vento, um metatonalito forneceu idade U-Pb concordante de  $2136 \pm 7,5$  Ma (MSWD = 1,7) e em outro foi obtida uma idade Pb-Pb de  $2130 \pm 20$  Ma, a partir da média de 3 cristais. Dois tonalitos protomiloníticos do Complexo Rio Araguari

foram datados pelo método de evaporação de Pb em zircão, tendo fornecido idades de  $2111 \pm 2$  Ma (USD = 1,5) e  $2116 \pm 4$  Ma.

Isótopos de Nd analisados em amostras das 3 unidades revelaram um conjunto de idades  $T_{DM}$  arqueanas, entre 3,47 e 2,67 Ga, com  $\epsilon_{Nd(T)}$  fortemente negativos entre -15,37 e -3,78, e um conjunto paleoproterozoico, com  $T_{DM}$  de 2,47 e 2,37, com  $\epsilon_{Nd(T)}$  respectivamente de -2,2 e +0,65. Os dados de Nd indicam que as fontes dos magmas precursores foram geradas em eventos de acreção crustal no Paleoproterozoico, envolvendo também a participação de componentes crustais arqueanos.

## DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geológico de semi-detalle realizado na Folha Rio Araguari, adicionado a dados petrográficos, geocronológicos/isotópicos e litoquímicos permitiram a caracterização de três eventos magmáticos de natureza cálcio-alcálica, no âmbito do Domínio Lourenço, estabelecidos em torno de 2,20-2,19 Ga, 2,14-2,13 Ga e 2,11 Ga, cuja origem é consistente com evolução ao longo de uma *long lived* margem continental ativa, em ambiente de arco magmático. Eventos magmáticos acrescionários em torno de 2,20-2,19 Ga e 2,14-2,13 Ga foram reconhecidos em diversos domínios da faixa orogênica riaciana em questão, na porção setentrional (ex. Delor et al. 2003) e sudeste (ex. Avelar et al. 2003, Nogueira et al. 2000, Rosa-Costa et al. 2003, 2006) do Escudo das Guianas, tendo sido interpretados como originados em ambiente de subducção, em arcos de ilha intra-oceânicos ou arcos magmáticos continentais, caracterizando estágios acrescionários da evolução orogênica riaciana. No entanto, a datação de tonalitos do Complexo Rio Araguari em torno de 2,11 Ga, cujas assinaturas geoquímica e isotópica também são compatíveis com evolução em ambiente de arco magmático continental, indica que o período acrescionário se estendeu até o Neoriaciano. Estes dados são compatíveis com o trabalho de Barreto et al. (2013) que dataram granitoides cálcio-alcálicos do Complexo Rio Araguari em torno de 2,1 Ga.

O conjunto de dados obtidos por diversos autores na faixa orogênica riaciana da porção oriental do Escudo das Guianas, indica que o estabelecimento, em um intervalo de cerca de 100 Ma, de arcos magmáticos ao longo de margens continentais foi um importante mecanismo de formação de crosta continental. No entanto, o reconhecimento de arco magmático no Neoriaciano deve induzir a revisões nos modelos vigentes para a evolução orogênica, visto que trabalhos anteriores têm caracterizado o intervalo entre 2,11 e 2,08 Ga como a fase colisional da orogênese, que envolveu metamorfismo de alto grau em cinturões de cavalgamento e formação de corpos graníticos sin-colisionais (ex. Delor et al. 2003, Rosa-Costa et al. 2008).

## REFERÊNCIAS

- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4, 83-100.
- Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Rosa-Costa, L.T., Dantas, E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 97-116.
- Boynnton, W.V. 1984. Cosmogeochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-114.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G. 2003. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd ed). *Géologie de la France*, 2-3-4, 5-58.
- Nogueira, S.A.A., Bettencourt, J.B., Tassinari, C.C.G. 2000. Geochronology of the granitoid hosted Salamangone Gold: Deposit Lourenço District Amapá, Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, 30, 261-264.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L., Vasquez, M.L., Vale, A.G., Macambira, E.M.B., Araújo, O.J.B. 2001. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. p.
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Cocherie, A., Delor, C. 2008. Electron microprobe U–Th–Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, 26, 445-462.
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the Southeast of Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, 2, 277-300.
- Rosa-Costa, L.T., Ricci, P.S.F., Lafon, J.M., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A, Klein, E.L., Macambira, E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará. Brazil. Southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4, 101-120.
- Rosa-Costa, L.T, Silva, C.M.G, Barbosa, J.P.O, Costa Neto M.C. 2012. Projeto Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B. Mapa Geológico (1:250.000). CPRM, Belém.
- Santos S, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 169-226.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, 471-485.

## REGISTRO DE FUNDO OCÊNICO NA PORÇÃO CENTRO-OESTE DO CINTURÃO ARAGUAIA, O EXEMPLO DA SUÍTE OFIOLÍTICA MORRO DO AGOSTINHO

Luciana de Jesus Penha Pamplona Miyagawa, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, Juvenal Juarez Andrade da Silva Neto

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém (PA), Brasil. lucianapamp@ufpa.br, gorayebp@ufpa.br, juvenal.neto@ig.ufpa.br

Ao longo do domínio de baixo grau metamórfico do Cinturão Araguaia foram identificadas suítes de natureza ofiolítica que se distribuem na forma de dezenas de corpos isolados, dentre eles, destaca-se a Suíte Ofiolítica Araguacema, alvo desta pesquisa. A Suíte Ofiolítica Araguacema situa-se nos arredores da cidade de mesmo nome, no noroeste do Estado do Tocantins e está encaixada, tectonicamente, nas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), (Figura 1).

Essa suíte é constituída por três principais unidades litológicas: peridotitos serpentinizados, basaltos almofadados e metacherts ferríferos (Figura 2). Os peridotitos serpentinizados são os tipos predominantes e, em geral, são rochas faneríticas grossas, deformadas e apresentam-se recortados por veios de crisotila. Os peridotitos foram classificados em harzbugitos e wehrlitos. Os harzbugitos, considerados peridotitos mantélicos, apresentam textura predominantemente pseudomórfica dada pelas feições tipo *mesh* e *bastite*. Os wehrlitos representam peridotitos cumulados, apresentam textura cumulada evidenciada por grandes cristais de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio, os quais estão parcialmente serpentinizados.

No flanco NE da Suíte Ofiolítica Araguacema aflora uma expressiva camada de basaltos almofadados (*pillow* basaltos), na qual foram identificados três tipos de basaltos: maciços, hipovítreos com esferulitos e hialoclastitos. Os basaltos maciços estão presentes no núcleo das almofadas e pouco interagiram com a água no ambiente de fundo oceânico onde se formaram, guardando perfeitamente suas características vulcânicas preservadas na maioria dos casos (Figura 3). Esses basaltos são homogêneos, afaníticos, com textura intersertal composta essencialmente por cristais ripiformes de plagioclásio e clinopiroxênio, os quais se encontram envolvidos por material vítreo e alguns minerais secundários. Os basaltos hipovítreos com esferulitos estão presentes nas porções intermediárias da almofada (próximo à borda) e apresentam feições de resfriamento rápido (*quenching*) destacando-se a presença de esferulitos, cristais aciculares e radiais de plagioclásio, minerais opacos com formas esqueléticas e clinopiroxênio com terminações do tipo “rabo-de-andorinha” (Figura 4). Os hialoclastitos constituem a borda mais externa da almofada e, portanto, representam litotipos metassomatizados devido a interação da superfície da lava com a água do mar, o que gerou mudanças mineralógicas através da substituição dos cristais de Ca-plagioclásio e augita por albita, epidoto, clorita e carbonatos, bem como transformações químicas, através do empobrecido em sílica e álcalis e do enriquecimento das concentrações de MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Os metacherts ferríferos da suíte correspondem aos sedimentos químicos marinhos de ambiente oceânico profundo, constituindo a porção superior do ofiolito. Essas rochas exibem bandamentos descontínuos milimétricos ricos em quartzo e magnetita. A microscopia eletrônica de varredura identificou, nos peridotitos serpentinizados, olivina magnésiana (forsterita), clinopiroxênio (augita), magnetita, Mg-Fe cromita, sulfetos e óxidos de Ni. Nos basaltos foram encontrados plagioclásio sódico (albita), augita, magnetita, calcocita e calcopirita. Por difratometria de raios-X foi identificado cuprita e magnésio-ferrita nos harzbugitos, e clinocloro, nimita (mica rica em Ni) e politionita (mica rica em K e Li) nos esferulitos dos basaltos. Do ponto de vista geoquímico os harzbugitos são rochas ricas em MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Ni e pobres em CaO e Si<sub>2</sub>, o que está refletido na mineralogia formada, essencialmente, por olivina e ortopiroxênio. Os wehrlitos, contudo, são ricos em MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Cr, o que resultou na presença da olivina, augita e magnésio-cromita. Embora haja diferença nas concentrações de alguns elementos maiores, em geral, os peridotitos mostram-se levemente empobrecidos em elementos terras raras

(ETR) leves comparado aos ETR pesados, com assinaturas geoquímicas sugestivas de derivação de um manto lherzolítico.

Os basaltos almofadados revelaram natureza subcalcina-toleítica do tipo MORB. As razões  $La/Yb_n < 1$  confirmam essa natureza e as razões  $La/Sm_n < 1$  indicam ser do tipo N-MORB, resultantes de processos de fusão parcial de uma fonte mantélica empobrecida. A anomalia negativa de Sr definiu retenção de plagioclásio durante as etapas de fusão parcial para a formação dos basaltos e confirma uma fonte mantélica empobrecida do tipo plagioclásio-lherzolito, típica de basaltos de cadeia meso-oceânica N-MORB. A análise dos dados permitiu caracterizar a Suíte Ofiolítica Araguacema como um pequeno fragmento alóctone de um segmento manto/crosta oceânica bem preservada e fracamente metamorfisada, que marca um momento de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozóico na evolução crustal do Cinturão Araguaia.

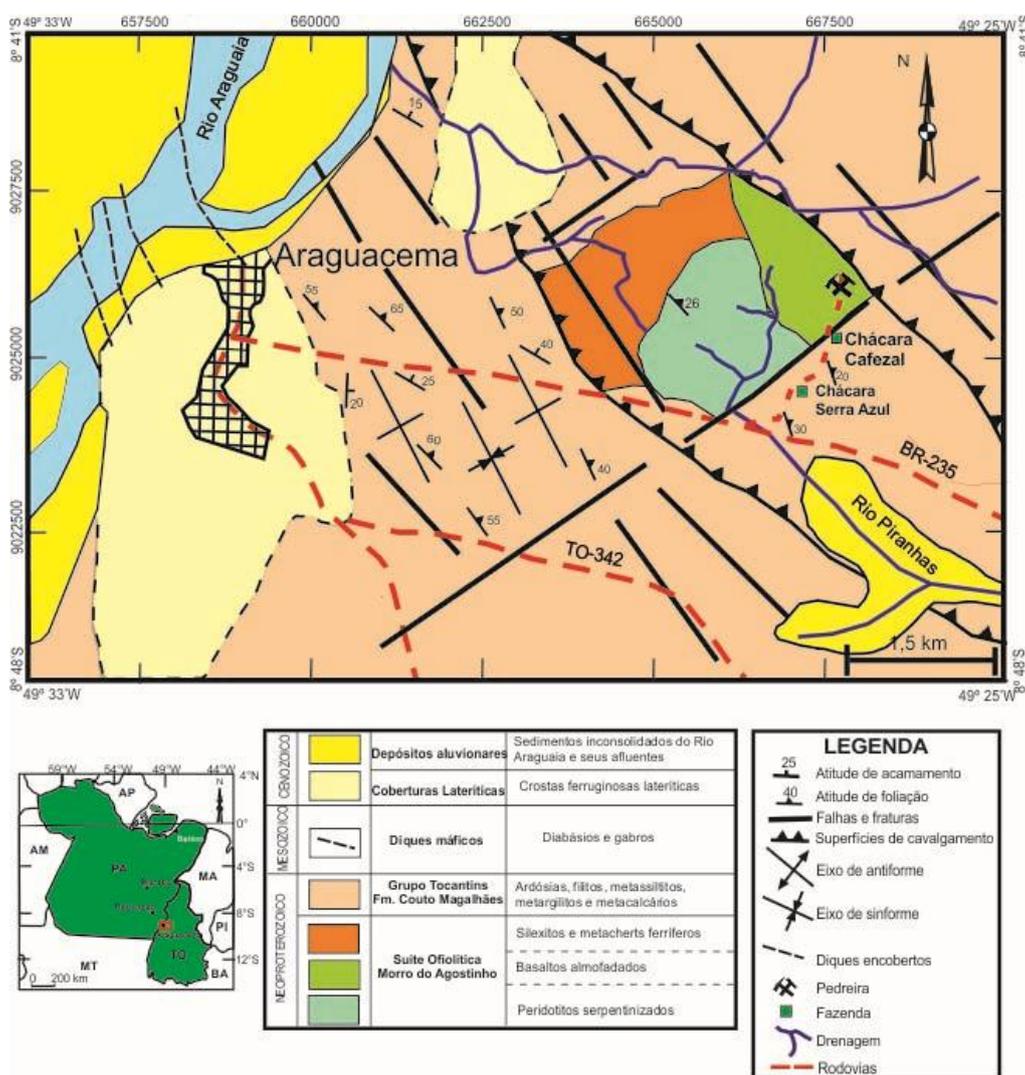


Figura 1 - Mapa geológico da região de Araguacema (TO), elaborado a partir da compilação de dados do mapa geológico da Folha Redenção (CPRM, 1999) e deste trabalho.

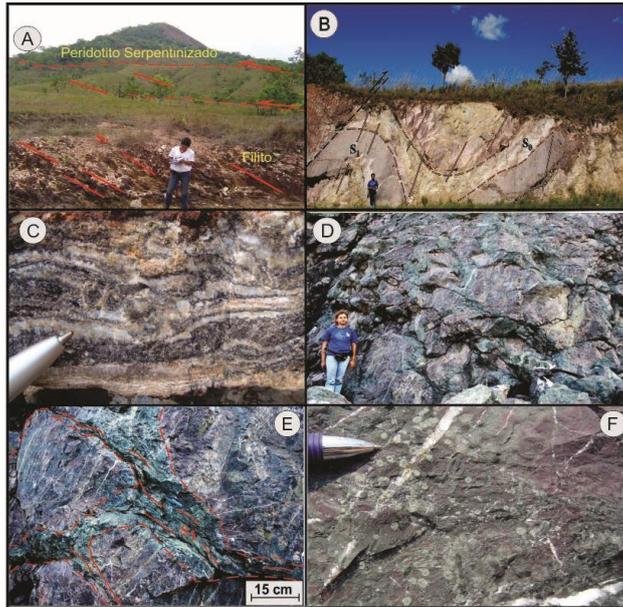


Figura 2 - A) Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho encaixada tectonicamente nos filitos da Formação Couto Magalhães. B) Afloramento que mostra camadas de espessuras métricas de metarenitos alternados com ardósias dobradas em anticlinais e sinclinais. C) Chert com estratificação planoparalela (leitões ricos em quartzo com hematita e magnetita). D) Basaltos almofadados. E) Destaque para as estruturas em almofada, com zonas interalmofadas de cor verde. F) Basalto hipovítico que apresenta feições de resfriamento brusco em formas de esferulitos de dimensões milimétricas.

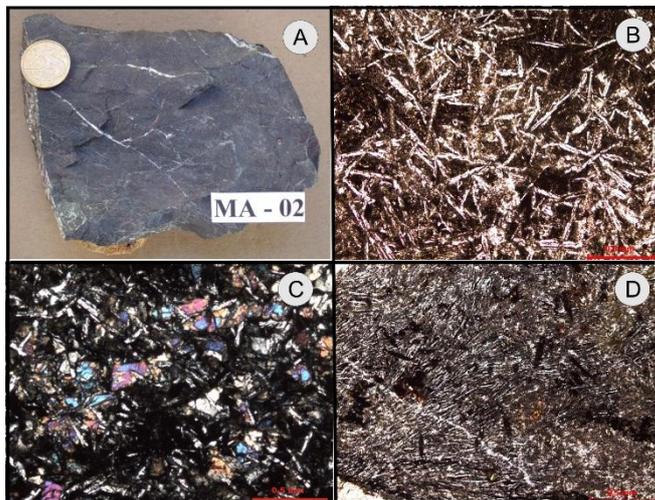


Figura 3 - Aspectos gerais dos basaltos maciços: A) Basalto de cor cinza com granulação muito fina contendo vidro. B) Textura intersertal definida por cristais aciculares aleatórios de plagioclásio. C) Textura intersertal caracterizada por ripas de plagioclásio, grânulos de clinopiroxênio e olivina com interstícios preenchidos por material vítreo. D) Agulhas de plagioclásio alinhadas denotando textura hialopilitica.

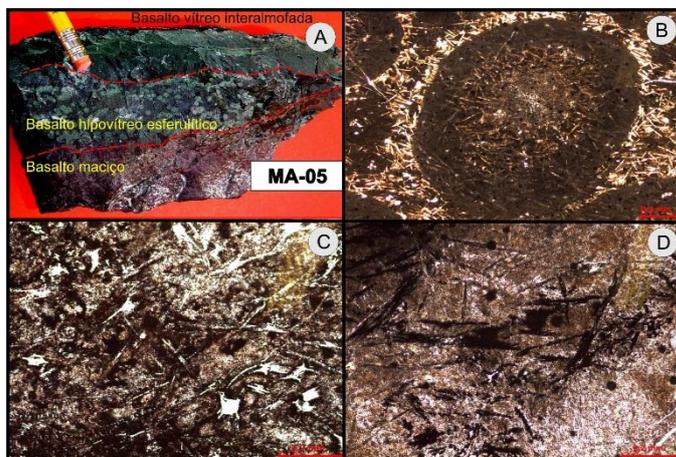


Figura 4 - Aspectos texturais e mineralógicos do basalto hipovítico com esferulitos: A) Amostra de basalto hipovítico de cor verde envolvendo o basalto maciço ao topo. B) Esferulito constituído por cristais aciculares de plagioclásio em massa criptocristalina com vidro. C) Pseudomorfos de plagioclásio exibindo terminações afiladas, semelhantes às feições de “rabo-de-andorinha”. D) Cristais aciculares com terminações em formas tipo “rabo-de-andorinha” em clinopiroxênio oxidado.

## Geologia da Folha Rio Bacajá (1:100.000), Terreno Bacajá, Estado do Pará

Marcell Leonard Besser & Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Universidade Federal do Paraná – Departamento de Geologia

A Folha Rio Bacajá (1:100.000) se localiza a leste do rio Xingu e a sul da cidade de Anapu, no centro-leste do Estado do Pará. A Folha Rio Bacajá situa-se no Terreno Bacajá da Província Transamazonas (Maroni-Itacaiúnas) na qual predominam rochas paleoproterozoicas. Observa-se um amplo predomínio de corpos granitoides alongados nas direções NW e WNW em relação às sequências metavulcanossedimentares.

Na Folha Rio Bacajá afloram rochas arqueanas dentre as quais se distinguem o Anfibolito Armezinho e gnaisses graníticos do Complexo Araunã. Estes anfibolitos se limitam à pequena área do nordeste da folha e são caracterizados por matriz granoblástica e poiquiloblastos euédricos de plagioclásio. A assinatura geoquímica destas rochas é comparável a dos toleítos oceânicos. Os gnaisses afloram na parte nordeste e leste da folha, têm composição sienogranítica a monzogranítica e por vezes textura porfiroclástica. Estes gnaisses mostram foliação marcante definida pela orientação preferencial de feldspatos, pelo achatamento de cristais de quartzo e por níveis ricos em biotita. Em rochas com porfiroclastos de microclina a rocha possui aspecto de *augen* gnaiss. Uma foliação N33W/80NE, provavelmente arqueana, de natureza milonítica tem atitude e foi afetada por zonas miloníticas N83E/86NW, provavelmente paleoproterozoicas. Estes granitoides têm composição cálcio-alcálica e idade Pb-Pb evaporação de zircão de  $2585 \pm 7$  Ma. Esta idade é atribuída à cristalização do protólito granítico.

Na parte centro-sul da Folha Rio Bacajá encontra-se uma faixa alongada na direção WNW formada por rochas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras. Nesta unidade predominam anfibolitos e metabásicas em relação a quartzitos e metarritimitos da Formação Bacajá. As faixas de rochas metassedimentares possuem algumas dezenas a centenas de metros de espessura e alguns quilômetros de comprimento. Esta intercalação de anfibolitos e rochas metassedimentares define o acamamento litológico das rochas paleoproterozoicas.

Nos metarritimitos há uma foliação  $S_n$  interna e fortemente crenulada pela superfície  $S_{n+1}$ , esta por vezes transpõe a  $S_n$ . Esta superfície é marcada, em escala mesoscópica, pela alternância de níveis ricos em quartzo e sericita de espessura subcentimétrica e cor esbranquiçada, com níveis grafitosos de espessura centimétrica a milimétrica e cor cinza escuro. A foliação  $S_n$  é afetada por dobras métricas a decimétricas, cerradas assimétricas a isoclinais, cuja superfície  $S_{n+1}$  de plano axial tem N60W/55NE. O eixo destas dobras tem atitude N310/69.

As rochas metabásicas da Formação Itatá têm textura blastofítica e pseudomorfos de actinolita. A primeira fase de metamorfismo alcançou a fácies xisto verde e reflete provavelmente processos de fundo oceânico. Próximo aos contatos com os granitoides, as rochas metabásicas são transformadas em cornubianitos maciços com textura granoblástica ou foliados com textura nematoblástica, formados em condições de fácies hornblenda hornfels. A foliação destes cornubianitos básicos tem direção N60W a WNE e provavelmente registram esforços de expansão lateral das câmaras graníticas somado a esforços compressivos regionais. Os cornubianitos básicos são cortados localmente por veios de anfibólio ou plagioclásio e por fraturas hidráulicas cuja origem estaria relacionada às reações de desidratação e aumento da pressão de fluidos provocados pelo metamorfismo de contato. De modo localizado, as rochas metabásicas foram afetadas por zonas de cisalhamento dúctil de fácies xisto verde e com atitude N60E/85SW. Associada a esta superfície há lineações de estiramento 270/45. Estas estruturas provavelmente marcam esforços de escape lateral atuantes no final da evolução do orógeno. Estes anfibolitos têm assinatura geoquímica ora comparável a dos toleítos, ora semelhante a de basaltos de arcos de ilha.

Na Folha Rio Bacajá os granitoides paleoproterozoicos são subdivididos em: Complexo Bacajá, Suíte Arapari e Suíte João Jorge.

O Complexo Bacajá aflora ao longo de vários dominós da Folha Rio Bacajá, predominando na parte sul. Esta unidade ocorre como corpos alongados na direção N60W, os quais englobam metagranitoides quartzo dioríticos, tonalíticos, granodioríticos a monzograníticos. As rochas do

Complexo Bacajaí podem mostrar estruturas primárias, a despeito do metamorfismo termal. Estas rochas possuem textura granoblástica, clinopiroxênio, biotita castanha avermelhada e anfibólio verde oliva, além da muscovita secundária. Um acamamento magmático incipiente é definido pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e de níveis ricos em minerais ferromagnesianos. Rochas tonalíticas mostram foliação N60-85W/90 fraca a moderada, penetrativa na escala regional. Zonas miloníticas com espessura métrica podem afetar as rochas deste complexo. O Complexo Bacajaí tem assinatura cálcio-alcálica de baixo a médio potássio comparável a de suítes de margem continental ativa. Datações Pb-Pb evaporação de zircão e Sm-Nd rocha-total forneceram respectivamente idades de  $2112 \pm 8$  Ma e 2290 Ma.

A Suíte Intrusiva Arapari aflora como corpos alongados na direção N60-70W distribuídos na metade norte da Folha Rio Bacajá. Esta suíte engloba quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Entre as estruturas se destacam acamamentos ígneos moderados a fortes. Esta superfície pode ser subhorizontal ou subvertical. No primeiro caso o acamamento primário é afetado por dobras com plano axial subvertical associadas à nova superfície magmática. Estas dobras têm eixo de atitude 300/15. Uma foliação sinmagmática com componente de estado sólido (N60W/80SW) varia de fraca a forte e é definida pela orientação preferencial de biotita, anfibólio, feldspatos, e pelo achatamento do quartzo. Estas rochas têm assinatura cálcio-alcálica de alto potássio, padrões de elementos terras raras fracionados e afinidades com suítes de arcos magmáticos continentais.

A Suíte Intrusiva João Jorge é subdividida em duas gerações. A Geração 1 é formada por granodioritos a sienogranitos que afloram em corpos alongados na direção N60W presentes no centro, no leste e no nordeste da folha. Acamamentos magmáticos pronunciados são marcados por alternâncias de níveis ricos em minerais ferromagnesianos e de níveis ricos em quartzo e feldspatos, por vezes resultam em feições do tipo *schlieren*. As rochas da Geração 1 da Suíte Intrusiva João Jorge são cálcio-alcálicas de alto potássio a shoshoníticas e mostram características transicionais entre os grupos magnesianos e ferrosos, e cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos. Os elementos-traço também têm comportamento transicional por mostrar por vezes afinidades com arcos magmáticos continentais, e por vezes com domínios colisionais.

A Geração 2 engloba sienitos e monzonitos limitados ao centro da região estudada e dispostos em corpos alongados na direção N60W. As rochas mais potássicas da Geração 2 são nitidamente menos deformadas e entre suas estruturas há uma fraca foliação sinmagmática incipiente a fraca, marcada pela orientação preferencial de cristais grossos e subédricos de microclina. Os baixos teores de elementos incompatíveis, as baixas razões FeO/MgO e o padrão fracionado dos elementos terras raras evidenciam a assinatura cálcio-alcálica destes granitóides. A despeito de suas características potássicas, estas rochas possuem padrões de elementos terras raras fracionados, similares àqueles de rochas cálcio-alcálicas. A sua idade de cristalização é de  $2075 \pm 2$  Ma, a idade  $T_{DM}$  é de 2198 Ma e o valor de  $\epsilon_{Nd}$  é de 0,5.

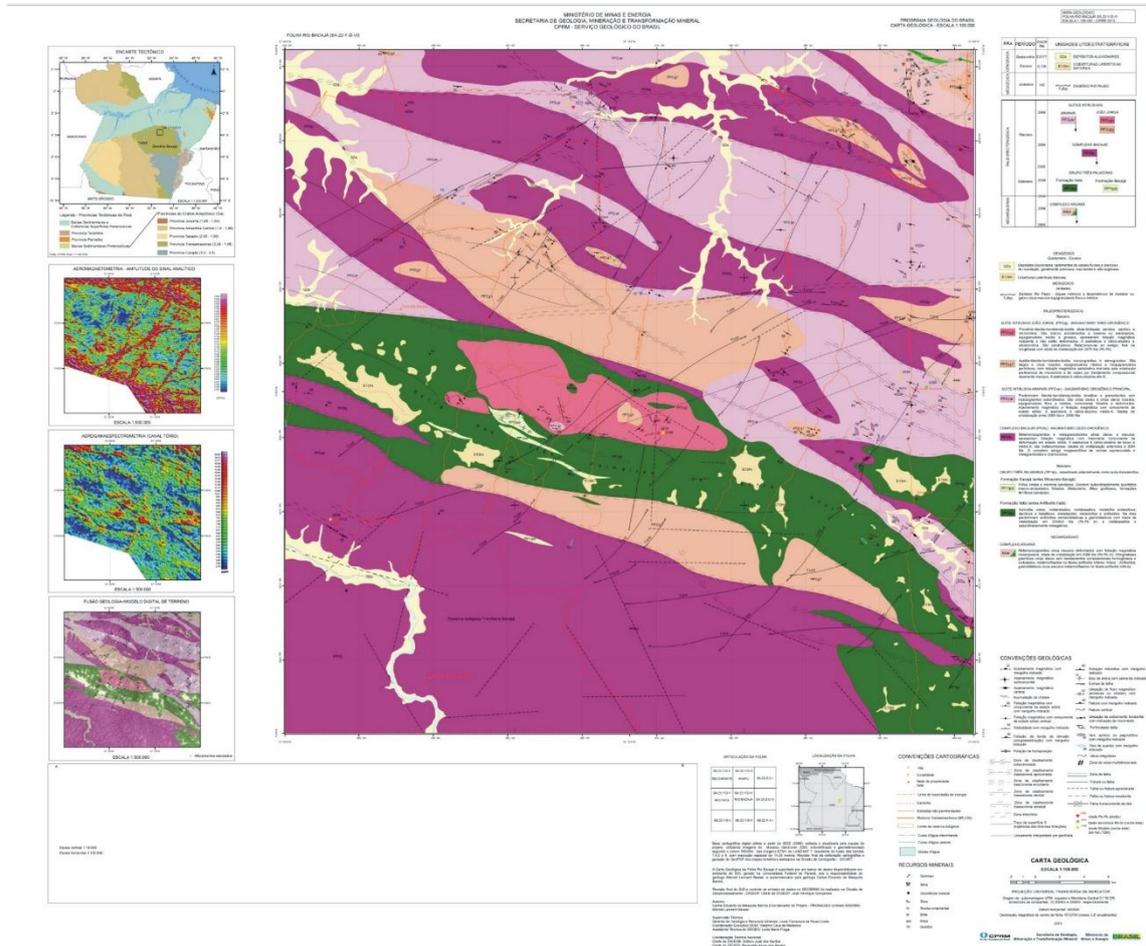
Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), estas amostras ocupam os campos de ambiente de arco magmático, e por vezes mostram um caráter transicional entre o ambiente de arco magmático e de colisão continental (Figuras 60 C e D). Os padrões de ETR guardam muitas semelhanças com aqueles de granitóides cálcio-alcálicos de arcos magmáticos.

Na Folha Rio Bacajá há vários diques de diábasio de direção N, NNE e NE os quais se relacionam ao magmatismo mesozoico Rio Pajeú, ligado à abertura do Oceano Atlântico Equatorial.

Dentre os bens minerais da Folha Rio Bacajá foram descritos ouro, cobre, rocha ornamental, pedra brita, laterita, quartzo, areia e argila. Em termos previsionais pode-se admitir a possibilidade de depósitos de cobre, chumbo e zinco dos tipos VMS e SEDEX, depósitos apicais disseminados de cobre, molibdênio, ouro e prata, depósitos orogênicos de ouro, depósitos de ouro ligados à circulação de fluidos nas auréolas de contato, e depósitos de ouro em gossans. Água subterrânea poderia ser prospectada apenas sobre descontinuidades estruturais.

**AGRADECIMENTOS**

À CPRM – SUREG Belém, UFPR, e aos colegas Evandro Klein, Lúcia Travassos da Rosa-Costa, Marcelo Lacerda Vasquez. À Capes pela bolsa de mestrado do primeiro autor e ao CNPq pela bolsa de produtividade (306021/2012-9) em pesquisa de C.E.M. Barros.



## EVOLUÇÃO CRUSTAL DO NOROESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO (AMAZONAS, BRASIL) BASEADA EM DADOS DE CAMPO, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS

Marcelo Esteves Almeida<sup>1</sup> ([marcelo.esteves@cprm.gov.br](mailto:marcelo.esteves@cprm.gov.br)), Moacir José Buenano Macambira<sup>2</sup> ([moamac@ufpa.br](mailto:moamac@ufpa.br)), João Orestes Scheneider Santos<sup>3</sup> ([orestes.santos@bigpond.com](mailto:orestes.santos@bigpond.com)), Rielva Solimairy Campelo do Nascimento<sup>4</sup> ([rielva@ufam.edu.br](mailto:rielva@ufam.edu.br)), Jean-Louis Paquette<sup>5</sup> ([j.l.paquette@opgc.univ-bpclermont.fr](mailto:j.l.paquette@opgc.univ-bpclermont.fr)),

<sup>1</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus (Brasil), <sup>2</sup>UFPA-Universidade Federal do Pará, Belém (Brasil), <sup>3</sup>University of Western Australia, Perth, (Australiá), <sup>4</sup>UFAM-Universidade Federal do Amazonas, Manaus (Brasil), <sup>5</sup>LMV-Laboratoire des Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand (France)

### INTRODUÇÃO

Este trabalho é produto dos resultados obtidos em projetos desenvolvidos pela CPRM-Manaus (CPRM, 2004, 2006), contando ainda com apoio do CNPq (Veras, 2012). Apresenta em linhas gerais uma síntese evolutiva do extremo noroeste do Amazonas, baseada na integração de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos, cujo foco central é a Província Rio Negro (e.g. Santos et al., 2006) ou Rio Negro-Juruena (e.g. Tassinari & Macambira, 1999). A referida província está situada no setor noroeste do craton Amazônico, e pode ser subdividida em três diferentes domínios tectônicos, denominados de Imeri (CPRM, 2003), Uaupés e Içana (este trabalho), os quais representam orógenos com evoluções geodinâmicas distintas.

### GEOLOGIA REGIONAL

O Domínio Imeri (DIm) é caracterizado por estruturas regionais NE-SW relacionadas a zonas de cisalhamento destrais, cujas rochas do embasamento são constituídas por ortognaisses e metagranitóides cálcio-alcálicos de composição variando de monzogranítica a granodiorítica, localmente tonalítica (fácies Santa Izabel), além de augen gnaisses monzograníticos (fácies Tarsira), apresentando intervalo de idades entre 1810 a 1790 Ma (idades dos protólitos ígneos). Anfibolitos e migmatitos são bem mais raros. Todo este conjunto de litótipos está agrupado no Complexo Cauaburi (CPRM, 2006). Também pertencem ao Domínio Imeri os ortognaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Cumati (CPRM, 2006). Estes estão localmente migmatizados e polidobrados, possuindo foliação regional de transposição com direção NW-SE a NNW-SSE e idades em torno de 1780 Ma. O embasamento deste domínio é cortado por inúmeras intrusões de granitóides tipo A representados pelas suítes Tiquié, Marié-Mirim e Marauíá e muito localmente pelas rochas vulcânicas do rio Machado, situado na Serra Traíra (riolitos a dacitos). Restos de sucessões metavulcanossedimentares e metassedimentares estão distribuídas pelo domínio, destacando-se aquelas referentes às formações Neblina, Daraá e Aracá. Os granitóides Igarapé Reilau e Içana (tipos S), além dos granitos Jauari (tipo I de alto-K), Uaupés e Inhamoin (tipo I, altamente oxidado), todos de idade Calimiana (1520 Ma a 1480 Ma), estão distribuídos em todo o Domínio Imeri. Mais tardiamente, ao redor de 1170 Ma, ocorrem intrusões máficas-ultramáficas pertencentes a Suíte Tapuruquara, caracterizada por pequenos corpos circulares circunscritos. O Domínio Uaupés (DU) está restrito à parte ocidental da Província Rio Negro, junto a fronteira com a Colômbia. As rochas do embasamento deste domínio são definidas por ortognaisses e metagranitóides cálcico-alcálicos de composição variando de monzogranítica a diorítica do Complexo Querari, com idade variando de 1740 Ma e 1700 Ma, cuja foliação regional NE-SW (a localmente E-W) está associada a mega zonas de cisalhamento sinistrais. O Domínio Içana (DIç) é marcado pela presença de restos de sucessões metavulcanossedimentares pertencentes ao Grupo Tunuí, que possui zircões detríticos tão jovens quanto 1720 Ma (CPRM, 2003). Estas rochas estão fortemente deformadas (polidobradas), apresentando metamorfismo progressivo de norte para sul, onde o grau metamórfico varia de xisto verde baixo (Serra Caparro) a xisto verde alto-anfibolito (Serra Tunuí), até alcançar a fácies anfibolito alto-anatexia (região Taiuaçu-Cauera). Associados a esta sucessão ocorrem granitos da Suíte Içana (1540-1520 Ma, tipo S), com foliação fluxo magmático de direção NE-SW, e outras suítes indiscriminadas, possivelmente relacionadas a granitos tipo I e A.

### DADOS LITOGEOQUÍMICOS

De um modo geral os gneisses e metagranitóides do embasamento variam de cálcico-alcalinos de baixo e médio-K (Querari) a médio e alto-K (Cauaburi e Cumati), indicando tipos de natureza mais primitiva (arco de ilha) no DU, comparativamente àqueles existentes no DIm, que se apresentam mais enriquecidos em HFSE (arco continental). Já os granitos tardios e intrusivos neste embasamento apresentam assinaturas típicas de granitos tipo A, possuindo tanto características de geração em ambiente redutor (Marié-Mirim), quanto oxidante (Tiquié e Marauíá). Granitos com feições transicionais entre granitos tipo I (Souza, 2008) e tipo A, aluminosos e altamente oxidados (Dall'Agnol, 1992), pertencentes às suítes Rio Uaupés e Inhamoin (CPRM, 2006), coexistem com granitos à duas micas da Suíte Içana (Lima & Pires, 1985), estes últimos associados com migmatitos paraderivados. Possuem química peraluminosa e minerais aluminosos diagnósticos (turmalina, granada, silimanita) de granitos tipo S (Almeida et al., 1996). Veras (2012) constatou ainda na Suíte Içana tipos com provável origem híbrida (ígnea e sedimentar), representados por (muscovita)-biotita granitos com epidoto.

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS

Dados da literatura mostram que o embasamento do DIm, representado sobretudo pelo Complexo Cauaburi, apresenta intervalo de idades variando de  $1789 \pm 6$  Ma a  $1810 \pm 6$  Ma (U-Pb SHRIMP, e.g. CPRM 2003). Esses dados são confirmados pelas idades apresentadas aqui para os complexos Cauaburi e Cumati. Para os gnaisses Cauaburi situados nos setores leste e oeste do DIm foram obtidas, respectivamente, idades de  **$1807 \pm 6$  Ma** (U-Pb SHRIMP) e  **$1795 \pm 2$  Ma** (Pb-Pb evaporação). Valores similares também são encontrados nos gnaisses Cumati, corroborados pelas idades de  **$1785 \pm 2$  Ma** (Pb-Pb evaporação) e  **$1777 \pm 4$  Ma** (U-Pb SHRIMP). Dados Sm-Nd são escassos mas mostram idades modelo  $T_{DM}$  entre  **$2,40$  Ga e  $1,99$  Ga e  $\epsilon Nd +0,78$  a  $-2,24$** . Os granitos tipo-A, representados pelos granitos Marauíá, Marié-Mirim e Tiquié, possuem idades variando de  **$1746 \pm 6$  Ma e  $1756 \pm 12$  Ma** e heranças do embasamento Cumati-Cauaburi de  **$1784 \pm 7$  Ma e  $1805 \pm 8$  Ma** (Pb-Pb evaporação). Os gnaisses cálcico-alcalinos do embasamento e os granitos tipo A constituem os eventos mais significativos existentes entre o final do Orosiriano e o início do Estateriano na Província Rio Negro. Já o embasamento do DU possui idades de  $1703 \pm 7$  Ma (Tassinari et al. 1996) e  **$1740 \pm 2$  Ma** (Pb-Pb evaporação), sendo entre 40 Ma e 100 Ma mais jovem do que seu correspondente do DIm, apresentando uma série cálcico-alcalina expandida com idade modelo (Nd)  $T_{DM}$   **$1,82$  Ga e  $\epsilon Nd +4,05$** . Após mais de 200 Ma, ocorre uma série de intrusões Calimianas, associadas a diferentes tipologias graníticas. Entre os mais importantes estão os granitoides Içana, Uaupés e Inhamoin. Os granitos Içana possuem idades variando de  $1521 \pm 32$  Ma (Almeida et al., 1997) a  **$1536 \pm 4$  Ma** (Pb-Pb evaporação), além de heranças de diversos tipos de embasamento ( **$1745 \pm 13$  Ma e  $1803 \pm 9$  Ma**), e idade modelo  $T_{DM}$  de  **$2,04$  Ga e  $\epsilon Nd -3,05$** , enquanto os granitoides Uaupés e Inhamoin apresentam idades, respectivamente de  $1518 \pm 25$  Ma (CPRM, 2003) e  **$1483 \pm 2$  Ma** (Pb-Pb evaporação), com idades modelo (Nd)  $T_{DM}$  variando de  **$2,05$  Ga a  $1,97$  Ga e  $\epsilon Nd$  entre  $-1,85$  e  $-2,37$** .

## EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

O embasamento cálcico-alcalino do DIm, com idade variando de 1,81 Ga a 1,78 Ga, é interpretado como um arco magmático continental com vergência de oeste (ou noroeste) para leste (ou nordeste), mergulhando sob a Província Tapajós-Parima, incluindo ainda granitos tipo A emplaçados em contexto tardi- a pós-colisional (1,75 Ga). Bacias relacionadas a este arco podem estar representadas pelas formações Neblina, Daraá e Aracá. Este conjunto petrotectônico materializa um sistema acrescionário que representa a **Orogenia Cauaburi** na Província Rio Negro. Já o embasamento ortoderivado do DU é mais jovem (1,74 Ga a 1,70 Ga) e é interpretado como um arco magmático juvenil (arco de ilhas?), em geral associado a sucessão metavulcanossedimentar Tunuí, definindo um sistema acrescionário relacionado a **Orogenia Querari**. Granitos tipo S (e híbridos) da Suíte Içana e transicionais entre I e A (ambíguos) da Suíte Uaupés, provenientes de fontes predominantemente crustais e gerados no intervalo de 1,54 Ga a 1,48 Ga, representam um importante sistema colisional na área (**Orogenia Içana**), responsável também em parte pela deformação e metamorfismo das sucessões paraderivadas. Em síntese, o noroeste do cráton é caracterizado por dois orógenos acrescionários, representados por um sistema de arco magmático mais antigo (Arco Cauaburi, 1,81-1,78 Ga) e um mais novo (Arco Querari, 1,74-1,70 Ga), ambos Estaterianos, amalgamados durante a instalação de um processo colisional de idade Calimínia, materializado pelos granitoides tipo S e A-I (1,54-1,48 Ga). Durante o desenvolvimento desse orógeno colisional as bacias relacionadas aos sistemas acrescionários foram deformadas e metamorfisadas em diferentes graus e

estilos. Além disso, a literatura mostra que a região foi ainda afetada por processos colisionais mais jovens, atribuídos ao Evento K Mudku (1,38-1,20 Ga), de natureza intracratônica, similar em idade ao Orógeno Sunsás.

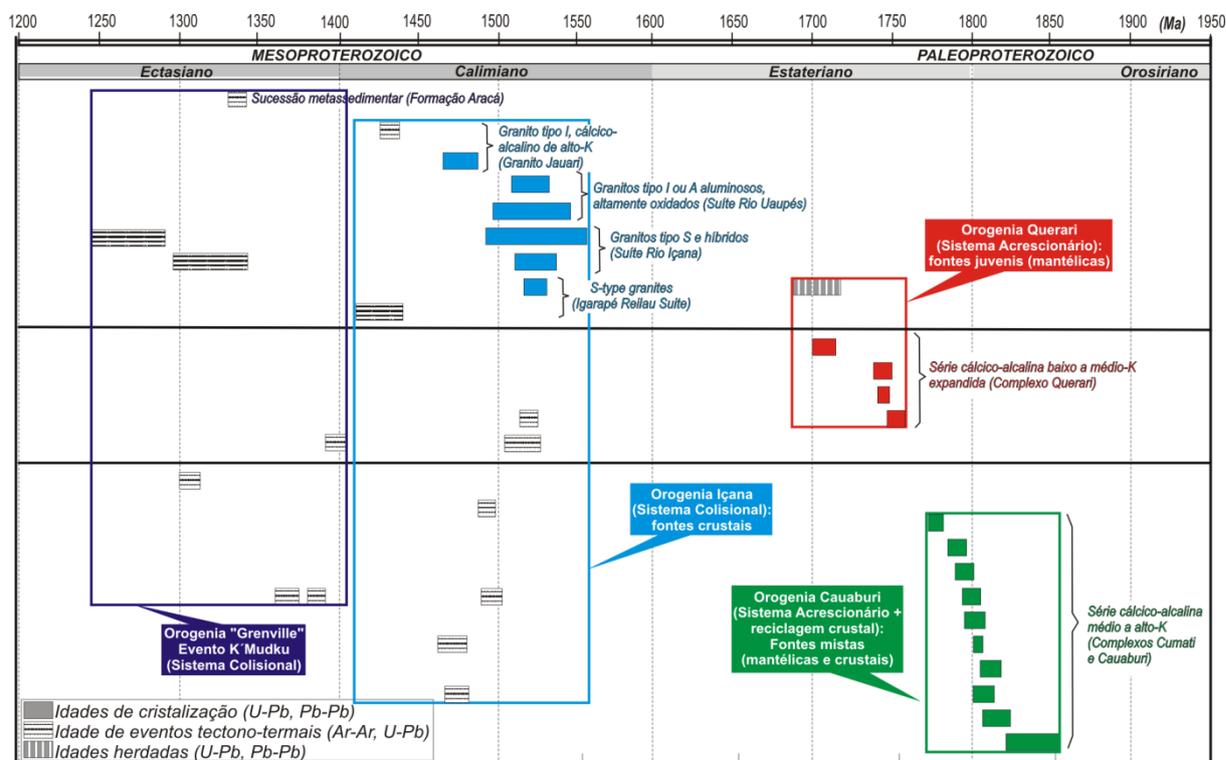


Figura 1- Diagrama de distribuição temporal simplificada das associações petrotectônicas e a sua relação com os principais orógenos da Província Rio Negro.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

De um modo simplificado, pode-se afirmar que o embasamento calcíco-alcálico de 1,80 Ga a 1,78 Ga (Complexos Cumati e Cauaburi) foram gerados num sistema de arcos magmáticos continentais normais a maduros (Orogenia Cauaburi), envolvendo uma interação constante entre fontes mantélicas e crustais, cuja placa apresenta-se em processo de subducção para leste a nordeste sob o continente Tapajós-Parima. Apenas as rochas calcíco-alcálicas do embasamento Querari (1,74-1,70 Ga) apresentam feições sugestivas de rochas geradas em sistemas de arcos magmáticos continentais normais a primitivos ou relacionados a arcos de ilha (Orogenia Querari). A origem do embasamento está diretamente associada a fontes do manto depletado (Querari) com variável contribuição de fontes crustais (Cumati-Cauaburi). Além disso, o embasamento torna-se também progressivamente mais jovem (e mantélico) de leste (Cauaburi-Cumati) para oeste (Querari), conforme sugerido pelo modelo de Tassinari et al. (1996). Estes dois sistemas de arcos magmáticos (Orógenos Cauaburi e Querari) colidiram provavelmente entre 1520-1480 Ma, resultando em deformação e metamorfismo responsáveis pelo fechamento das bacias (Grupo Tunuí) relacionadas a estes arcos. Esta sucessão metavulcanossedimentar mostra metamorfismo variando de baixo grau (Serra Caparro), passando por médio a alto (Serra Tunuí) até alcançar a anatexia (região Taiuaçu-Cauera), culminado com a geração de granitos crustais de proporções batolíticas (Orogenia Içana). A região foi ainda afetada por um processo colisional mais jovem (evento K Mudku: 1,38-1,20 Ga), considerado como um reflexo intracratônico de uma orogenia com idade similar ao da Orogenia Sunsás.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Scheller, T. 1997. Içana Intrusive Suite: age  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, SP, 1997. Extended Abstracts, SBG/São Paulo. p. 31-33.
- CPRM. 2003. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG. Rio de Janeiro : CPRM , 2003. Mapas Escala 1:2.500.000. 4 CDs ROM.
- CPRM. 2004. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Escala 1:1000.000. Mapa Geológico do Brasil. 41 mapas Brasília, MME. CD-ROM. (in Portuguese)
- CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas – Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Escala 1:1000.000. Manaus, MME. Text and CD-ROM. (in Portuguese)
- Dall’Agnol R. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. Rev. Bras. Geoc., 22 (1): 15-28. (in Portuguese, abstract in English)
- Lima, M.I.C. de, Pires, J. de L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém. Anais, 1:140-154. (in Portuguese)
- Santos J.O.S. dos, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology: Gondwana Research 3 (4), 453-488.
- Souza, A.G.H. 2009. Petrografia e Geoquímica do Batólito Granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- Tassinari C.G.C., Cordani U.G., Nutman A.P., Schmus W.R.V., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro - Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. Int. Geol. Rev., 38: 161-175
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes 22 (3) : 174-182.
- Veras, R.S. 2012. Petrologia de granitóides dos arredores da Missão Tunuí, NW do Amazonas, Província Rio Negro, Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.

## NOVOS DADOS PALEOMAGNÉTICOS DE SILLS MÁFICOS DA REGIÃO DE RIO BRANCO – MT (SE DO CRATON AMAZÔNICO)

Marcelo V. B. Queiroz<sup>1</sup>, Manoel S. D'Agrella-Filho<sup>1</sup>, Ricardo I.F. Trindade<sup>1</sup>, Wilson Teixeira<sup>2</sup>, Amarildo S. Ruiz<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IAG-USP, São Paulo, Brasil, <sup>2</sup>IGc-USP, São Paulo, Brasil, <sup>3</sup>UFMT, Mato Grosso, Brasil.

### INTRODUÇÃO

Na região de Rio Branco (estado do Mato Grosso), sills máficos cortam rochas sedimentares, tradicionalmente consideradas como pertencentes à Formação Vale da Promissão (unidade intermediária do Grupo Aguapeí) que aflora a oeste ao longo da fronteira Brasil-Bolívia. Os primeiros resultados paleomagnéticos e geocronológicos foram apresentados para 10 sítios dos sills máficos por Elming et al. (2009). Embora a magnetização remanente característica (MRC) obtida para os sills, muito provavelmente, represente uma magnetização termorremamente adquirida durante a intrusão destas rochas (Elming et al., 2009), nenhum teste de contato cozido com os sedimentos foi realizado neste estudo para demonstrar o caráter primário da magnetização. Neste trabalho, novos sítios pertencentes aos sills máficos foram amostrados com o objetivo de melhorar a estatística do pólo paleomagnético obtido. Em três afloramentos, boas exposições dos sills máficos cortando o pacote sedimentar propiciaram coletas para o teste de contato cozido, na expectativa de demonstrar o caráter primário da MRC isolada. Por fim, será discutida a interpretação geodinâmica apresentada por Elming et al. (2009) com relação a formação do supercontinente Rodinia.

### ASPECTOS GEOLÓGICOS E METODOLOGIA

O Grupo Aguapeí, cuja área tipo situa-se na região fronteira do Brasil com a Bolívia, representa uma bacia composta por sedimentos predominantemente clásticos e tipicamente plataformais, relacionados a um ambiente marinho com fases transgressivo-regressivas. É subdividido, da base para o topo, nas Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino (Saes e Frago Cesar, 1994). Segundo estes mesmos autores, os sedimentos do Grupo Aguapeí no Brasil são correlatos ao Grupo Huanchaca que se expõe na extremidade setentrional do Terreno Paraguá. Uma idade de 1150 Ma foi obtida em xenotima desenvolvida diageneticamente em zircão detrítico, a qual foi interpretada como sendo a idade de diagênese dos sedimentos da Formação Fortuna (D'Agrella-Filho et al., 2008). Na região de Rio Branco, afloram rochas sedimentares siliciclásticas, não deformadas, assemelhadas à Formação Vale da Promissão que são invadidas por sills de diabásio. Uma idade plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em biotita de  $980 \pm 2$  Ma foi obtida para um dos sills desta região (Elming et al., 2009).

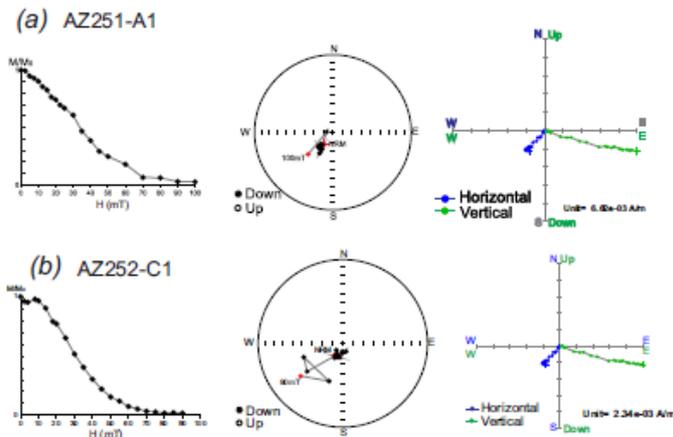
Para o trabalho paleomagnético, foram coletados 96 cilindros orientados pertencentes a 10 sítios (AZ250 a AZ259), englobando rochas máficas e rochas sedimentares encaixantes não deformadas. Destes sítios, 2 (AZ252 e AZ254) correspondem a 29 cilindros orientados de rochas sedimentares coletadas a diferentes distâncias do contato com dois dos sills investigados (sítios AZ251 e AZ250). Subsequentemente, foram amostrados mais 4 cilindros e um bloco de mão de rochas sedimentares (sítio AZ400-1) coletadas nas proximidades do sill representado pelo sítio 11 do trabalho de Elming et al., 2009. No laboratório, as amostras foram cortadas em espécimes de 2,2 cm de altura, tamanho padrão aceito pelos equipamentos. As amostras foram submetidas a desmagnetizações por campos magnéticos alternados e térmico para separar a magnetização remanente característica das amostras.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

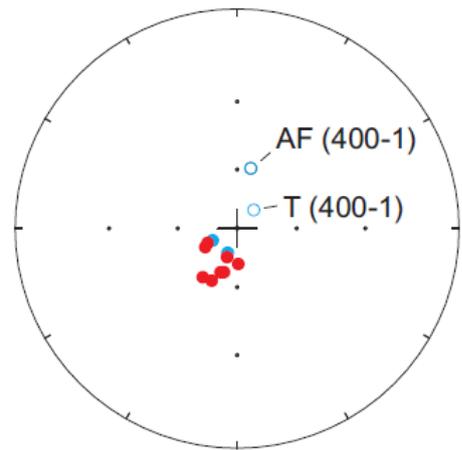
Após os procedimentos de desmagnetização por campos magnéticos alternados e térmico, pode-se notar que, a menos do sítio AZ400-1 (rocha sedimentar), as amostras possuem magnetização com direções sudoeste e inclinações positivas altas coerentes entre si. A Fig. 1 mostra exemplos de desmagnetização AF encontrados para as rochas máficas (**a**) e para as rochas sedimentares (**b**), em que esta direção coerente foi isolada. O sítio AZ400-1 foi o único a apresentar polaridade “normal” (inclinação negativa). Entretanto, os tratamentos por campos magnéticos alternados (AF) e o térmico forneceram direções de magnetização distintas. A Fig. 2 mostra as direções médias obtidas para cada um destes tratamentos: o tratamento AF forneceu direções semelhantes às obtidas para amostras do sill (Elming et al., 2009), enquanto o tratamento térmico forneceu inclinações mais altas e mais coerentes com as inclinações altas obtidas para rochas sedimentares pertencentes aos outros dois sítios desta unidade analisada. As direções

médias por sítio encontradas para os sills agrupam-se em torno da direção média  $D_m=208.2^\circ$ ,  $I_m=68.5^\circ$  ( $N=8$ ,  $\alpha_{95}=6.4^\circ$ ,  $K=75.6$ ), a qual fornece o polo paleomagnético localizado em  $46.4^\circ S$  e  $277.0^\circ E$  ( $A_{95}=10.2^\circ$ ,  $K=30.3$ ).

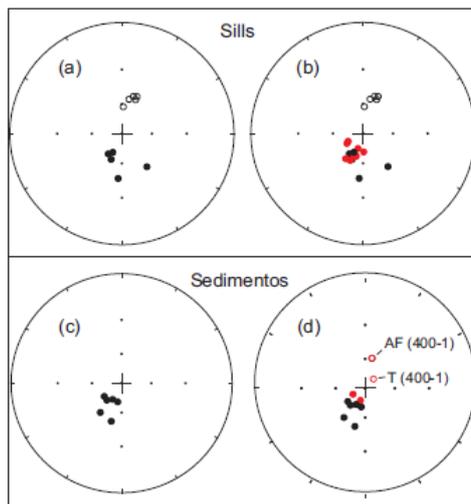
Um dos objetivos deste trabalho é o de fazer a análise paleomagnética de sills máficos da região de Rio Branco e, com isso, melhorar a estatística do polo paleomagnético obtido por Elming et al. (2009) para estas rochas. A Fig. 3a apresenta as direções médias por sítio das amostras analisadas por estes autores. Na Fig. 3b foram incluídas as direções médias obtidas neste trabalho, os quais corroboram os dados obtidos anteriormente, embora, somente uma polaridade (“reversa”) foi obtida para as novas amostras. Dessa maneira, após inverter as direções com inclinações negativas foi calculada uma direção média  $D_m=197.4^\circ$ ,  $I_m=62.9^\circ$  ( $N=18$ ,  $\alpha_{95}=5.7^\circ$ ,  $K=37.8$ ), a qual forneceu o polo paleomagnético localizado em  $56.0^\circ S$  e  $278.5^\circ E$  ( $A_{95}=7.9^\circ$ ,  $K=19.9$ ).



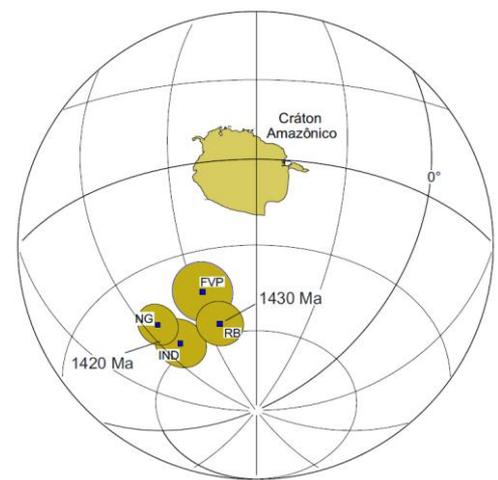
**Fig. 1-** Exemplos de desmagnetização AF – (a) máfica (b) sedimentar. São mostradas da esquerda para a direita: curva de intensidades relativas ( $M/M_0$  versus  $H$ ), projeção estereográfica e projeção ortogonal.



**Fig. 2-** Direções médias por sítio: sedimentos em azul e máficas em vermelho. Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas).



**Fig. 3-** Direções de magnetização características encontradas: (a) sills analisados por Elming et al. (2009), (b) incluindo as novas direções dos sills deste trabalho (vermelho), (c) rochas sedimentares analisadas por D’Agrella-Filho et al. (2008), (d) incluindo as novas direções deste trabalho (vermelho). Sítio AZ400-1: desmagnetizações por campos alternados (AF) e térmico (T).



**Fig. 4-** Polos paleomagnéticos do Mesopro-terozóico obtidos para o Cráton Amazônico e respectivos círculos de confiança: NG – Nova Guarita, IND – Indiavaí, RB – Soleiras de Rio Branco, FVP – Formação Vale da Promissão. Cráton Amazônico na posição atual.

Elming et al. (2009) atribuíram a idade plateau Ar/Ar de 980 Ma à época de aquisição da magnetização dos sills. Considerando esta a idade do polo obtido para estas rochas, foi feita uma reconstrução paleogeográfica que mostra a posição do Cráton Amazônico em relação à Laurentia há 980 Ma atrás (vide Fig. 11 de Elming et al., 2009). A reconstrução paleogeográfica da Fig. 11 mostra que o Cráton Amazônico em 980 Ma teria sofrido uma rotação de aproximadamente 180° em relação à sua posição há 1150 Ma, estabelecida a partir do polo da Formação Fortuna (D'Agrella-Filho et al., 2008). Embora rotações deste porte possam ocorrer, a posição final do Cráton Amazônico em relação à Laurentia é muito diferente daquela que normalmente se admite nas reconstruções do Rodinia (vide Li et al., 2008).

Uma outra possibilidade seria a de que os sills de Rio Branco pertençam ao evento que originou a Suíte máfico-félsica (anorogênica) Rio Branco, para a qual, datações U-Pb em zircões, apresentaram idades de 1471±8 Ma e 1427±10 Ma obtidas para um gabro e um granófiro, respectivamente (Geraldes et al., 2001). Uma idade mais antiga para os sills é possível, já que xenólitos de rochas sedimentares da região (nas quais os sills se encaixam) são encontrados em rochas da suíte Rio Branco (Ruiz, 2005), sugerindo uma idade mais antiga para estas rochas sedimentares. Os polos paleomagnéticos obtidos para os sills e rochas sedimentares da região de Rio Branco também coincidem com polos Mesoproterozóicos obtidos para o enxame de diques Nova Guarita (1419 Ma) e para corpo máfico Indiavaí (1416 Ma) (Fig. 4). O polo Nova Guarita (NG) foi obtido para diques da região norte do estado do Mato Grosso, cuja idade de 1419±3 Ma é bem determinada através de datações <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (Bispo-Santos et al., 2012), e um teste de contato cozido positivo confirma o caráter primário da magnetização isolada. O polo Indiavaí (IND) tem uma idade bem definida de 1416±7 Ma, obtida através de determinações U-Pb (D'Agrella-Filho et al., 2012, Teixeira et al., 2011). A proximidade destes polos (Fig. 4), sugere idades similares para aquisição da magnetização remanente nas quatro unidades.

#### AGRADECIMENTOS

À FAPESP (2011/50887-6) e ao CNPq pelo apoio financeiro. Este trabalho faz parte do projeto INCT-GEOCIAM.

#### REFERÊNCIAS

- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Janikian, L., Vasconcelos, P.M., Perillo, B.M., Pacca, I.G., Silva, J.A. e Barros, M.A.S., 2012, Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole on the longevity of Nuna. *Prec. Res.*, 196-197, 1-22.
- D'Agrella-Filho, M.S., Tohver, E., Santos, J.O.S., Elming, S.A., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G. e Geraldes, M.C., 2008, Direct dating of paleomagnetic results from Precambrian sediments in the Amazon craton: Evidence for Grenvillian emplacement of exotic crust in SE Appalachians of North America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 267, 188-199.
- D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldes, M.C., Pacca, I.I.G., Barros, M.A.S. e Ruiz, A.S., 2012, The 1420 Ma Indiavaí Mafic Intrusion: Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent, *Gond. Res.*, 22, 956-973.
- Elming, S.-Á., D'Agrella-Filho, M.S., Page, L.M., Tohver, E., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G., Geraldes, M.C. e Teixeira, W., 2009, A palaeomagnetic and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar study of Late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian Craton: Amazonia in the Rodinia reconstruction, *Geophys. J. International*, 178, 106-122.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W. e Babinski, M., 2001, Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil, *Prec. Res.*, 111, 91-128.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. e Vernikovsky, V., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis, *Prec. Res.*, 160, 179-210.
- Ruiz, A.S., 2005, Evolução geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico na região limítrofe Brasil-Bolívia. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, 2005, 259pp.
- Saes, G.S. e Fragoso-Cesar, A.R.S., 1994, The Aguapeí basin (Southwest Amazonia): A Grenville age aulacogen of the Sunsas orogeny, 38º Congresso Brasil. Geologia, Balneário Camburiú - SC., 1, 207-209.

Teixeira, W., Geraldes, M.C., D'Agrella-Filho, M.S., Santos, J.O.S., Barros, M.A.S., Ruiz, A.S. e Costa, P.C.C., 2011, Mesoproterozoic juvenile mafic-ultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U-Pb geochronology and Nd-Sr constraints of the Figueira Branca Suite, J. South Am. Earth Sci., 32, 309-323.

## EVENTOS MAGMÁTICOS DE 2020 - 1980 Ma NAS FOLHAS SÃO DOMINGOS E JARDIM DO OURO, PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO TAPAJÓS

Marcelo L. Vasquez<sup>1</sup>, Cesar L. Chaves<sup>1</sup>, Elyana M. Moura<sup>1</sup>, Junny K. M. Oliveira<sup>1</sup>, Jean M. Lafon<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belém – PA

<sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso – UFPA, Belém - PA

### INTRODUÇÃO

O Domínio Tapajós representa a porção central da Província Tapajós-Parima (Santos et al. 2004, Vasquez et al. 2008), sua evolução é marcada por sucessivos vulcano-plutonismos paleoproterozoicos entre 2033 e 1780 Ma, por vezes com sedimentação associada preservada.

No Projeto Província Mineral do Tapajós Klein & Vasquez (2000) mapearam no nordeste da folha Vila Riozinho (SA.21-Z-A) granitos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha, rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iri e gabros da Suíte Intrusiva Ingarana. Todas são unidades relacionadas aos eventos magmáticos de *ca.* 1,88 Ga e sem deformação dúctil.

No entanto, a retomada do mapeamento nesta área, através do Projeto Geologia das Folhas São Domingos (SA.21-Z-A-II) e Jardim do Ouro (SA.21-Z-A-III), verificou-se uma ocorrência maior de rochas andesíticas a dacíticas, com rochas piroclásticas e vulcanoclásticas associadas. Além disso, os granodioritos, tonalitos, quartzo monzonitos e granitos da folha São Domingos, anteriormente mapeados como Suíte Intrusiva Parauari, são correlatos ao Complexo Cuiú-Cuiú e a Suíte Intrusiva Creporizão (Fig.1).

### GEOCROLOGIA

Sete amostras foram datadas por evaporação de Pb em cristal de zircão no Laboratório Pará-Iso da UFPA. Os concentrados de zircão foram preparados no laboratório da CPRM de Belém da CPRM. As composições isotópicas de foram determinadas com um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262, os procedimentos de análise e tratamento dos resultados são os de rotina do Laboratório Pará-Iso.

Foram datados um dacito (CE-R-172) e um micromonzogranito (EY-R-20) porfiríticos, que representam os corpos vulcânicos mais a oeste da folha São Domingos, na região Comandante Arara. Estas rochas forneceram respectivamente idades Pb-Pb em zircão de 2020 ±2 Ma (Fig. 2A) e de 2012 ±2 Ma (Fig. 2B). No oeste da Folha Jardim do Ouro foi obtida uma idade de 2002 ±4 Ma (Fig. 2C) em um ignimbrito dacítico (EY-R-105). Estas datações distinguem dois conjuntos de rochas de vulcânicas: um de 2020-2012 Ma, e outro com cerca de 2000 Ma (Formação Vila Riozinho) se estende desde leste da Folha Jardim do Ouro.

Na folha São Domingos granitoides porfirólclásticos apresentam idades Pb-Pb em zircão de 2016 ±3 Ma (Fig. 2D), 2014 ±6 Ma (Fig. 2E) e 2010 ±5 Ma (Fig. 2F). Um granito menos afetados pela deformação (JK-R-21) forneceu idade de 1996 ±3 Ma (Fig. 2G). Estes resultados permitem distinguir um conjunto de granitoides de 2016-2010 Ma e outro granito mais jovem de 1996 Ma.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados geocronológicos sugerem que as rochas vulcânicas de 2020-2012 Ma do oeste da Folha São Domingos são os equivalentes extrusivos dos granitoides de correlacionados ao Complexo Cuiú-Cuiú. Está sendo proposta a unidade Formação Comandante Arara para reunir estas rochas vulcânicas, na qual se distingue o Membro Lora, que inclui derrames de andesitos a riodacitos, e o Membro Manual, constituído por depósitos piroclásticos e epiclásticos.

Os granitoides da Folha São Domingos, previamente mapeados como pertencentes à Suíte Intrusiva Parauari, forneceram idades Pb-Pb em zircão de 2016-2010 Ma são compatíveis com as idades dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú.

As rochas vulcânicas de idade Pb-Pb em zircão de 2002 Ma na Folha Jardim do Ouro evidenciam que a ocorrência das rochas da Formação Vila Riozinho de 2000-1998 Ma (Lamarão et al. 2002) se estendem a oeste da sua área tipo. Os derrames e ignimbritos andesíticos e dacíticos da Formação Vila Riozinho são aqui agrupados no Membro Riozinho das Arraias, que são sotopostos por depósitos piroclásticos e epiclásticos de composição dacítica a riolítica, com derrames intercalados, reunidos no Membro Tocantinzinho.

O granito de 1996 Ma no sul da Folha São Domingos pode ser correlato à Suíte Intrusiva Creporizão. Villas et al. (2013) dataram granitóides de 1999 e 1982 Ma no depósito aurífero Tocantinzinho, no nordeste desta folha. É possível que estes granitóides de 1999-1996 Ma sejam desmembrados desta suíte, como sugere Santos et al. (2004), mas por enquanto optou-se por manter nesta unidade.

As propostas destas novas unidades estratigráficas serão consolidadas com o avanço dos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, assim como em áreas adjacentes que também estão sendo trabalhadas pela CPRM.

## REFERÊNCIAS

- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. (orgs.). 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 13: 73-109.
- Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva, C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: M.L. Vasquez & L.T. E Rosa-Costa (orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.
- Villas, R. N. N., Santiago, E.S.B. Castilho, M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista Geologia da USP, Série Científica*, 13(1): 119-138.

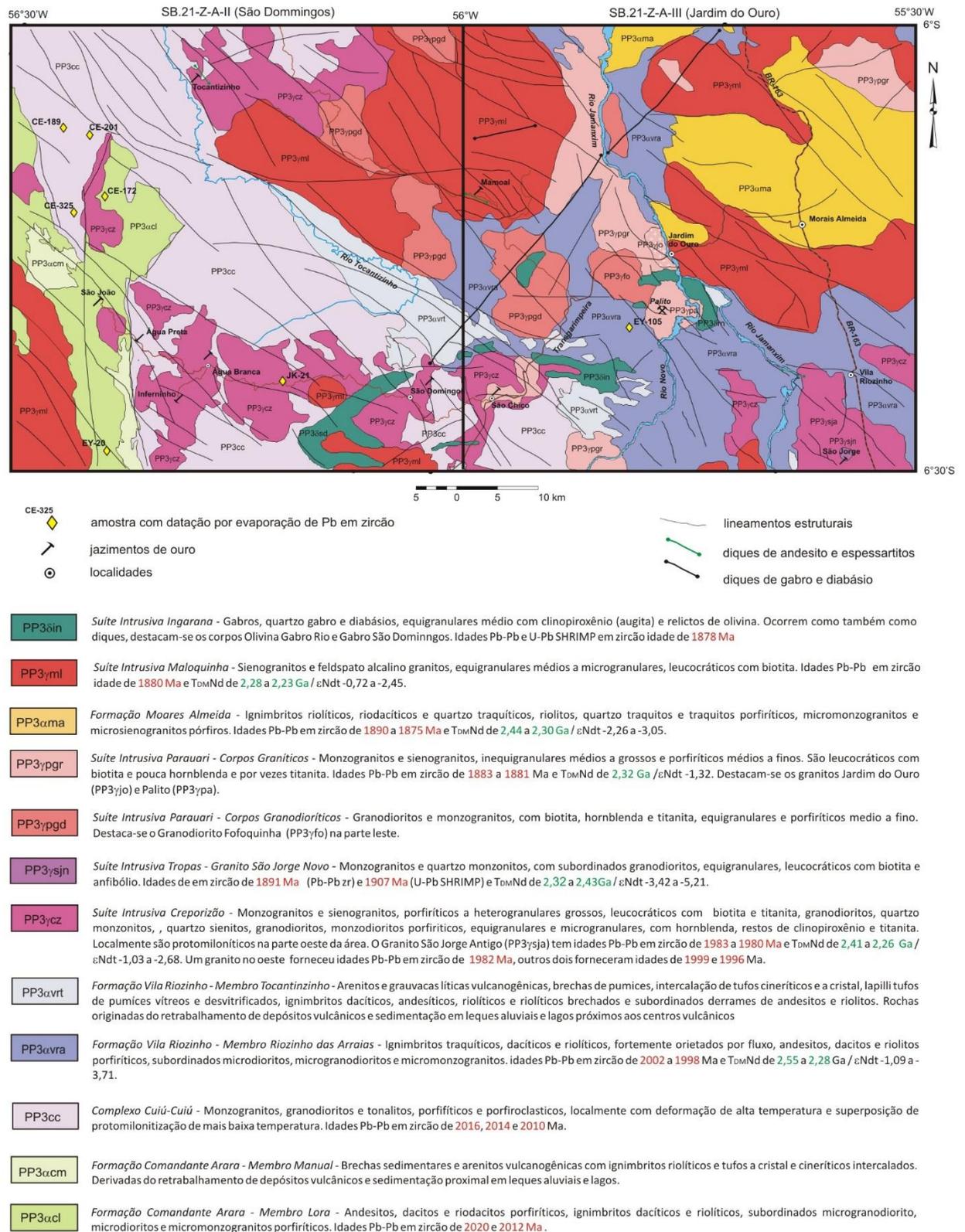


Figura 1 - Mapa geológico das folhas São Domingos e Jardim do Ouro e localização das amostras datadas.

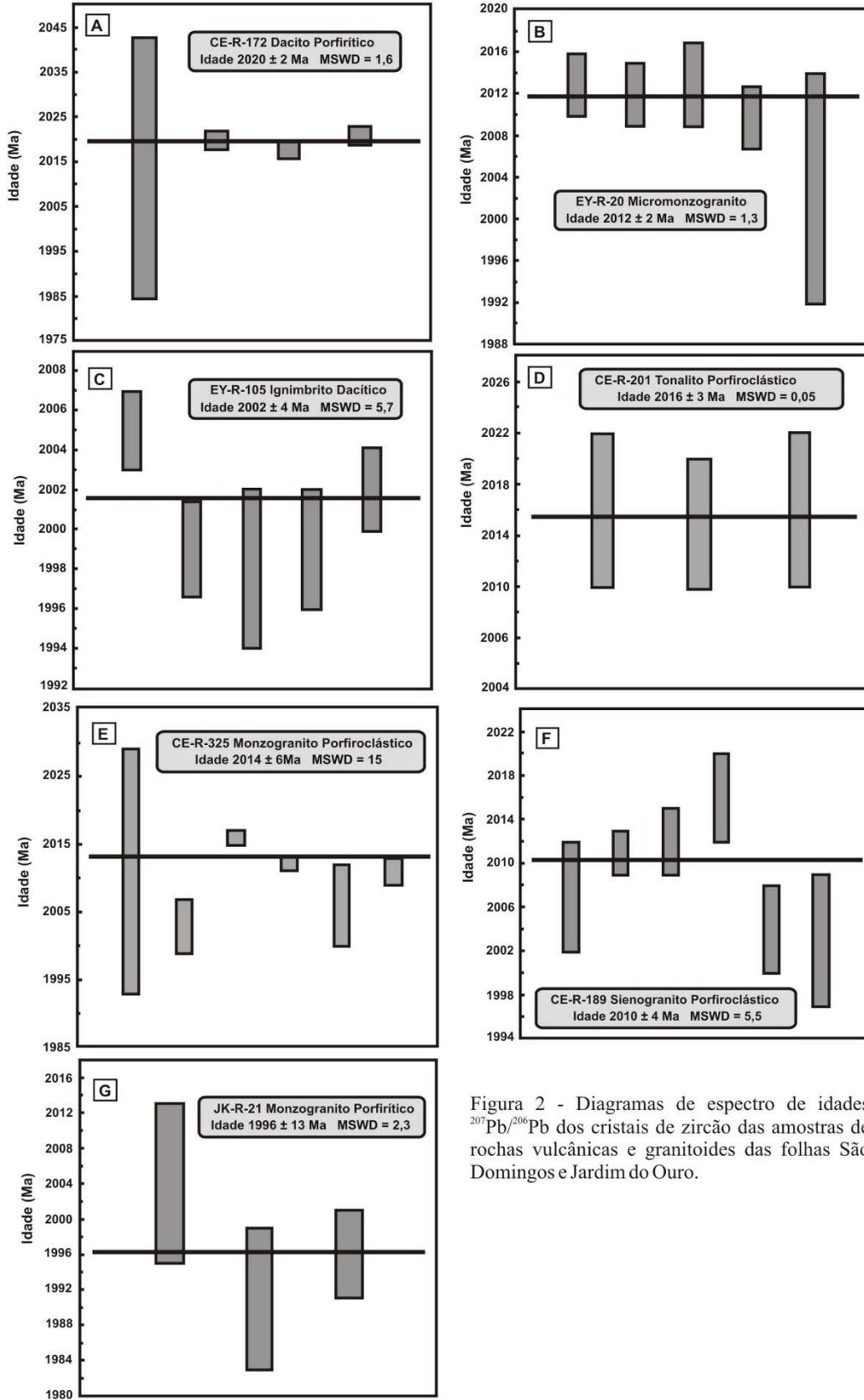


Figura 2 - Diagramas de espectro de idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos cristais de zircão das amostras de rochas vulcânicas e granitoides das folhas São Domingos e Jardim do Ouro.

## IDADE U-PB SHRIMP DO GRANITO TERRA NOVA, SUITE INTRUSIVA TELES PIRES – PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA, CRÁTON AMAZÔNICO

Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros<sup>1,3</sup>, Samantha Evelyn Max Dezula<sup>2</sup> Ronaldo, Pierosa<sup>1,3</sup>, Ezenildes Silva Prado<sup>3</sup>, Fernanda Rodrigues da Silva<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, DRM/ICET/UFMT (mapabarro@yahoo.com)

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação na Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, PPGEC/ICET/UFMT (fernandelas@gmail.com, ronaldo.pierosa@yahoo.com.br)

<sup>3</sup>Curso de graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, ICET/UFMT (samanthadezula@gmail.com)

### INTRODUÇÃO

O granito Terra Nova está localizado na porção leste da Província Aurífera Alta Floresta – PAAF – (Fig. 1) e, desde a sua identificação por Silva *et al.* (1974), tem sido vinculado ao Magmatismo Teles Pires, sendo considerado por Moreton & Martins (2003) a seção tipo da unidade. Prado *et al.* (2013), descreve-o como um batólito alongado segundo NE-SW constituído por um biotita sienogranito a álcali-granito médio a grosso. A afinidade geoquímica é característica de granitos rapakivi tipo-A, metaluminoso a levemente peraluminoso, de caráter predominantemente oxidado, segundo a classificação de Dall'Agnol & Oliveira (2007). Conteúdos de elementos traços indicam uma relação com ambiente tectônico pós-colisional ou anorogênico. Dados isotópicos U-Pb em zircão por *Laser Ablation*, publicados em Prado *et al.* (2013), indicaram duas famílias distintas de zircão, uma de  $1869 \pm 13$  Ma, interpretada como idade herdada, e outra de  $1727 \pm 42$  Ma, discordante possivelmente devido processos metamictização dos zircões. O objetivo deste trabalho foi obter um resultado de idade U-Pb em Shrimp num número significativo de zircões previamente selecionados em imagens de catodoluminescência para conseguir resultados mais precisos para o granito em questão, dada a sua grande importância na evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena, Cráton Amazônico.

### METODOLOGIA

Uma amostra de rocha de 5 Kg foi britada e moída no laboratório intermediário de geocronologia da Universidade Federal de Mato Grosso, e posteriormente concentrada em bateia. Os zircões foram catados manualmente e montado com resina epoxy. Após a preparação e metalização com Au os zircões foram imageados por microscópio eletrônico de varredura e por catodoluminescência, com condições analíticas de 60  $\mu$ A de corrente, aceleração de voltagem de 15 kV, diâmetro do feixe de 7  $\mu$ m e tempo de aquisição de 200  $\mu$ s. As determinações isotópicas foram realizadas segundo técnicas do Shrimp-IIe do IGc/CPGeo/USP, de acordo com os procedimentos de Williams (1998). Correções de Pb comum foram baseadas no Pb<sup>204</sup> medido, com razões Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup> com erros inferiores a 2%. Os conteúdos de U e as razões U/Pb foram calibrados segundo o padrão TEMPORA e as idades calculadas com o Isoplot©3.0 (Ludwig, 2003).

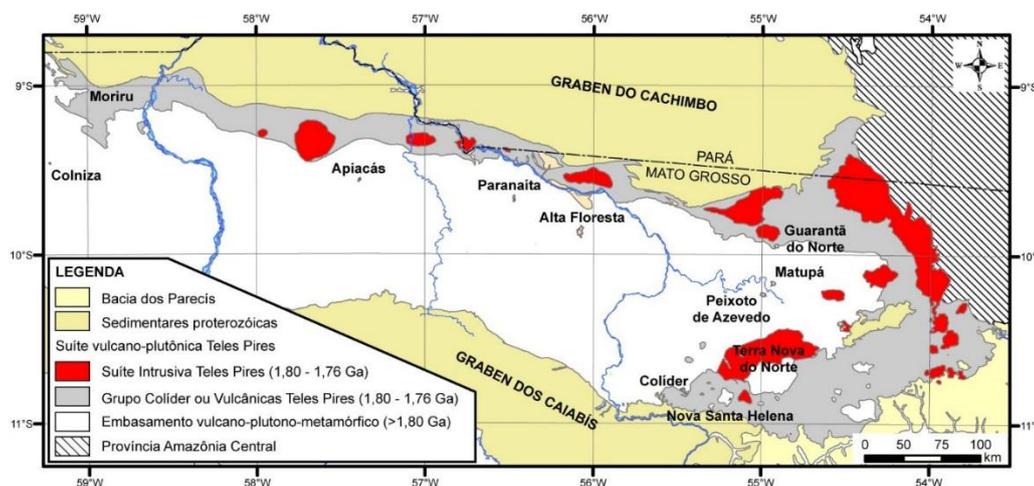


Figura 1- Mapa geológico simplificado da Província Aurífera Alta Floresta (adaptado de Lacerda Filho et al. 2004, Souza et al. 2005, Vasques & Rosa-Costa 2008, Silva & Abram 2008, Alves et al. 2010).

## RESULTADOS

Os zircões estudados são euétricos a subbétricos, prismas curtos, alguns com zonação concêntrica. Os zircões analisados e a posição do feixe nos mesmos está ilustrado na figura 2, enquanto os resultados estão apresentados na tabela 1. O diagrama concórdia com a idade calculada está apresentada na figura 3. Os resultados forneceram uma idade geocronológica de  $1776 \pm 30$  Ma, interpretada como idade de cristalização do Granito Terra Nova.

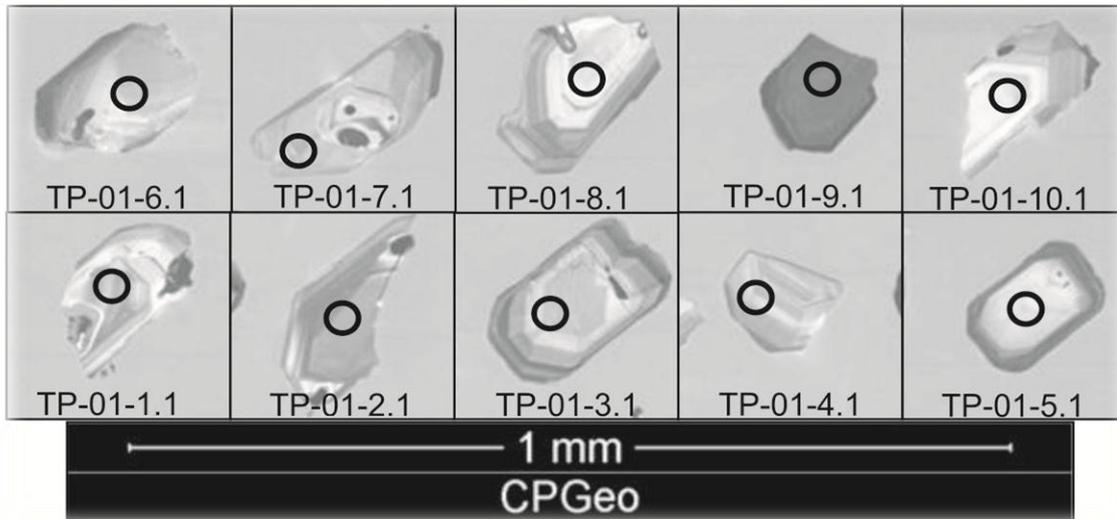


Figura 2- Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados com as posições de análise.

Tabela 1 – Dados isotópicos U-Pb SHRIMP para o Granito Terra Nova.

Spot	Amostra TP-01			Razões Isotópicas						Idades		Disc. (%)
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb <sup>206</sup> com.	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>208</sup> /Th <sup>232</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	
1.1	74	140	1,89	0,49	0,1087±2,0	0,556±2,0	0,3105±2,7	4,65±3,4	0,0871±3,4	1778±36	1743±41	2
2.1	111	174	1,57	0,28	0,1074±1,4	0,447±0,9	0,3150±2,6	4,66±3,0	0,0860±2,9	1755±26	1765±41	-1
4.1	58	53	0,91	0,24	0,1109±2,2	0,275±1,7	0,3129±2,8	4,78±3,6	0,0898±3,6	1814±40	1755±43	3
5.1	27	38	1,39	0,39	0,1155±4,7	0,419±2,0	0,3219±3,1	5,13±5,6	0,0922±4,5	1888±85	1799±48	5
6.1	61	59	0,97	0,30	0,1102±3,0	0,297±3,0	0,3335±2,8	5,07±4,1	0,0972±4,7	1803±55	1856±45	-3
7.1	75	81	1,07	0,50	0,1054±2,6	0,316±1,4	0,3081±2,7	4,48±3,8	0,0852±3,3	1721±48	1732±41	-1
8.1	31	50	1,62	1,17	0,1073±4,3	0,495±1,8	0,3169±2,9	4,69±5,2	0,0897±4,0	1755±79	1774±45	-1
10.1	124	197	1,59	0,10	0,1100±1,1	0,461±0,9	0,3086±2,6	4,68±2,9	0,0863±2,8	1800±20	1734±40	4

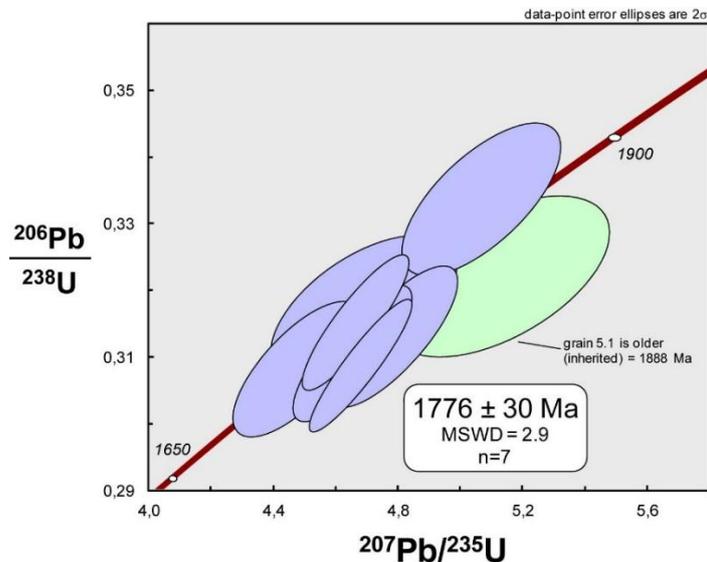


Figura 3- diagrama concórdia com a idade obtida de  $1776 \pm 30$  Ma.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A idade de  $1776\pm 30$  Ma obtida neste trabalho para o Granito Terra Nova é compatível com a idade de  $1782\pm 17$  Ma obtida por Silva & Abram (2008) para o mesmo batólito, uma vez considerado o erro analítico. Seguindo esta premissa, esta idade também se sobrepõe à idade de  $1757\pm 16$  Ma (Santos, 2000 *in* Moreton & Martins, 2003), e ao intervalo de  $1803\pm 2$  Ma a  $1759\pm 3$  Ma (Pinho *et al.*, 2003) definida para vulcano-plutonismo Teles Pires na região de Moriru, NW de Mato Grosso. Neste trabalho, propomos que a idade aqui apresentada substitua a de  $1726\pm 42$  Ma publicada em Prado *et al.* (2013) para o Granito Terra Nova, uma vez que os resultados obtidos por Shrimp em zircões previamente selecionados por imagens de Cátodo apresentam resultados mais confiáveis.

## REFERÊNCIAS

- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. (orgs) 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. CPRM. Goiânia. 200p. CD-ROM.
- Moreton L.C. & Martins E.G. (orgs.) 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita – Folha SC.21-Z-B. Brasília, CPRM/DEPAT/DIEDIG, escala 1:250.000. CD-ROM. 69p.
- Pinho M.A.S., Chemale Jr. F., Schmus W.R.V., Pinho F.E.C. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Prec. Res.*, **126**: 1–25
- Prado E.S., Barros M.A.S., Pinho F.E.C., Pierosan R. 2013. Granito Terra Nova – petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 43(1): 101-116.
- Santos R.A. 2000. Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso. Salvador: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Relatório Consultoria Interna. Projeto PROMIN-Alta Floresta.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Salumo A.L., Dall’Agnol R., Basei M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC/21 – Juruena. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, p. 309-320.
- Silva M. G. & Abram M.B. (orgs) 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs.) 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM. 328p. CD-ROM.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A. Shanks, W.C. and Ridley W.I. (eds) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev. Econ. Geol.*, 7: 1-35.

## ANALISE DA DEFORMAÇÃO DO GRANITO IGARAPÉ MIRACELHA: SUL DO RIO APIAÚ, RR.

Márcia Caroline Rodrigues Carneiro, Calos Alejandro Salazar, Marta Edith Velásquez D.

Departamento de Geociências, UFAM

### INTRODUÇÃO

O Igarapé Miracelha sustenta alguns aspectos ainda em aberto sobre as características e origem dos eventos que geraram a compartimentação da deformação em zonas de cisalhamento e a foliação pervasiva registrada nas unidades de rochas. Esta pesquisa tem como objetivo realizar a análise estrutural da deformação das rochas do granito gnaisse Igarapé Miracelha. Pretende-se verificar na escala de afloramento a consistência na orientação da organização dos minerais e a atitude de estruturas discretas.

### METODOLOGIA

Os métodos aplicados nesta pesquisa consistiram no mapeamento de estruturas em uma área restrita baseada em: análise petrográfica e de orientação preferencial de forma (Robin 2002, Robin & Launeau 2005), avaliação da consistência da trama mineral em escala de afloramento e a clássica consulta de fontes bibliográficas sobre a geologia da região. Em campo foram descritos e coletados dados estruturais e amostras orientadas representativas das rochas graníticas. O objetivo geral consiste em analisar as características da trama deformada presente nas rochas graníticas da unidade Igarapé Miracelha e gerar um mapa de estruturas.

Durante a fase de mapeamento de estruturas em campo se descreveram uns 37 afloramentos de rochas. Em cada local foram identificadas e descritas as características geométricas das feições de deformação observadas, medidas as respectivas atitudes determinadas as relações entre estruturas e as suas cinemáticas, quando possível. Coletaram-se 19 blocos orientados de rochas pouco alteradas a partir dos quais se obtiveram laminas delgadas de rochas e paralelepípedos que foram polidos em três fases ortogonais entre si para análise de Orientação Preferencial de Forma de silicatos (OPF).

No laboratório, as amostras de rochas foram cortadas obtendo-se 11 paralelepípedos todos orientados, cada face foi polida, fotografada e mediante programas de tratamento de imagens, isolados agregados de silicatos máficos e em algumas com granulometria grossa, os silicatos félsicos, privilegiando a individualização de grãos. A partir de cada imagem tratada se calculou a elipse de orientação preferencial de forma (OPF) de cada subtrama mineral e se fez a integração do elipsoide de OPF representativo de cada amostra, seguindo os protocolos e programas *SPO & Ellipsoid* de Robin (2002) e Robin & Launeau (2005). Confeccionaram-se 15 laminas de rochas para análises petrográficas em microscópio a luz transmitida para identificação dos constituintes minerais e observações qualitativas texturais.

Os dados direcionais de estruturas medidos em campo foram tratados e lançados no estereograma hemisfério inferior de *Schmidt*, de igual forma que os dados obtidos a partir da análise de OPF. A análise e interpretação dos dados e informações geológico estruturais incluíram o refinamento e o tratamento estatístico dos mesmos, processamento em programas específicos, desenho de diagramas e tabelas sintéticas, figuras e mapa estrutural.

A área de interesse esta localizada ao oeste do Município de Mucajaí no estado de Roraima e ao sul do Rio Apiaú (Figura 1).

O escudo das guianas no estado de Roraima, o denominado domínio tectonoestratigráfico Cinturão Guiana Central (segmento central) esta constituído por embasamento Proterozóico granítico metamórfico. As pesquisas nesta região tem produzido publicações com alcances a escala regional principalmente por geólogos do serviço geológico do Brasil (Eiras & Kinoshita 1987, Fraga 2002, Gaudette *et al.* 1996, 1998, Almeida 2006) integrando informações sobre geoquímica, geocronologia, metamorfismo e mapeamento. Dentre as unidades de rochas que afloram na área de interesse (sul do rio Apiaú e ao oeste da vila homônima) se ressaltam. A Suíte Metamórfica Paleoproterozóica Rio Urubu constituída de biotita, biotita hornblenda gnaisses e metagranitos gnáissicos e leucognaisses cuja foliação teria sido gerada em fácies anfíbolito (Fraga 2002, Santos *et al.* 2009). A esta suíte pertencem o Gnaiss Igarapé Miracelha de idade 1,943 Ga U-Pb em zircão (Fraga 2002). Rochas intermediárias a acidas de idade 1.9 Ga (Pb- Pb em zircão) com hiperstena agrupadas na suíte intrusiva Serra da Prata e granitos rapakivi da suíte intrusiva Mucajaí de idade mesoproterozóica (Santos *et al.* 1999).

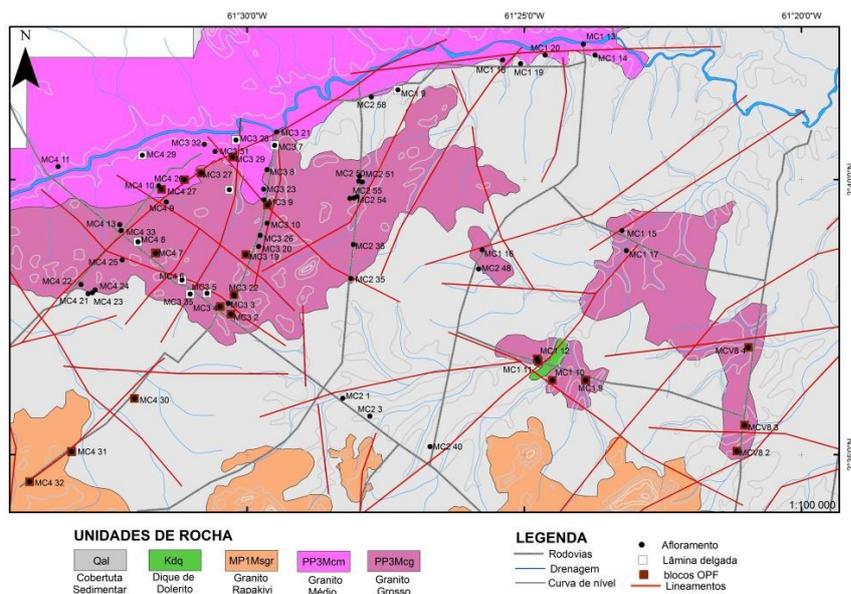


Figura 1 – Mapa de amostragem e de localização da área ao sul do rio Apiaú Roraima (W da Vila de Apiaú).

As interpretações sobre a evolução estrutural neste domínio indicam três eventos principais: o primeiro corresponde orogênese denominada de Transamazônica, com idade paleoproterozóica de alto grau metamórfico que gerou nas rochas do embasamento uma foliação pervasiva com mergulho alto para NW e cinemática não definida, e metamorfismo em fácies anfibolito alto (Santos *et al.* 2009). O segundo formou-se no Mesoproterozóico depois da instalação da suíte intrusiva Serra da Prata, e identificado como cinturão de cisalhamento K'mudku (Santos 2000, Santos *et al.* 2008, e 2009), ele registra deformações discretas relacionadas com zonas de cisalhamento) orientadas NE-SW com cinemática principal dextral e cujo grau metamórfico é ainda um tema controverso. Este teria ocorrido em três pulsos principais entre 1,49 a 1,147 Ga (Santos *et al.* 2009). O terceiro estaria relacionado com a abertura do Atlântico no Mesozoico que gerou o *graben* de Tacutú e se associa com a intrusão de rocha máficas que aproveitaram as zonas de fraqueza preexistentes e o fraturamento da crosta. No arcabouço estrutural postulado para o segmento central do CGC não se mapearam ainda zonas de cisalhamento que cruzem a área de estudo.

A unidade gnaisse Igarapé Miracelha na área de interesse esta constituída por rochas com dois tipos texturais distintos: (i) Na porção sul da área, em contato com o granito rapakivi, exibem textura grossa coloração cinza a róseos contem fenocristais de K-feldspato, com formas elípticas embebidos em matriz de agregados félsicos e máficos, orientada definindo uma clara foliação principal S1.

Ocasionalmente ocorrem enclaves máficos de granulação media estirados segundo a atitude de S1. Observam-se também plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio, veios pegmatíticos de K-feldspato e quartzo que geralmente truncam a foliação. A textura da rocha localmente muda para equigranular media com marcante orientação em todas as subtramas minerais. (ii) Granitos deformados equigranulares, com textura media de composição similar aos de textura grossa, embora com pouco anfibólio, de cor cinza clara a rosados afloram na porção norte. São rochas com tamanho de grão menor do que da porção sul.

Exibem a foliação S1 bem definida, veios pegmatíticos são mais abundantes, e apresentam enclaves de rochas metamórficas concomitantes com a atitude desta foliação. Para estas rochas Fraga (2002) postula uma deformação dúctil sin cinemática de alta temperatura como responsável pela orientação da trama mineral que denomina de evento deformacional D1. Segundo esta autora, feições estruturais restritas a zonas de cisalhamento e geradas em temperaturas moderadas a baixas de regime rúptil-dúctil que afeta também as rochas de idade mesoproterozóicas, corresponderiam a um evento D2.

## RESULTADOS

As rochas graníticas deformadas denominadas por Fraga (2002) como gnaisses Igarapé Miracelha, afloram como matacões e lajes principalmente em leitos de córregos a NW do município de Mucajaí-RR e ao sul do Rio Apiaú. Trata-se de dois plútons graníticos com textura orientada, um de granulação grossa

com fenocristais de K-feldspato, na porção sul da área estudada, e outro equigranular medio, mais restrito, que ocorre na parte norte (figura 1). os granitos do Igarapé Miracelha estão em contato não definido com granitos rapakivi da suíte intrusiva Serra de Mucajaí (ao sul), e são intrudidos por veios pegmatíticos de K-feldspato e quartzo, diques de granitos, sienogranitos finos leucocráticos e doleritos.

Em lamina de rocha os cristais de plagioclásio, parcialmente saussuritizado, apresentam geminação polissintética por vezes de aspecto difuso, e geminação deformada em cunha. O K-feldspato, por vezes em megacristais subédricos tabulares a arredondados exibe textura pertítica em chama, fraturamento intenso redução de tamanho, alteração para argilominerais e inclusões de quartzo. A extinção ondulante dominante em agregados poligonais é paralela à foliação  $S_1$ . Evidências de deformação em faixas miloníticas ocorrem como zonas com expressiva redução do tamanho de grão. A biotita marca a foliação mostrando-se fraturada e dobrada, de cor verde a marrom claro. O quartzo na forma de ripas, feldspatos fraturados e estirados com presença de lamelas de exsolução de albita e alguns contatos lobados entre quartzo e feldspato, textura mirmekítica e geminação em cunha sugerem que a foliação foi gerada durante um processo de deformação rúptil-dúctil.

A foliação dominante  $S_1$  é marcada principalmente por agregados descontínuos ou em forma de ripas de minerais máficos alinhados, pelo estiramento, rotação e estiramento de cristais de quartzo e feldspatos e pela organização coerente com uma mesma atitude para todas as subtramas minerais. A orientação desta foliação esta principalmente entre  $251^\circ$  e  $300^\circ$  observada em 14 afloramentos e inclinação variável entre  $60^\circ$  e  $80^\circ$ . Em quatro afloramentos do granito Grosso apresenta atitude variável entre  $215^\circ$  e  $241^\circ$  e mergulhos de  $63^\circ$  a  $70^\circ$  (figura 2). Em outros seis afloramentos esta foliação tem atitudes entre  $324^\circ$  e  $017^\circ$  com mergulhos entre  $53^\circ$  e  $67^\circ$  devido à influencia de zonas de cisalhamento. As zonas de cisalhamento (ZC) foram observadas localmente com varias orientações que coincidem com alinhamentos morfológicos observados em imagens de satélite, os quais podem representar a continuidade regional de algumas destas estruturas. Um conjunto de ZC geralmente discretas com largura métrica exibe deformação milonítica, elas parecem estar relacionadas com a foliação  $S_{n+1}$ , e têm atitudes dominantes  $225^\circ$ - $280^\circ/50^\circ$ - $88^\circ$ , em três afloramentos elas exibem atitude entre  $327^\circ$  e  $004^\circ$  de azimute com caimento em torno de  $71^\circ$ . Associadas a  $S_2$  ocorrem dois conjuntos de zonas de cisalhamento (ZC), sendo que o dominante exibe orientação  $065$  a  $140/40$ - $88$  em três afloramentos observaram-se estruturas com azimute variável entre  $185^\circ$ - $203^\circ/58^\circ$ - $70^\circ$ , estas correspondem a ZC de caráter mais rúptil, e geralmente têm alta densidade, afetam larguras centimétricas e localmente se cruzam formando conjugados.

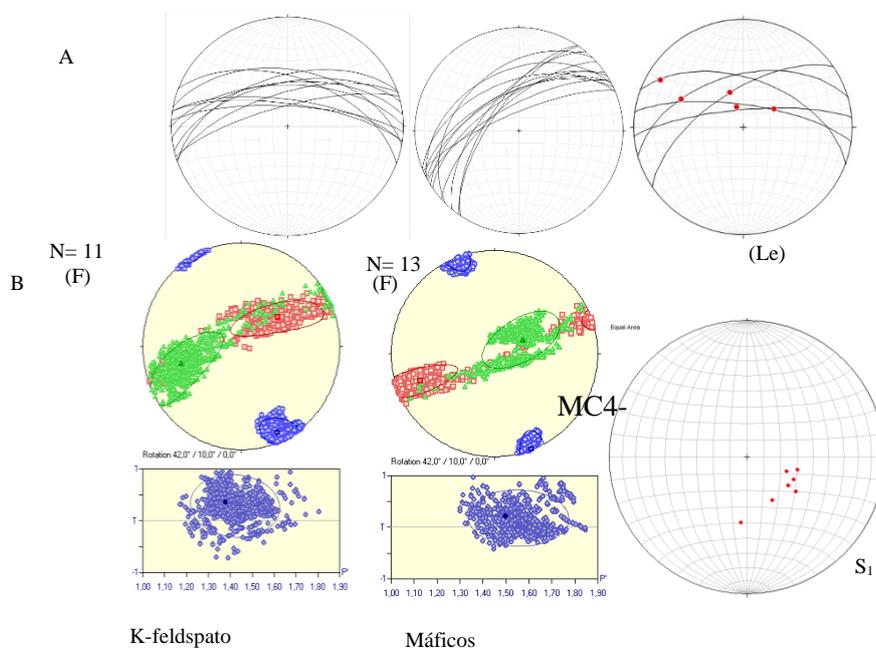


Figura 2 – atitude da foliação  $S_1$  e organização da trama da trama de OPF para o granito Grosso porfirítico. A) Foliação (F)  $S_1$  e sua lineação (Le) de estiramento mineral. B) atitude da trama de OPF para os silicatos (afloramento MC4-3) e a atitude da foliação  $S_1$  no sítio.

A análise de Orientação Preferencial de Forma (OPF) de silicatos foi realizada em 11 blocos orientados com o intuito de avaliar a estabilidade da trama mineral visto a sobreposição de foliações e o caráter dúctil delas. Foram separadas, além das subtramas de minerais máficos, algumas subtramas de silicatos félsicos selecionadas de cinco afloramentos que exibem uma única foliação dominante visando comparar a homogeneidade na orientação da foliação da rocha. A integração 3D dos dados obtidos a partir da análise 2D de cada fase em cada um dos blocos de rocha estudados resultou em uma tabela constituída por parâmetros escalares que determinam a forma (T variando de -1 prolato, próximo de 0 neutro, até 1 planar) e o grau de excentricidade ( $P > 1$ ) ou de estiramento do elipsoide calculado, e a atitude dos parâmetros direcionais, foliação e lineação, representativa de cada subtrama analisada (Figura 5). Com as análises mediante OPF das tramas minerais nestas amostras, obtiveram-se elipsoides de deformação com estiramentos  $>32\%$  e formas principalmente planares, foliações bem definidas com atitudes entre  $189^\circ$ - $249^\circ/57^\circ$ - $89^\circ$  e lineações dispersas com azimutes  $25^\circ$ - $61^\circ/245^\circ$ - $300^\circ$ . Esta análise comprova o registro de S1 com disposição SW-NE com caimento para NW coerente com os dados de foliação levantados em campo.

A deformação decorrente da ativação de zonas de cisalhamento -ZC- gerou a foliação S<sub>2</sub> que foi confiavelmente medida em 16 afloramentos, sua atitude (em azimute) varia de  $060^\circ$  a  $135^\circ$  com mergulhos entre  $60^\circ$  e  $80^\circ$  para o sul, e ocorre como (figura 3): i) estruturas de 2 cm a 120cm de largura em faixas discretas e curvilíneas que geram rochas com textura milonítica, elas possuem atitudes dominantes  $225^\circ$ - $280^\circ/50^\circ$ - $88^\circ$ , similares à disposição de S<sub>1</sub>, em três afloramentos elas exibem atitude entre  $327^\circ$  e  $004^\circ$  de azimute com caimento em torno de  $71^\circ$ , ii) enxames de estruturas rúpteis - dúcteis conjugadas, formando localmente dois conjuntos que se cruzam e crenulam a foliação S<sub>1</sub>. A trama resultante da análise de OPF tem atitudes coaxiais em todos os eixos, mas a foliação da OPF tem azimute  $080^\circ/58^\circ$ , similares às atitudes da foliação milonítica S<sub>2</sub> medidas em campo com azimute  $087^\circ/60^\circ$ . Na trama mineral da OPF na amostra MCV8-4 a foliação não esta fracamente definida, a organização da fases minerais é coaxial e caracterizada por elipsoides com estiramentos de 28% nos máficos e 33% nos félsicos e formas lineares são bem definidas (T = -0.55), sugestivas de intenso estiramento dúctil. A foliação mineral se dispõe com azimute  $160^\circ/30^\circ$  e a atitude da lineação da OPF é  $28^\circ/220^\circ$ , enquanto que a foliação milonítica S<sub>2</sub> tem atitude de  $120^\circ/60^\circ$ . A zona de cisalhamento associada com esta foliação tem cinemática dextral, atitude  $122^\circ/60^\circ$ , sugerindo que foi gerada em condições dúcteis sob regime compressivo com transporte de SW para NE. Para o afloramento MC1-11 A lineação da OFP se dispõe com inclinação de  $40^\circ$  para o sentido  $114^\circ$ . A cinemática observada em campo para esta zona de cisalhamento com atitude  $087^\circ/70^\circ$  é principalmente sinistral.

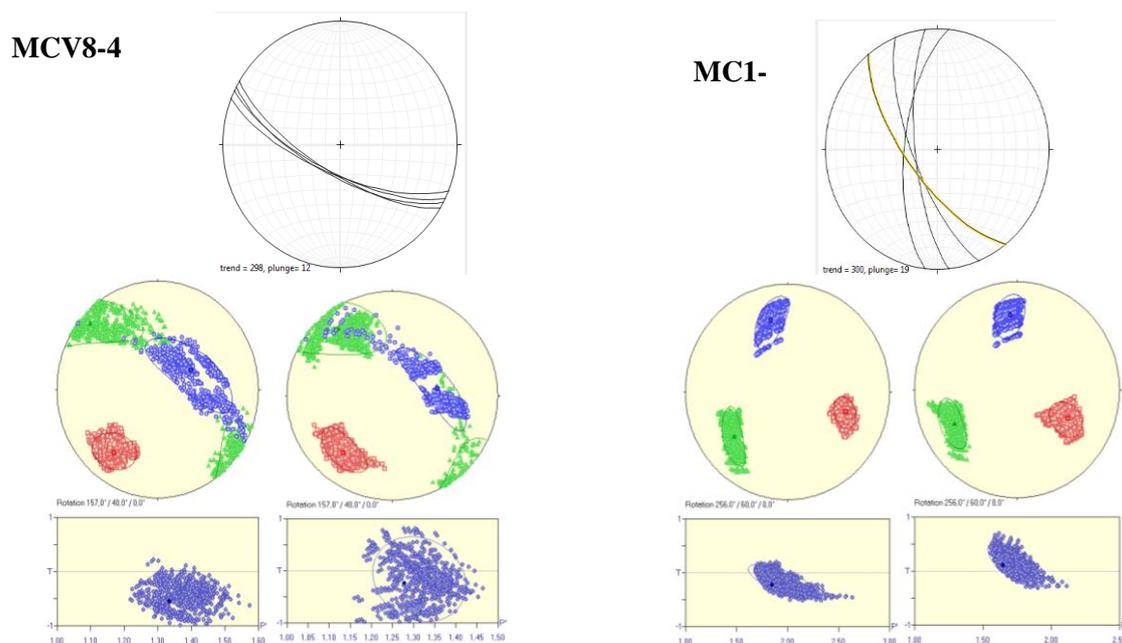


Figura 3 – Atitudes da foliação S<sub>2</sub> e organização da trama de OPF.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

As rochas do granito Igarapé Miracelha em afloramento apresentam uma foliação  $S_1$  dominante de alto ângulo de inclinação e azimute variável com três agrupamentos principais  $017^\circ$ ,  $220^\circ$  e  $290^\circ$ . Uma foliação denominada  $S_2$  discreta, restrita e associada à instalação de zonas de cisalhamento, que dobra a foliação anterior. Essa foliação milonítica tem atitude dominante segundo azimutes variáveis entre  $050^\circ$ - $120^\circ/56^\circ$ - $80^\circ$ . As tramas da OPF dos silicatos constituintes dos granitos deformados do Igarapé Miracelha se comprovam um azimute variável entre  $189^\circ$  e  $300^\circ$  com mergulhos entre  $57^\circ$  e  $89^\circ$  para a foliação  $S_1$ , sugerindo uma componente principal maior de encurtamento com alto ângulo orientada SE – NW para a dinâmica formadora desta feição estrutural.

O registro da foliação  $S_2$  ocorreu com uma feição de crenulação vinculada com a instalação e atividade de zonas de cisalhamento cuja cinemática local foi analisada pela organização dos silicatos encontrando: i) zonas de cisalhamento com cinemática sinistral geraram foliação com atitude  $214^\circ/87^\circ$  e lineação de estiramento  $87^\circ/310^\circ$  indicativa de um regime transcorrente compressivo e transporte SE - NW, ii) zonas de cisalhamento com cinemática dextral e foliação associada, com azimute  $160^\circ/30^\circ$ , e lineação de estiramento  $28^\circ/220^\circ$  gerada em regime transpressivo e componente reversa dominante com cavalgamento SW-NE.

## REFERÊNCIAS

- Eiras, J. F., Kinoshita, E. M. 1987. Evidências de movimentação transcorrente na Bacia Tacutu. In: Seminário sobre riftes continentais. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX, p.107-135.
- Fraga, L. M. 2002. – A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrológica. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará. Tese de Doutorado.
- Gaudette H. E., Lafon J-M, Macambira M. J. B., Moura, C. A.V., Scheller T., 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 11: 351-363
- Gaudette H. E., Olszewski J. R.W.J., Santos J. O. S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (3 e 4):183-195.
- Santos, J. O. S, 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. In: *New Developments in Economic Geology*. Center for Teaching and research in strategic Mineral Deposits. Perth, University of Western Australia, 10p.
- Laune A. U. P., Robin P. F. 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses-Interpretations and applications. *Journal of Structural Geology*, vol. 27 (12): 2223-2233.
- Santos, J. O. S., Hartman, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos, J. O., Potter, P. E., Reis, N. J., Hartmann, L. A., Mcnaughton, N. J. 2001. Age and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima Like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7. Belém. Anais. Belém: SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.
- Robin, P-Y. F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, 24: 531-544.

## PRINCIPAIS PERÍODOS DE SEDIMENTAÇÃO PRÉ-CAMBRIANA REGISTRADOS NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, EM RONDÔNIA

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros<sup>1</sup>; Jaime Estevão Scandolaro<sup>2</sup>; Anderson Alves de Souza<sup>1</sup>; Luis Carlos Melo Palmeira<sup>1</sup>; Manoel Augusto Corrêa da Costa<sup>1</sup>

CPRM-Serviço Geológico do Brasil; <sup>1</sup>Porto Velho; <sup>2</sup>Brasília (marcos.quadros@cprm.gov.br)

### INTRODUÇÃO

As rochas metassedimentares e sedimentares pré-cambrianas da porção sudoeste do Cráton Amazônico, em Rondônia e adjacências, foram depositadas entre 1,78-0,95 Ga, durante os sucessivos eventos extensionais e/ou transtensionais que antecederam ou sucederam as fases colisionais dos principais eventos orogênicos reconhecidos na região. O primeiro evento ocorreu no Estateriano com fase acrescionária entre 1,78-1,74 Ga (arcos magmáticos Juruena e Jamari) e fase colisional no intervalo 1,67-1,63 Ga, denominada de Orogênese Quatro Cachoeiras. O segundo evento acrescionário-colisional ocorreu no período Calimiano-Ectasiano, entre 1,47-1,31 Ga, denominado de Orogênese Rodoniana-San Ignácio. O terceiro e último evento ocorreu no Esteniano, entre 1,18-1,10 Ga, denominado de Orogênese Nova Brasilândia (Sunsás-Nova Brasilândia), que corresponde à abertura e fechamento de um *rift* intracontinental (*Rift* Nova Brasilândia), desenvolvido no mesmo período da orogênese Grenviliana, na Laurentia (Quadros & Rizzotto, 2007; Quadros *et al.*, 2011; Scandolaro, 1996; Rizzotto, 2012; Rizzotto & Hartmann, 2012). Neste contexto geotectônico, as unidades estratigráficas metassedimentares e sedimentares geradas nos principais períodos de sedimentação podem ser agrupadas em: Cobertura Sedimentar do Estateriano, Cobertura Sedimentar do Calimiano-Ectasiano, Cobertura Sedimentar do Esteniano e Cobertura Sedimentar do Esteniano-Toniano (figuras 1 e 2).

### COBERTURAS SEDIMENTARES DO ESTATERIANO (1,76 -1,66 Ga)

A sedimentação paleoproterozóica do Estateriano é representada por sequências metavulcanossedimentares e metassedimentares, no noroeste do Mato Grosso, próximo à divisa com Rondônia, pelo Grupo Roosevelt (1,76-1,74 Ga), constituído por metargilitos, formações ferríferas, metatufos, ignimbritos, conglomerados vulcanoclásticos, metadacitos, metariolitos e metabasaltos (metamorfisados na fácies xisto-verde). Na região central de Rondônia está representada por uma associação de rochas paraderivadas em alto grau metamórfico, inserida no Complexo Quatro Cachoeiras (<1,66 Ga; Payolla *et al.*, 2002), que é constituído por granada-sillimanita-cordierita gnaisses migmatizados, gnaisses kinzigíticos e calcissilicáticos, migmatitos pelíticos, os quais se associam anfibolitos e granulitos (pelíticos, máficos e félsicos), além de granitóides do tipo S com cordierita. Na região noroeste de Rondônia é representada pela Formação Mutum-Paraná (<1,74 Ga; Santos *et al.*, 2001), composta por filitos, ardósias, metargilitos, quartzito, quartzo-metarenitos, metassilitos, *metacherts* e metatufos (metamorfisados na fácies xisto-verde). Os protólitos destas rochas foram depositados em bacias associadas à evolução de arcos magmáticos, no final da fase acrescionária que levou a formação dos arcos magmáticos Jamari e Juruena. Posteriormente, as rochas de origem sedimentar, juntamente com o seu embasamento, foram deformadas e metamorfisadas, no noroeste de Mato Grosso e em Rondônia, durante a orogenia Quatro Cachoeiras e posteriormente, em Rondônia, foram retrabalhadas durante as orogenias Rodoniana-San Ignácio e Nova Brasilândia (Sunsás-Nova Brasilândia).

### COBERTURAS SEDIMENTARES DO CALIMIANO-ECTASIANO (1,47 -1,36 Ga)

O primeiro período de sedimentação mesoproterozóica ocorreu no Calimiano-Ectasiano (1,47-1,36 Ga) em bacias do tipo *back-arc*, com formação de crosta oceânica (Complexo Trincheira) segundo Rizzotto & Hartmann (2012), com sedimentação psamo-pelítica/carbonática plataformar e sedimentação de fundo oceânico, exposta na região sudeste de Rondônia, próxima a Colorado d'Oeste, representada pelo Complexo Colorado (metamorfizado na fácies anfíbolito alto/granulito, durante a orogenia Rodoniana-San Ignácio), constituído por sillimanita-biotita xistos, muscovita-xistos, granada-biotita-quartzo xistos, grafita xistos, gnaisses calcissilicáticos, paragnaisses, metamargas, magnetita quartzitos, *metacherts* e anfibolitos, que fazem parte da Faixa Alto Guaporé (figura 1). Os correspondentes plataformais, com grande contribuição siliciclástica e pelítica (formações Igarapé Quinze e Igarapé Lourdes), afloram na região centro-norte e centro-leste de Rondônia, representados por rochas

sedimentares deformadas e metamorfasadas na fase final da colisão Rondoniana-San Ignácio e retrabalhadas na fase transpressional da Orogênese Nova Brasilândia (Sunsás-Nova Brasilândia). As metassedimentares na fácies xisto verde que datam deste período e que ocorrem na região centro-leste de Rondônia, estão inseridas na Formação Igarapé Lourdes, constituída por metasiltitos, filitos, quartzo-metarenitos, clorita xistos, metatufos, metavulcânicas ácidas e formações ferríferas. Outro conjunto metassedimentar deste período, porém na fácies anfibolito alto, ocorre na região centro-norte de Rondônia e foi denominado de Formação Igarapé Quinze ( $< 1,36$  Ga; Quadros *et al.*, 2011), composta por paragneisses indiscriminados, mica xistos, sillimanita-biotita xistos, metaturbiditos, quartzitos e lentes de anfibolitos. Na região oeste-sudoeste de Rondônia as rochas paraderivadas em fácies anfibolito alto constituem o Complexo Nova-Mamoré, formado por biotita paragneisses quartzo-feldspáticos migmatizados, gnaiss calciossilicáticos e sillimanita-granada-biotita-quartzo xistos. E por fim, a cobertura do noroeste de Mato Grosso, representada pela Formação Dardanelos ( $< 1,44$  Ga; Leite & Saes, 2003), constituída por arenitos arcoseanos, conglomerados, siltitos e argilitos, também faz parte deste período de sedimentação.

### **COBERTURAS SEDIMENTARES DO ESTENIANO (1,21-1,10 Ga)**

O segundo período de sedimentação mesoproterozóica ocorreu no Esteniano (entre 1,21-1,10 Ga), representado pela Formação Migrantinópolis (Grupo Nova Brasilândia) ( $< 1,21$  Ga; Rizzotto, 1999), constituída por sedimentação turbidítica de composição siliciclástica-carbonática, representada por gnaisses quartzo-feldspáticos, mica xistos e gnaisses calciossilicáticos, com associação de rochas plutônicas máficas (Formação Rio Branco) com granulitos máficos e, subordinadamente ácidos, além de anfibolitos, metadiabásios e lentes de gnaisses calciossilicáticos. Esta sedimentação se relaciona a uma fase de rifteamento intracontinental (*Rift* Nova Brasilândia), com formação de proto-oceano (Rizzotto, 1999). Associa-se a este período a Formação Terra Boa que é constituída por rochas metassedimentares psamo-pelíticas, submetidas a condições metamórficas na fácies xisto verde, constituída por intercalações centimétricas/decamétricas de filitos, mica-quartzitos, metarenitos e metassiltitos.

### **COBERTURA SEDIMENTAR DO ESTENIANO-TONIANO (1,03-0,95 Ga)**

A sedimentação do final do Mesoproterozóico, início de Neoproterozóico (Esteniano-Toniano), registra importante fase extensional pós-Sunsás-Nova Brasilândia e que culminou com a formação de uma extensa bacia sedimentar do tipo IS (*Interior Sag*) (Bahia, 1997), denominada de Bacia de Rondônia. Os produtos sedimentares desta bacia estão representados pela Formação Palmeiral, constituída por arenitos arcoseanos e conglomerados, maciços ou estratificados, com idades máximas de sedimentação entre 1,03 e 0,95 Ga, depositados em um sistema fluvial entrelaçado. As rochas da Formação Palmeiral ocorrem em diversos compartimentos estruturais que formam serras e morros que se destacam na topografia do terreno, em diversas áreas em Rondônia, sul do Amazonas e no noroeste de Mato Grosso.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A identificação e o mapeamento das rochas Pré-Cambrianas de origem sedimentar em Rondônia e adjacências, ao longo das duas últimas décadas, esbarram no seu policiclismo e deformação em diferentes graus metamórficos, intensidades variadas de migmatização, além do elevado grau de intemperismo das mesmas. Estas características dificultam a individualização das unidades, classificação dos litótipos, interpretação dos protólitos, observação das estruturas primárias e, conseqüentemente, a correlação e o agrupamento das unidades sedimentares de acordo com períodos de sedimentação. Estes fatores, aliados a carência de dados geocronológicos, impedem melhor caracterização dos episódios de sedimentação ocorridos no Pré-Cambriano (figura 2), a classificação dos possíveis tipos de bacias e o seu relacionamento com os eventos orogenéticos reconhecidos no sudoeste do Cráton Amazônico. Entretanto, nas regiões noroeste de Mato Grosso e noroeste de Rondônia, as rochas de origem sedimentar estão menos afetadas pelas deformações e metamorfismo em alto grau e, nestes casos, ainda é possível resgatar parte das estruturas primárias das rochas que foram submetidas apenas à deformação e metamorfismo em baixo grau. Dentre as unidades sedimentares reconhecidas na região, a sedimentação esteniana-toniana, representada pela Formação Palmeiral, é a que se encontra melhor preservada e não foi afetada, em sua maior parte, por evento tectônico de escala regional, exceto por falhas e zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis que ocorrem localmente, o que tem facilitado o seu estudo.

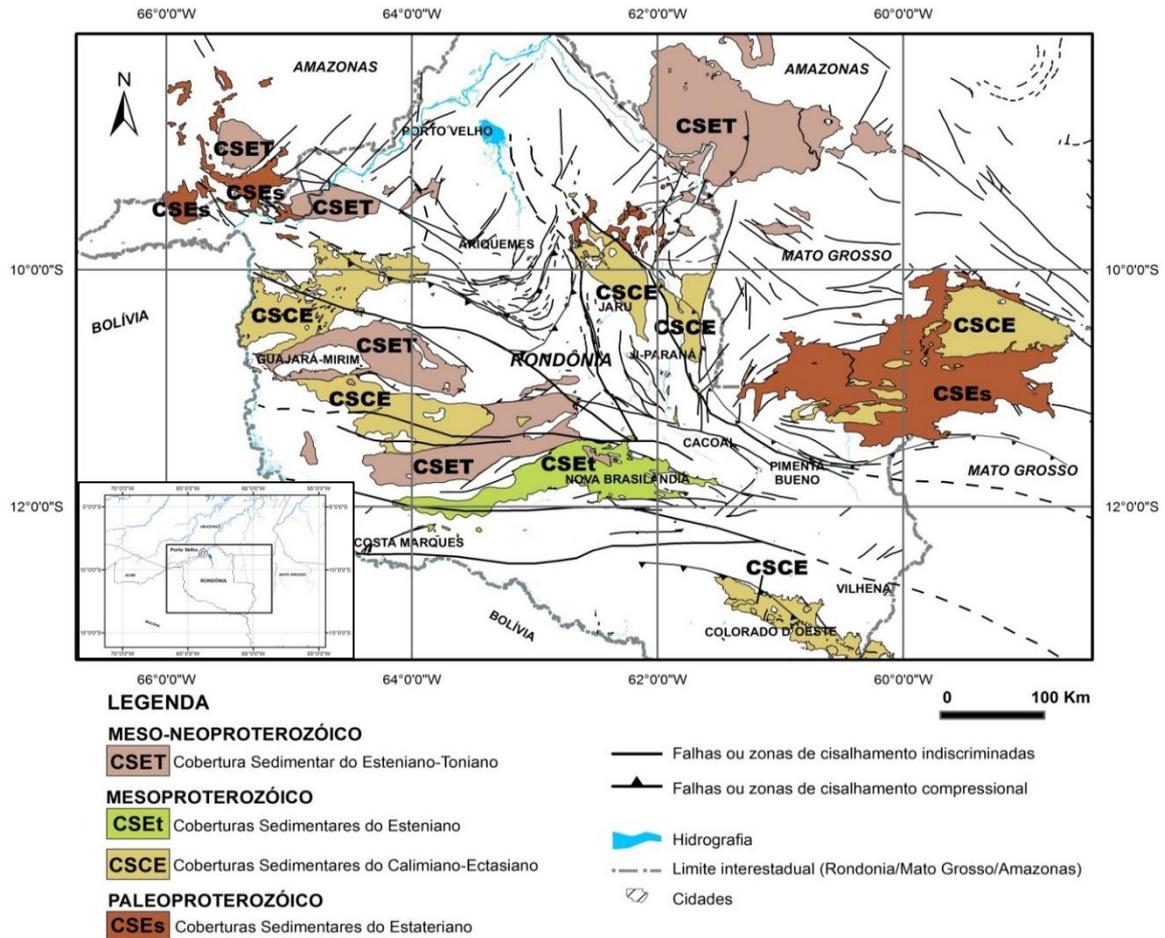


Figura 1 – Coberturas (meta) sedimentares do sudoeste do Cráton Amazônico, em Rondônia.

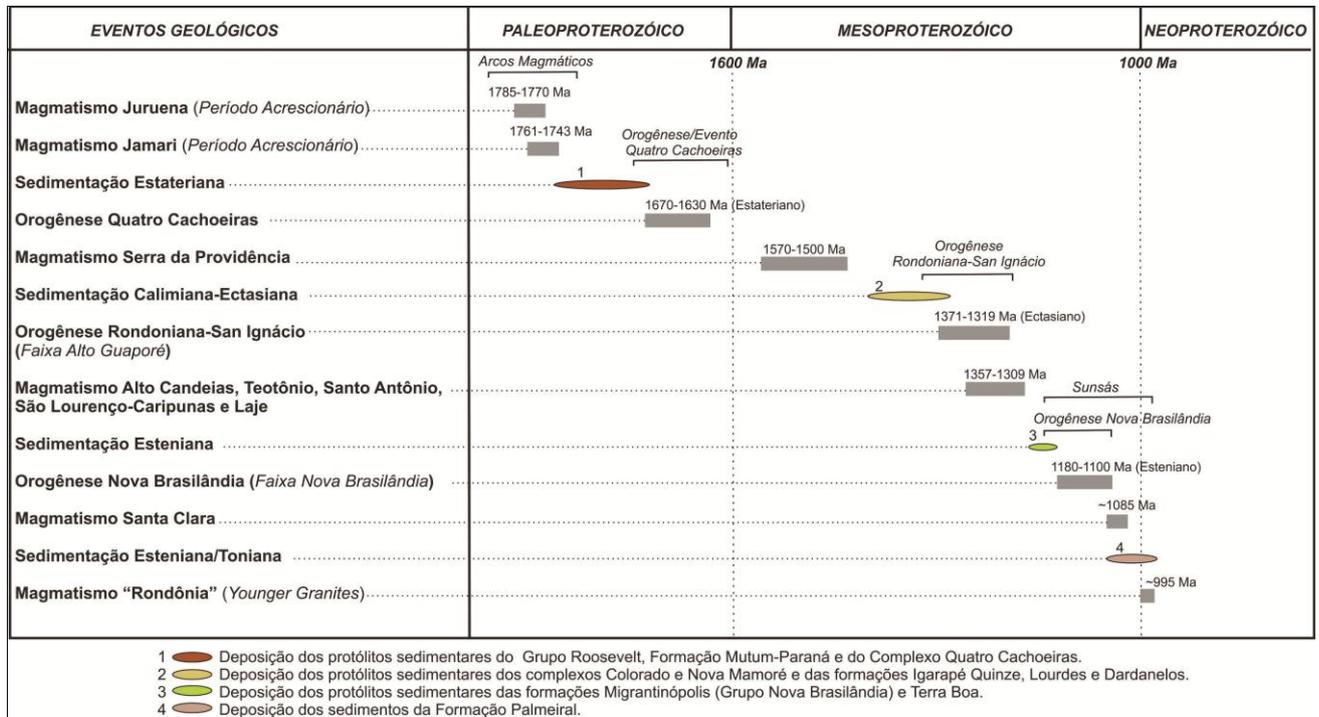


Figura 2 - Principais eventos geológicos ocorridos no sudoeste do Cráton Amazônico, em Rondônia. Destaque para os quatro principais períodos de sedimentação (1, 2, 3 e 4).

## REFERÊNCIAS

- Bahia, R.B.C. A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia. 1997. 88p. il. Tese (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém.
- Leite J.A.D & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb-Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 3:113-127.
- Payolla, B.L.; Bettencourt, J.S.; Kozuch, M.; Leite Júnior, W.B.; Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, v. 119, p. 141-169
- Quadros M.L. E.S., Palmeira L.C.M., Castro C.C. 2011. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), escala 1:250.000: Sistema de Informações Geográficas-SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais. Porto Velho: CPRM, 160p. il. (DVD-ROM).
- Quadros, M.L. E. S.; Rizzotto, G.J. (Orgs.). Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 2007. 116p. il. Programa Geologia do Brasil.
- Rizzotto, G.J., 1999. Petrologia e Geotectônica do Grupo Nova Brasilândia, Rondônia. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil.
- Rizzotto, G.J. 2012. Petrologia e geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, Sudoeste do Cráton Amazônico: Implicações Tectônicas do Mesoproterozóico. 2012.14p. Tese (Doutorado em Ciências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rizzotto, G.J. & Hartmann, L.A. 2012. Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon Craton, Brazil. *Lithos* (2012), doi:10.1016/j.lithos.2012.05.027.
- Santos, J.O.S.; Rizzotto, G.J.; Hartmann, L.A.; Mcnaughton, N.J.; Letcher, I.R. 2001. Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruena Orogenic cycles, southwestern Amazon Craton, established by zircon U-Pb geochronology. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 3, Pucon, Chile, *Comunicaciones*
- Scandolaro, J.E. 2006. Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. 2006. 383p. Tese (Doutorado em Geologia Regional)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

## JURUÁ OROGENY - BRAZIL AND ANDEAN COUNTRIES

Mario Vicente Caputo

Geoarte Consultoria Geológica e Artística LTDA. caputo@interconect.com.br

### INTRODUCTION

Reflection seismic data show wide deformation developed in the Solimões and Acre sedimentary basins of Brazil and in the Ucayali Basin of Peru. The Solimões Basin, about 440,000 km<sup>2</sup> in area, is separated from Marañon and Ucayali-Acre basins on its western margin by the Envira Arch and from the Amazon Basin on the eastern side by the Purus Arch. This basin is bounded on the north by the Precambrian Guiana Shield and on the south by the Precambrian Brazilian Shield. The Acre Basin, about 40,000 km<sup>2</sup> in area, is a small sedimentary basin located at the border between Brazil and Peru. It is separated from the Ucayali Basin on the western side by the Andean high-angle, basement-involved Divisor reverse fault, and from the Solimões Basin, on the eastern side by the Late Jurassic Envira Arch. Solimões, Acre, Ucayali, Marañon, Madre de Dios and other sub-Andean basins originally formed a single major basin that was later subdivided during this orogeny.

### STRATIGRAPHY

The Acre sedimentary basin contains a Phanerozoic stratigraphic section up to 6.000m thick, very similar to that of the Ucayali and Marañon basins of Peru (fig. 1), but less complete. The oldest section observed in outcrops and wells, the Apuí Formation (conglomerates, sandstones, thin shales and diamictites) correlates with the Mississippian Ambo Group of Peru and Bolivia. Above, the Lower Permian Cruzeiro do Sul Formation comprises the same lithotypes (limestones, shales and fossils) as the upper part of the Copacabana Group of Peru and Bolivia. The upper part of the Cruzeiro do Sul Formation, composed of anoxic shales and limestones, correlates with the Ene Formation of Peru. Above is present the sandstone of the Serra do Divisor Formation, as old as Late Permian-Early Triassic that correlates with the Mitu Formation of Peru. The next section is the Rio do Moura Formation, composed of brown sandstone and sandy siltstone, gray shale, and thin limestone beds of Late Triassic-Early Jurassic age. It correlates with the Pucará Formation of Peru. The upper part of the Rio do Moura Formation is composed by halites. There is also an intrusive event in this unit as old as  $194 \pm 12$  Ma (Cunha, 2007), dated by K/Ar methodology. The succeeding Juruá Mirim Formation is a red siltstone section with sandstone interbeds, and in its upper part a thick conglomerate section occurs. Two lava flows are present which are not far apart in time. One of them is as old as  $177 \pm 8$  Ma (Jurassic) according to Cunha (2007). The Juruá Mirim Formation correlates with the Middle to Upper Jurassic Sarayaquillo Formation of Peru. The next section comprises clastics of the Capanaua, Moa, Rio Azul, Divisor and Ramon formations as old as Aptian to Maastrichtian. Peruvian Cretaceous Cushabatay, Agua Caliente, Chonta Vivian, Cachiyacu and Huchpayacu formations correlate with the Acre Basin Cretaceous formations (fig. 1). It appears that many Cretaceous formations have disconformable contacts in Brazil.

The Cenozoic section consists of the Solimões Formation, composed of red and gray beds (Eocene?-Miocene). The Cenozoic of the Ucayali basin consists of the Casa Blanca, Pozo, Pebas and Ypururo formations. Almost the entire basin is covered by Cretaceous and Cenozoic formations. Paleozoic outcrops occupy a very small area. The stratigraphy of the Solimões Basin is similar to that of the Acre Basin, except for the absence of the Triassic-Jurassic sedimentary section. In the Solimões Basin lava flows are absent, but diabase dikes and sills as old as Latest Triassic (204 Ma) are widespread in the basin. Cretaceous (Javari Formation) and Tertiary (Solimões Formation) have overlapped the entire Paleozoic section, so there are no Paleozoic outcrops in the Solimões Basin.

### STRUCTURAL FRAMEWORK

Seismic sections reveal that there is a main deformation zone in the Solimões Basin characterized by subparallel, braided, high angle faults and by *en échelon* folds and faulted folds systematically arranged in trends typical of dextral wrench tectonics. Transpressional highs are present, where the uplifted basement blocks are directly beneath non deformed Cretaceous strata. Three sets of faults are observed on seismic lines. Set **A** developed with a N70°-80°E trend. Components of this set split and coalesce in an anastomosing pattern on the maps. Set **B** is made of *en échelon* faults and folds trending from N65° to

N30°E, at a low dip angle (0° to 45°). Set C consists of nearly vertical subsidiary faults trending N45°W and N70°W. This set C is not well developed and may represent tensional shear stress components (Caputo, 1991). In western Solimões Basin, the basement immediately underlies no deformed Cretaceous strata over the Envira Arch. The Late Jurassic age of the Juruá Orogeny, observed in the Juruá River locality, is supported by the age of magmatic rocks, sedimentary petrography, seismic surveys and structural interpretation (Caputo, 2012).

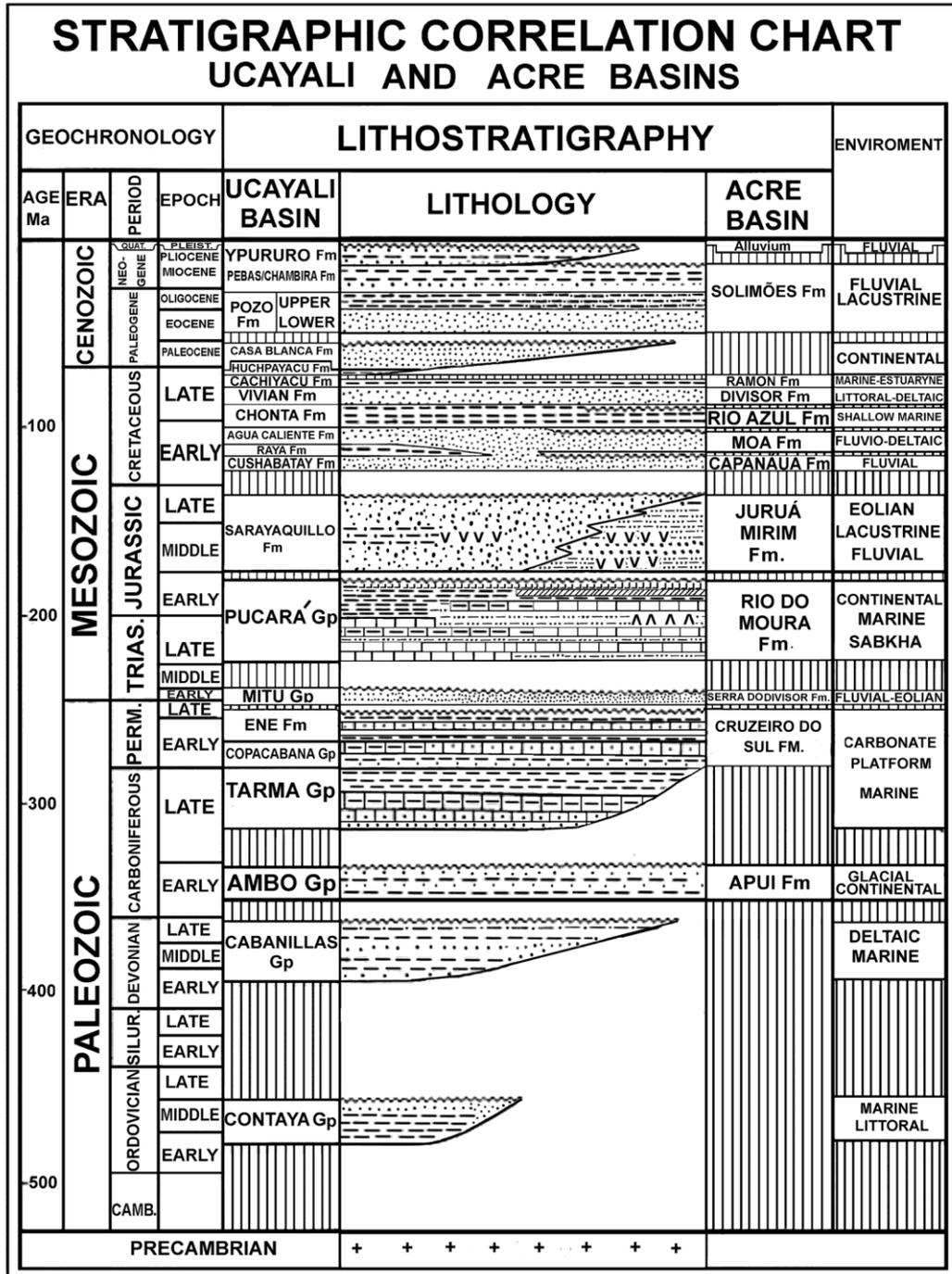


Figure 1- Lithostratigraphic correlation chart of Ucayali and Acre basins, modified from Barros & Carneiro (1991) and Cunha (2007).

## MAGMATISM

In the past, the diabase intrusions in the Solimões Basin were considered as old as 150, 180 and 210 Ma based on the K/Ar method, but Ar/Ar dating provided an age around 200 Ma, suggesting a very short igneous event for all intrusions (Mizusaki *et al.*, 1992). Juruá reverse faults cut these basic igneous rocks in Acre and Solimões basins, as well as middle Jurassic beds in Acre Basin, so this tectonism should be younger than the Middle Jurassic time and older than the Early Cretaceous (Aptian) time.

## SEDIMENTARY PETROGRAPHY

According to Elias *et al.* (2007), based on authigenic illite K–Ar ages, two stages of illite authigenesis are observed in Carboniferous oil and gas reservoirs in the Solimões Basin. The first stage is related to reservoirs close to the voluminous Late Triassic basic sills (204 Ma), and the second to reservoirs, far from diabase sills, but affected by Juruá tectonic pervasive strong stresses at about 150 Ma.

## SEISMIC SURVEYS

Seismic lines in Acre and Ucayali basins show the Jurassic and older sequences well deformed and separated from no deformed Early Cretaceous strata by an angular or parallel unconformity (Oliveira *et al.*, 1997). The Juruá tectonism affected Middle to Late Jurassic strata, prior to latest Jurassic erosion and subsequent Early Cretaceous subsidence. A geological sketch of the seismic line 31-RL-183 (figure 2 from Zalán, 2004) shows tectonic deformation of Middle to Upper Jurassic beds, produced by the Juruá Orogeny before Early Cretaceous sedimentation. Zelasco (2010) presented a seismic section in which the Contaya Arch in Peru was uplifted after the Jurassic Pucará Formation deposition and before accumulation of Early Cretaceous beds. Also present in Zelasco's section is a Triassic unconformity, possibly related to the breakup of Pangea and the opening of the North Atlantic Ocean. In the Ene Basin, located at the foothills of the Peruvian Eastern Cordillera, the base-Cretaceous unconformity overlies stratigraphic units of different ages, from Devonian to Late Jurassic (PARSEP, 2001), indicating that the same Late Jurassic tectonism affected the basin.

## CONCLUSIONS

A strong global Late Jurassic plate reorganization is responsible for the structural deformation observed in Solimões, Acre and Subandean basins of Western South America. The Triassic-Jurassic age proposed by Szatmari (1983, 1984) or the Permo-Triassic age suggested by Barros and Carneiro (1991) for this orogeny is not appropriate. These authors were referring to a Triassic orogeny in Peru that is older and does not correlate with the Late Jurassic Juruá orogeny type area of Brazil, as observed in the Juruá River area and Subandean basins.

## REFERENCES

- Barros, M.C., and Carneiro, E.P., 1991. The Triassic Juruá orogeny and the tectono-sedimentary evolution of Peruvian Oriente Basin. Exploratory implications. *In: Simpósio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, 4, Bogotá, 1991. *Memórias*, Bogotá, Trabajo 6, 44 p.
- Caputo, M.V., 1991. Solimões Megashield: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology*, V. 19, p. 246-249.
- Caputo, M. V., 2012. Age of the Juruá Orogeny – Brazil and Peru. XVI Congreso Peruano de Geología. Sesión Geología Regional y Tectónica Andina. Abstract expandido, SGPSEG009.pdf., Lima, Peru, 5 p.
- Cunha, P.R. da C., 2007. Bacia do Acre. *Boletim Geológico da Petrobras*, Rio de Janeiro, V. 15, n° 2, p. 207-215.
- Elias, A.D., Ros, L.F. de, Mizusaki, A.M., and Kawashita, K., 2007. Isotopic evidence on the diagenetic evolution of coastal sabkha reservoirs from the Solimões Basin, northern Brazil. *Gondwana Research* 11, 553–567.
- Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., and Dumont, J.F., 2000. Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. p. 481-560. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds), Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> International Geological Congress. Rio de Janeiro.*
- Mizusaki, A.M.P., Wanderley Filho, J.R., Aires, J.R., 1992. Caracterização do magmatismo Básico das bacias do Solimões e Amazonas. Petrobras, Cenpes, Rio de Janeiro, 74 p. Internal Report.

- Oliveira, C.M.M. de, Zalán, P.V. and Alkmin, F.F., 1997. Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brazil. VI Simpósio Bolivariano, Exploración petrolera en las cuencas Subandinas, Memórias, Tomo 1. Cartagena, Colombia, p. 46-65.
- PARSEP, 2001. The Huallaga Basin and Adjacent areas. The Hydrocarbon Potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins. Perúpetro, 2009. Peruvian Ucayali Basin Hydrocarbon Potential.
- Szatmari, P., 1983. Amazon Rift and Pisco-Juruá fault: their relations to the separation of North America from Gondwana. *Geology*, V. 2, p. 300-304.
- Szatmari, P., 1984. Tectonismo da faixa de dobramentos do Juruá. Anais do II Symposium Amazônico (Departamento de Nacional de Produção Mineral, Manaus. V. 2, p. 117-128.
- Zalán, P. V., 2004. Evolução Fanerozoica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. Dal Ré, and Brito-Neves, B.B., Eds. Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 595-612. Editora Beca, Brasil.
- Zelasco, L.D.N., 2010. Tectonic evolution of the Contaya Arch, Ucayali Basin, Peru. (M.S. thesis). University of Texas. Texas, USA.

## ASSOCIAÇÕES PETROTECTÔNICAS DOS TERRENOS PRECAMBRIANOS DO NORTE DO ESTADO DO PARÁ E SEUS PROGNÓSTICOS METALOGENÉTICOS

Mário Ivan Cardoso de Lima\*

\*IBGE/Gerência de Recursos Naturais/UE/PA. mario.lima@ibge.gov.br

### INTRODUÇÃO

O norte paraense ainda constitui uma das regiões com o subsolo menos investigado da Amazônia brasileira, em especial àqueles de idade pré-cambriana (ca 204.000 km<sup>2</sup>), em razão da carência de infra-estrutura, distâncias dos grandes centros urbanos, ausência de levantamentos geológicos em escala de detalhe e por se constituir uma região protegida por leis ambientais com várias unidades de conservação estaduais e federais. Talvez por esses motivos poucos investimentos tenham sido aplicados nessa região, apesar da presença de inúmeros campos de pouso inativos (?) e atividades garimpeiras, a princípio, abandonadas. O que de certa forma contrasta com os terrenos precambrianos de mesma história geológica ao sul da calha do rio Amazonas, no Estado do Pará, nas bacias dos rios Tapajós e Xingu, onde a atividade garimpeira para ouro é atuante e se constitui em uma das maiores do território brasileiro. Tais terrenos do setentrião paraense envolvem parcialmente às folhas CIM (Carta Internacional ao Milionésimo): NA.22- Macapá, NA.21-Tumucumaque, SA.21- Santarém e SA.22- Belém.

Utiliza-se o termo *associação petroTECTÔNICA* para agrupar litologias (classe, composição mineral, afinidades geoquímicas), contexto tectono-estrutural e idades geocronológicas, às quais se associam a um determinado ambiente geotectônico. Procedendo dessa forma procura-se sintetizar, em que pese às escassas informações, o contexto geológico-tectônico das mesmas, assim como seus prognósticos metalogenéticos. Tais premissas constituem os objetivos da presente pesquisa.

O Norte do Estado do Pará, objeto deste estudo, situa-se nos domínios da Província Estrutural Amazônia (PEA), Lima (1994), a qual se dispõe na região amazônica com cerca de 1.700.000 km<sup>2</sup>, envolvendo essencialmente terrenos proterozoicos e arqueanos. Representa uma entidade geotectônica não afetada pelo Ciclo Brasileiro (0,54 –1,0 Ga). Limita-se a leste com o Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins e a sul com o Cinturão Móvel Alto Paraguai. Mostra sua porção central encoberta pelos sedimentos fanerozoicos da Província Estrutural Amazonas-Solimões (Lima, op. cit.). Subdivide-se em nove subprovíncias estruturais: Amazônia Norte-Oriental (SANOR), Amazônia Sul-Oriental (SASOR), Amazônia Centro-Oriental (SACOR), Amazônia Central (SAC), Amazônia Centro-Occidental (SACOC), Amazônia Norte-Occidental (SANOC), Amazônia Sul-Occidental (SASOC), Guiana Central (SGC) e Guiana Oriental (SGO). Vide Figura 1. Como pode ser observada no retângulo destacado nesta figura, a área estudada envolve as subprovíncias estruturais SANOR, SAC e SGO.

### METODOLOGIA

A bibliografia básica respaldou-se nos trabalhos pioneiros do Projeto RADAM/RADAMBRASIL, na década de 70, nas folhas CIM acima citadas. Utilizaram-se a interpretação de dados aeromagnéticos e aerorradiométricos na bacia do Paru-Jari - do Projeto Jarí-Rio Negro Leste II do DNPM, executado pela PROSPEC em 1985 - assim como a interpretação radargeológica com imagens GEMS/SAR-X, na região da serra do Acarai. Mais recentemente, CPRM (2008) apresentou em SIG o Mapa Geológico do Estado do Pará e respectivo texto explicativo.. Para a elaboração do esboço geológico-tectônico (Figura 2) com as unidades petroTECTônicas utilizaram imagens interferométricas do SRTM da NASA .

Em vista da escassez de dados geológicos o esboço apresentado na Figura 2 baseia-se nos dados mais recentes da literatura geológica da região sintetizados pelo IBGE (2011), além da experiência do autor em imageinterpretação, as quais são passíveis de controle do terreno. Dados complementares, como a localização de campos de pouso de garimpos, degradação de rios pelas atividades garimpeiras e localização de atividades mineiras basearam-se em imagens do sistema ótico do satélite Landsat –TM 5 , com resolução espacial de 30 m e composição colorida.

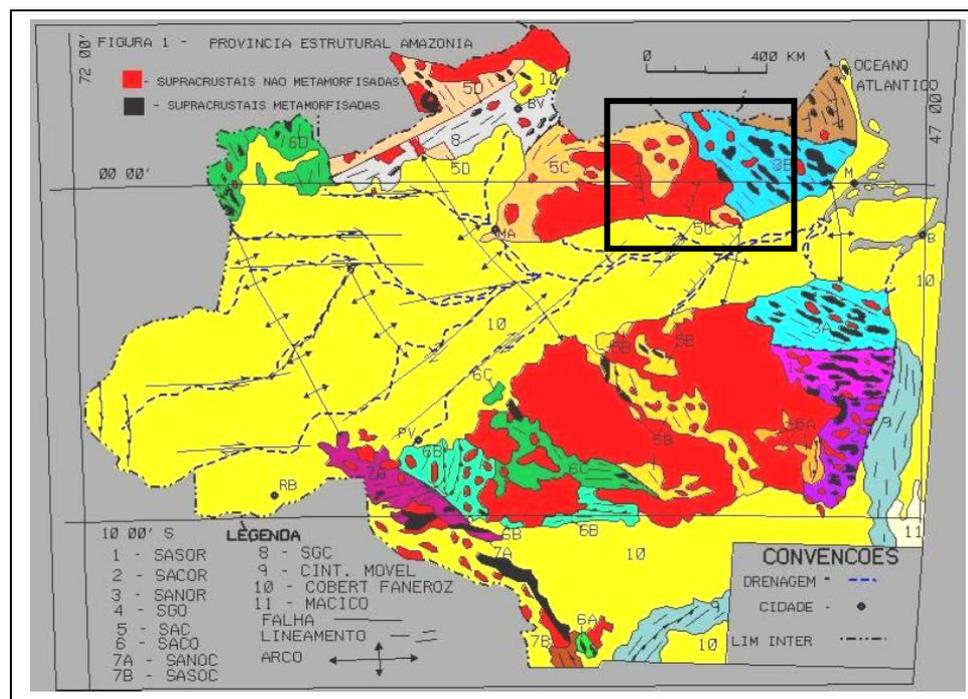


Figura 1 – Compartimentação Tectônica da Província Estrutural Amazônia (Lima 2011), com destaque para o retângulo em preto, ressaltando os terrenos precambrianos do Norte do Estado do Pará, objeto do presente estudo.

## RESULTADOS OBTIDOS

Com o objetivo de melhor entender a história geológica dessa região, fundamentado na interpretação dos dados estruturais, litológicos, tectônicos e geocronológicos, definiram-se as seguintes associações petrotectônicas, em ordem decrescente de idade: Terrenos Granulíticos Arqueanos (**TGA**), Terrenos Gnáissicos Granulíticos do Arqueano–Paleoproterozoico (**TGGAP**), Terrenos Gnáissicos Granitoides do Paleoproterozoico (**TGGP**), Sequência Metavulcanossedimentar do Paleoproterozoico (**SMP**), Granitoides Sin a Tardi-tectônicos do Paleoproterozoico (**GSTP**), Granitoides Tardi-Tectônicos do Paleoproterozoico (**GTTP**), Vulcano-Plutonismo Anorogênico do Paleoproterozoico (**VPAP**), Sequência Sedimentar do Paleoproterozoico (**SSP**), Félsicas Anorogênicas do Paleoproterozoico (**FAP**), Máficas Anorogênicas do Paleoproterozoico (**MAP**), Sequência Vulcanossedimentar do Mesoproterozoico (**SVM**), Alcalinas do Mesoproterozoico (**AM**), Máficas Alcalinas do Neoproterozoico (**MAN**), Diques Máficos do Cenozoico (**DMC**), Coberturas Lateríticas do Cenozoico (**CLC**) e Sedimentos Quaternários (**SQ**). Vide Figura 2.

Núcleos arqueanos de rochas granulíticas (**TGA**) foram identificados na bacia do rio Jarí, com idades geocronológicas acima de 2.600.Ma, os quais foram imunes a remobilização por evento geodinâmico no paleoproterozoico (*ca* 2.250 Ma), sob a forma de intenso cisalhamento de movimentação sinistral oblíqua de orientação NO-SE com vergência para NE, o qual retrabalhou a bacia vulcanossedimentar do paleoproterozoico (**SMP**), porção leste da área estudada, como também os terrenos granulíticos já existentes, em fácies xistos verdes a anfibolito (**TGGAP**). Considerando que este evento geodinâmico atingiu toda a porção do Norte do Estado do Pará, terrenos primários formados essencialmente no paleoproterozoico foram identificados (**TGGP**), assim como granitoides sin a tardi-tectônicos (**GSTP**), em especial na serra do Acaraí no limite com a República da Guiana, e granitoides tardi-tectônicos (**GTTP**). Nessa região é marcante a presença de cisalhamento transpressivo oblíquo dextral com orientação NO-SE. Como fechamento desse importante evento do paleoproterozoico ocorreu o emplaçamento de intenso e extenso vulcano-plutonismo anorogênico (**VPAP**), amplamente distribuído por todo o setentrião paraense. Ressalte-se a presença ainda de coberturas de plataforma sedimentar paleoproterozoica (**SSP**), corpos anorogênicos, sob a forma de stocks, de composição félsica a intermediária (**FAP**) e máficas e ultramáficas (**MAP**) do paleoproterozoico. No mesoproterozoico têm-

se evidências, segundo dados geocronológicos e dados do terreno, de alcalinas (**AM**) e sequência vulcanossedimentar (**SVM**) relacionadas a implantação de tectônicas rúptil distensiva, em grábens, ocorrente a sul da serra do Acarai e sob a forma de corpos policirculares de composição alcalina, como na serra do Mutum (fronteira com a República da Guiana) e região do Alto Erepecuru, dentre outros, aqui imageinterpretados. Máficas Alcalinas do Neoproterozoico (**MAN**), a exemplo dos corpos de Maecuru e Maraconaí, diques máficos cenozoicos (**DMC**), com orientação meridiana; abundantes na região costeira do Estado do Amapá; coberturas lateríticas do cenozoico (**CLC**) e sedimentos quaternários (**SQ**) completam o quadro de associações petrotectônicas.

Inúmeros garimpos de ouro, abandonados ou não, foram identificados através de imagens Landsat-TM5, na bacia dos rios Paru e Jarí, seguramente associados às sequências metavulcanossedimentares (**SMP**) e em outras associações petrotectônicas como **TGGP** e **VPAP**. Cassiterita, Columbita e Tântalita, amíude, estão relacionadas a **FAP**. De igual modo à presença de significativos depósitos de Titânio estão relacionados à **MAN** e Bauxita a **CLC** relativos a corpos granitoides. Corpos kimberlíticos foram identificados na Bacia do rio Trombetas e ametista, zirconita, cristal de rocha, fluorita, topázio e outras gemas podem ser encontradas nos corpos anorogênicos do paleoproterozoico e zonas de cisalhamento da bacia do Paru-Jari.

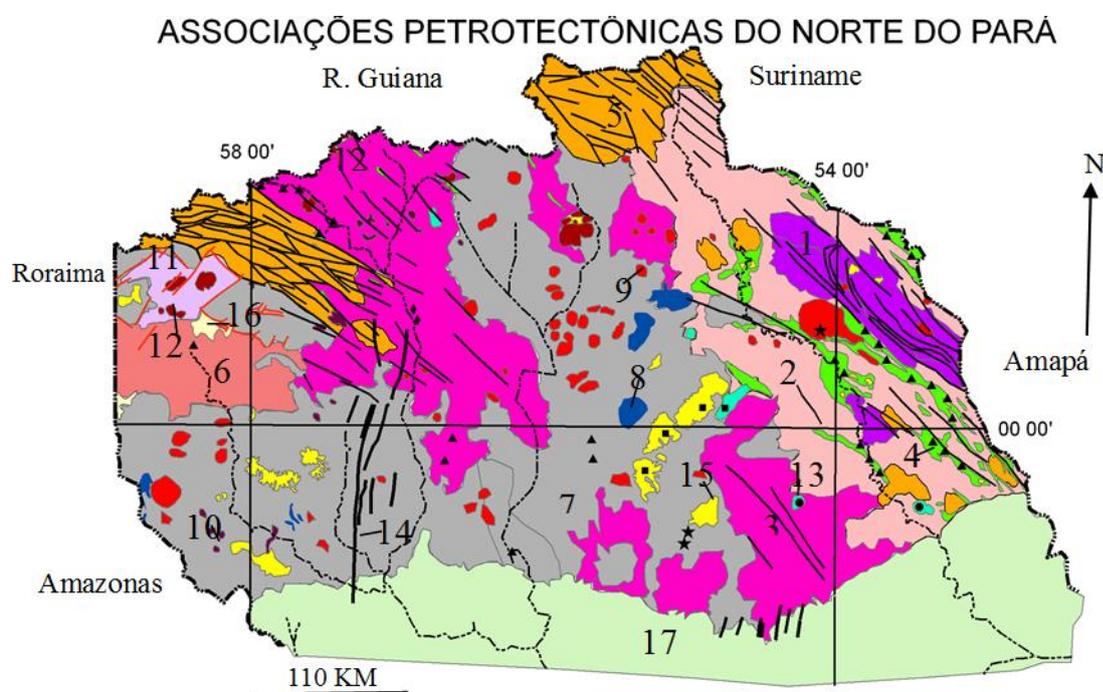


Figura 2 – Cartograma das Associações Petrotectônicas: Terrenos Granulíticos Arqueanos (1-TGA), Terrenos Gnáissicos Granulíticos do Arqueano–Paleoproterozoico (2-TGGAP), Terrenos Gnáissicos Granitoides do Paleoproterozoico (3-TGGP), Seqüência Metavulcanossedimentar do Paleoproterozoico (4-SMP), Granitoides Sin a Tardi-tectônicos do Paleoproterozoico (5-GSTP), Granitoides Tardi-Tectônicos do Paleoproterozoico(6-GTTP), Vulcano-Plutonismo Anorogênico do Paleoproterozoico (7-VPAP), Seqüência Sedimentar do Paleoproterozoico (8-SSP), Féisicas Anorogênicas do Paleoproterozoico (9-FAP), Máficas Anorogênicas do Paleoproterozoico(10-MAP), Seqüência Vulcanossedimentar do Mesoproterozoico (11-SVM), Alcalinas do Mesoproterozoico (12-AM), Máficas Alcalinas do Neoproterozoico (13-MAN), Diques Máficos do Cenozoico (14-DMC), Coberturas Lateríticas do Cenozoico (15-CLC), Sedimentos Quaternários (16-SQ) e Fanerozoico (17). Traços contínuo preto – Falha direcional oblíqua; Traços contínuos vermelho – Falha normal; Traços descontínuos – Drenagem. Ocorrências: ouro em triângulo, círculo em titânio, estrela em cassiterita,columbita-tântalita, quadrado em bauxita e losango em kimberlito.

## CONCLUSÕES

- necessidade premente de pesquisas geológicas de detalhe em razão de algumas associações petrotectônicas aqui relatadas como: Félsicas Anorogênicas do Paleoproterozoico (**FAP**), Máficas Anorogênicas do Paleoproterozoico (**MAP**), Seqüência Vulcanossedimentar do Mesoproterozoico (**SVM**) e Alcalinas do Mesoproterozoico (**AM**) pela importância econômica que as mesmas estão revestidas;
- embora toda a região norte do Estado do Pará tenha sido afetada por um evento geodinâmico do Paleoproterozoico é marcante a diferença entre as subprovíncias SANOR e SAC, em termos de origem dos terrenos e nível crustal;
- a definição de *trends* estruturais NO-SE na serra do Acarai, com continuidade para o Estado de Roraima, vão de encontro à delimitação de subprovíncias estruturais de orientação meridiana nessa região conforme apresentado por CPRM (2008);
- potencialidades para ouro e outros bens minerais (cassiterita, columbita-tântalita, gemas) marcantes na região do Tapajós –Xingu , indubitavelmente , continuam para a região estudada. Cuidados especiais devem ser projetados, em razão de ser uma região de fronteira e a grande incidência de campos de pouso irregulares; e
- a presença de marcantes feições grabeniformes ao sul da serra do Acarai motivou a interpretação da associação petrotectônica **SVM**.

## REFERÊNCIAS

- CPRM - Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p.
- IBGE - Mapa Geológico do Estado do Pará. 2011. Disponível em:<[ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas\\_tematicos/geologia/unidades\\_federacao/pa\\_geologia.pdf](ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/geologia/unidades_federacao/pa_geologia.pdf)> Acesso em: 31 junho 2013.
- Lima, M. I. C.- Província Estrutural Amazônia. IN: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos. Vol.2. p.410-411. 1994. Camboriú-SC.
- Lima, M. I. C - Compartimentação Tectônica da Província Estrutural Amazônia. XIII SNET. Campinas-SP. 2011.130-133p.

## O LIMITE LESTE DO CRÁTON SÃO LUIS NO PERFIL GRAVIMÉTRICO ROSÁRIO-MA – CAMOCIM-CE

Mauricio Victor Elleres Jorge – UFPA, Francisco de Assis Matos de Abreu – UFPA, José Gouvêa Luiz – UFPA

### INTRODUÇÃO

O Cráton São Luis constituiu-se uma entidade geotectônica edificada ao final do Paleoproterozóico, na verdade um fragmento de uma unidade bem maior, o Cráton Oeste Africano. Na borda do Cráton São Luis, parcialmente regenerada geotectonicamente, estabeleceu-se, no Neoproterozóico, intensa atividade geológica (magmatismo, retrabalhamento crustal e forte tectonismo) (Abreu, 1990). Essa fenomenologia está relacionada aos processos geológicos que edificaram a Província Borborema, sobretudo aqueles assinalados no Domínio Médio Coreá (Almeida et al. 1977; Na área específica do trabalho, ocorrem desde granitóides denominados “Tipo Chaval”, além de migmatitos híbridos, conforme nomenclatura encontrada no Projeto Jaibaras (Costa et. al. 1973). A Bacia do Parnaíba formada pela porção paleozóica (Bacia do Parnaíba sensu stricto) (Caputo & Iannuzzi 2005) parcialmente superposta pela cobertura epicontinental mesozóica (Bacia do Grajaú), está representada pelo Grupo Serra Grande (Silurino): arenitos grossos e arenitos conglomeráticos. A área é rica em delgadas coberturas sedimentares cenozóicas (Grupo Barreiras) e recentes que revelam em janelas estruturais as rochas subjacentes. No sentido de contribuir para a definição dos contatos, muitas vezes encobertos entre essas unidades geotectônicas, a área foi objeto de um perfil geológico-geofísico cujos resultados gerais são a seguir apresentados.

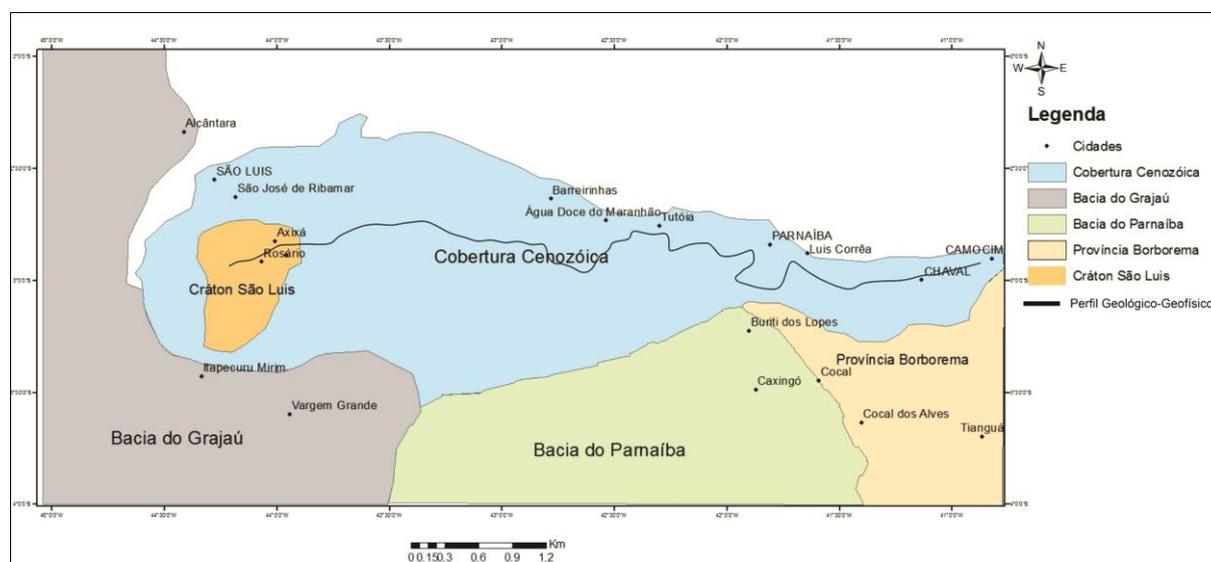


Figura 1- Mapa esquemático de unidades Geotectônicas na área centro-norte do Brasil, mostrando a área do trabalho, com destaque para o perfil gravimétrico.

### O PERFIL GEOLÓGICO-GEOFÍSICO

O dados gravimétricos obtidos entre Rosário-MA e Camocim-CE, permitiram a construção do mapa Bouguer, mostrado na Figura 01, com isogálicas espaçadas de 10 mGal. Na porção situada a oeste de 42°W as isogálicas mostram orientações NNE - SSW. Nessa porção é possível observar locais com gradientes gravimétricos maiores (representados por uma separação menor entre as isogálicas), que podem ser associados a lineamentos estruturais. A leste de 42°, por outro lado, a orientação predominante das isogálicas é N-S e não há gradientes elevados.

O segmento A-B, marcado sobre a figura 2 mostra a localização do perfil gravimétrico apresentado na parte superior da figura 3. No perfil, os valores medidos estão representados pelo sinal +, enquanto a linha contínua representa os valores calculados para o modelo de distribuição de densidade mostrado na parte inferior da figura 3.

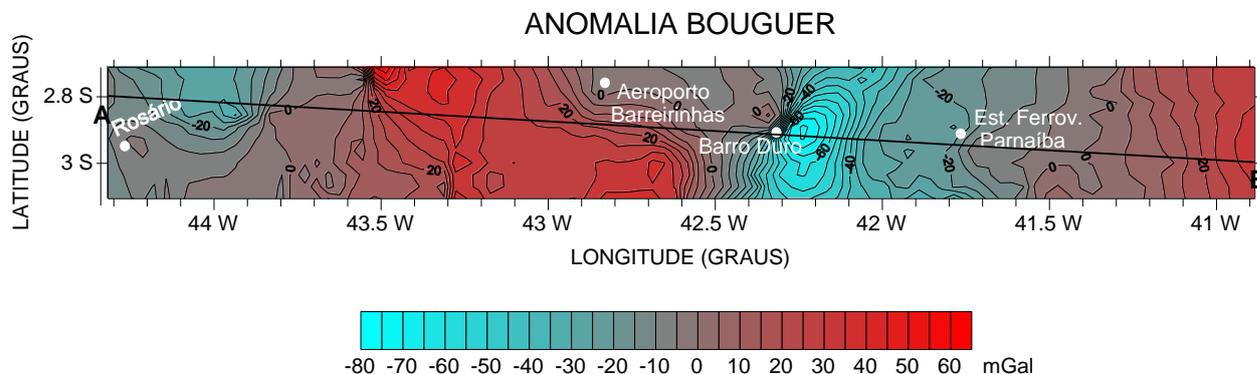


Figura 2- Mapa Bouguer da região estudada.

No modelo, a densidade  $1,95 \text{ g/cm}^3$  representa a cobertura sedimentar, enquanto os outros valores são representativos do embasamento ígneo/metamórfico. Os valores  $2,95 \text{ g/cm}^3$  e  $3,05 \text{ g/cm}^3$  são associados a rochas mais básicas do que a associada à densidade  $2,65 \text{ g/cm}^3$ . Em termos do embasamento, as massas com fraco contraste de densidade poderiam representar as diferenças entre os tonalitos e sequências supracrustais, onde dominam rochas vulcânicas bastante conhecidas no Cratón Africano e que pertenceriam ao Cratón São Luis e os quartzitos, xistos, gnaisses e o Granitóide Chaval, presentes na área mais a leste do perfil. A forte anomalia negativa observada na parte central do perfil assinala a presença de rochas sedimentares do Parnaíba, com espessuras, presumidas entre 3 e 5 Km. O modelo de distribuição de densidade foi correlacionado às informações geológicas disponíveis para área investigada. Essa correlação permitiu o estabelecimento do modelo geológico apresentado na parte inferior da Figura 3.

No segmento que representa o Cratón São Luis, o relevo do embasamento, configura uma superfície com pouco contraste topográfico. As variações dessa superfície, para cima e para baixo podem ser o reflexo da distribuição de rochas de densidades distintas, presentes no contexto do Cratón. Assim, ali podem estar presentes faixas e pequenas bacias com rochas supracrustais que seriam responsáveis pelos baixos estruturais, que se contraporiam às rochas tonalíticas-graníticas, nas áreas marcadas por anomalias positivas, as quais se expõem na área de Rosário – Pedrinhas-MA. (Gorayeb et. al. 1999). No modelo percebe-se ainda a fraca assimetria da massa modelada com densidade  $3,05 \text{ g/cm}^3$ , mais profunda no lado leste que no oeste.

Ao leste de Rosário encontra-se outra anomalia gravimétrica negativa, a qual deve expressar a presença de rochas menos densas, provavelmente rochas sedimentares com espessuras ainda não reportadas regionalmente. Para leste, a partir do meridiano  $42^\circ 30''$ , configura-se uma forte anomalia negativa a qual pode ser interpretada como representando a rochas sedimentares paleozoicas e meso-cenozoicas, em estrutura abatida do embasamento. Desse meridiano para leste são encontrados afloramentos do Granitoide Chaval o qual comparativamente às rochas do Craton e aos gnaisses tonalíticos e granulitos diversos do Complexo Granja tem densidade menor, o que faz acentuar essa deficiência de massa. Na área também se encontram quartzitos em grande quantidade e xistos subordinados, além de corpos alcalinos. A anomalia é também levemente assimétrica e a curva ascendente para leste marca a presença de rochas densas, da crosta inferior, cada vez mais próximas à superfície do terreno, as quais afloram entre Barroquinha-CE e Granja-CE.

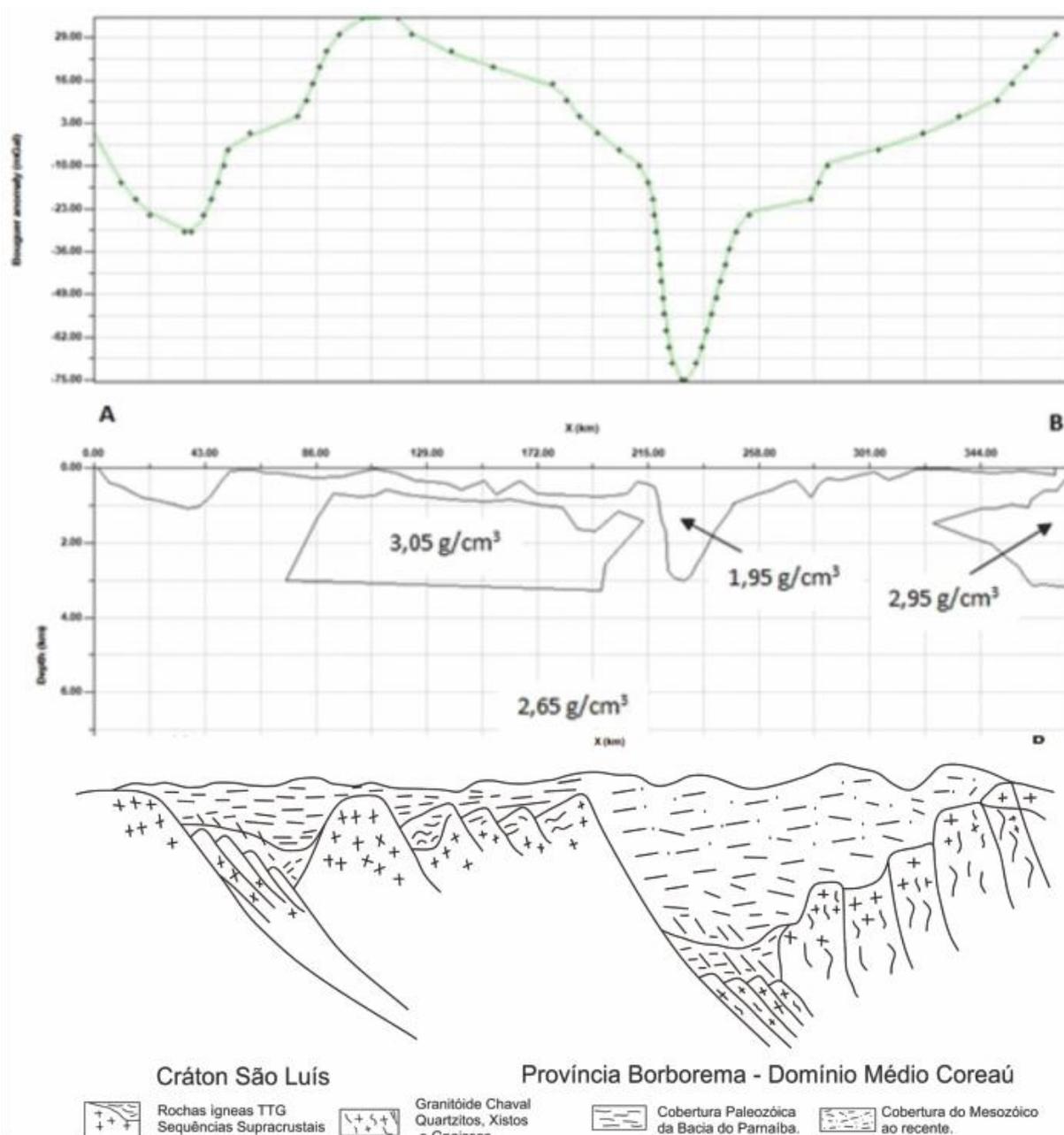


Figura 3- Perfil gravimétrico (valores medidos representados pelo sinal + e calculados representados pela linha contínua) segundo o segmento AB mostrado na figura 01 e modelo de distribuição de densidade para a subsuperfície.

O perfil, de forma sintética, mostra assim três setores bem delineados: o Craton, a oeste; a zona de passagem para o Domínio Médio Coreaú, sobre a qual se assenta provavelmente uma espessa sequência sedimentar da ordem de quilômetros, numa bacia sob a forma de graben; e as rochas densas do oeste do Domínio Médio Coreaú, no contexto das quais se insere o Granitoide Chaval.

## CONCLUSÕES

O limite Cráton São Luis com a Província Borborema está posicionado, geofísicamente, na área onde ocorre o alinhamento NNE-SSW que controlam o curso do rio Parnaíba, em sua chegada ao Oceano Atlântico.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M. (1990) Evolução geotectônica do pré-cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Belém, 440 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE.
- Brito Neves, B. B. A Província Borborema. In: Fernando Flávio Marques de Almeida; Yociteru Hasui. (Org.). O Pre-Cambriano do Brasil. S.Paulo: Edigar Blucher, 1984, v. , p. 123-186.
- Caputo, M. V.; Iannuzzi, R.; Fonseca, V. M. M. Bacia do Parnaíba. Phoenix (Aracaju), v. 7, p. 01-06, 2005.
- Costa, M. J; França, J. B; Lins, C. A. C; Bacchiegga, I. F; Habekost, C. R. Projeto Jaibaras. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Agência de Recife. 1973.
- Gorayeb, P. S. S.; Gaudette, H. E. ; Moura, C. A. V.; Abreu, F. A. M.. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 29, n. 4, p. 435-449, 1999.

## GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DO TERRENO RIO APA NA REGIÃO DA SERRA DA ALEGRIA (MS) — SUL CRÁTON AMAZÔNICO

Rafael Ferreira Cabrera<sup>1,6,7</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>2,6</sup>, Shayenne Fontes Nogueira<sup>1,6</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>3,6</sup>, Fernando Flecha de Alkimin<sup>3</sup>, Gabriela dos Santos<sup>5,6</sup>

1-Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; 2-Departamento de Geologia Geral/UFMT; 3-Departamento de Recursos Minerais/UFMT; 4-Departamento de Geologia/UFOP; 5-Curso de Graduação em Geologia/UFMT; 6-Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM); 7-contato: rcabreragel@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A Serra da Alegria, situada a aproximadamente 230km da cidade de Bonito (MS), é cartografada (Lacerda Filho *et al.* 2006) como representante do segmento norte do Granito Alumiador; tendo relação intrusiva com o Gabro Anortosito Serra da Alegria; sendo bordejados por metassedimentos do Grupo Alto Tererê, uma porção de crosta oceânica remanescente na colisão de antigos blocos continentais. Neste trabalho pretende-se apresentar uma caracterização litoestrutural da região da Serra da Alegria, trazendo uma nova visão a respeito do contexto geológico regional. Para atingir os objetivos esperados foram adotados os procedimentos padrões de cartografia geológica e petrografia.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Terreno Rio Apa, que representa o extremo Sul do Cráton Amazônico, é composto por dois blocos tectônicos de história evolutiva distintas, unidos por uma zona de sutura de direção preferencial N-S, denominados Oriental e Ocidental (Cordani *et al.* 2010). Esta sutura une um bloco mais antigo, embasado por rochas geradas em torno de 2.0Ga, com um bloco mais jovem, com gnaisses e granitos milonitizados gerados em torno de 1.75Ga. A área estudada encontra-se na junção entre os blocos Oriental e Ocidental, onde se observa o Gnaisse Caracol justaposto aos Granitos da Suíte Intrusiva Alumiador, entretanto não é possível observar a sutura, devido estar encoberta pelos sedimentos da Formação Pantanal.

A região foco (Fig. 1) tem como a unidade mais antiga o Gabro Anortosito Serra da Alegria (Silva 1998), descrito originalmente como intrusivo no granito da Suíte Intrusiva Alumiador (Araújo *et al.* 1982), no entanto, Cabrera & Nogueira (2013) descrevem relações de corte que indicam que esta unidade atua como embasamento da área. Os granitos desta região eram cartografados como a extensão do Granito Alumiador (Lacerda Filho *et al.* 2006) e, recentemente, Cabrera & Nogueira (2013) baseados em diferenças texturais, litológicas e faciológicas, além de interrupção física, sugerem o termo Granito Aquidabã para o corpo granítico que constitui a Serra da Alegria e Granito Uruaçu para um corpo menor que ocorre a oeste desta serra. O gnaisse descrito na região era considerado como Complexo Rio Apa (Lacerda Filho *et al.* 2006) e foi individualizado por Cordani *et al.* (2010) como Gnaisse Caracol, considerado já parte do Bloco Oriental. A sequência metassedimentar que ocorre no entorno dos granitos e constitui cristas alinhadas de direção NW-SE eram cartografadas como registros preservados de uma crosta oceânica pertencentes ao Grupo Alto Tererê (Lacerda Filho *et al.* 2006), considerados como a unidade mais antiga do Terreno Rio Apa. Cabrera & Nogueira (2013) e Cabrera *et al.* (2013) apontam critérios que indicam que se trate de uma unidade mais jovem, gerada em bacia supracrustal, e consideram como a extensão do Grupo San Luis (Wiens 1984), uma sequência fluvial que ocorreria desde o Paraguai até o norte do Terreno Rio Apa. Recentemente Cabrera *et al.* (neste volume) sugerem utilizar o termo Grupo Ypacaraí para as rochas desta sequência na região da Serra da Esperança, fronteira Brasil-Paraguai, sendo correlato ao Grupo San Luis.

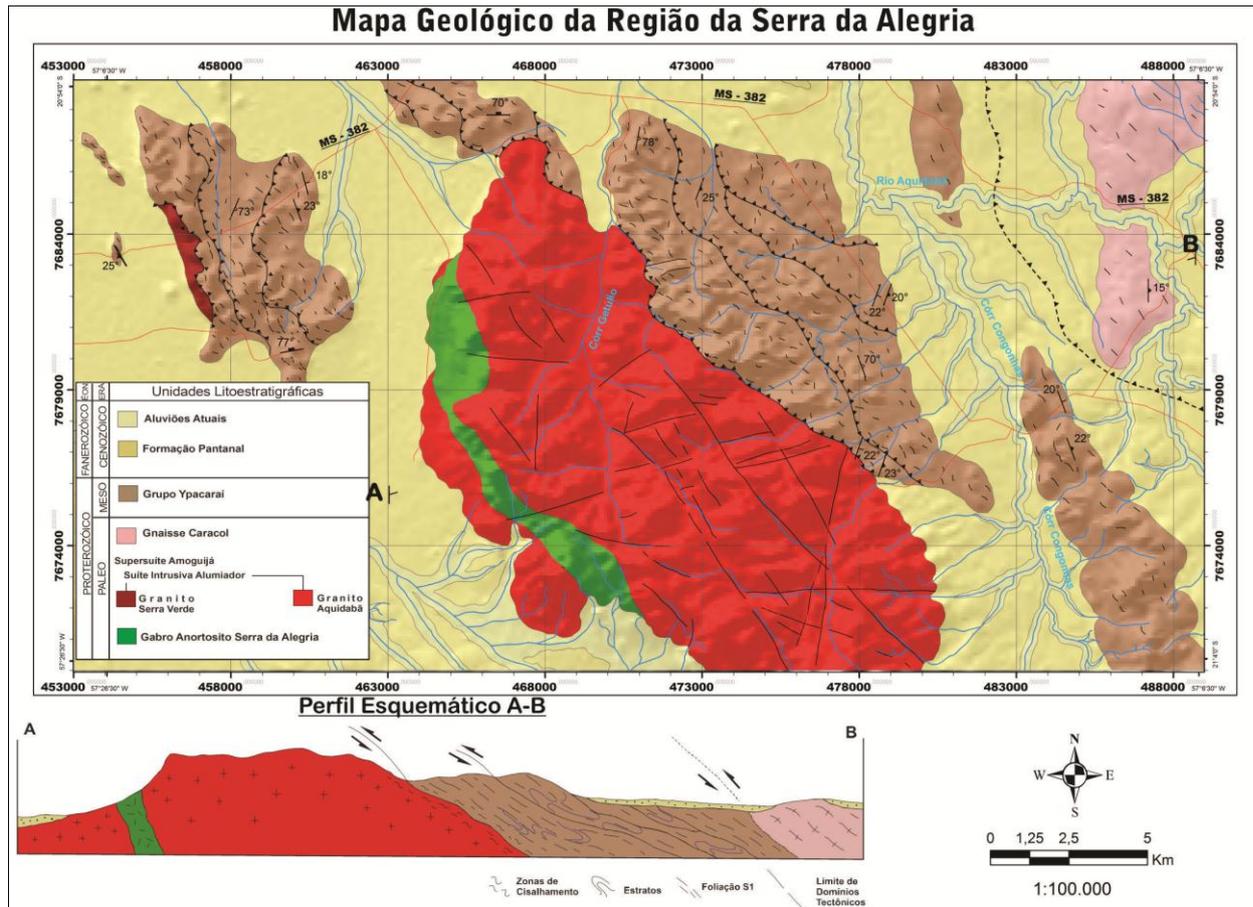


Figura 1- Mapa geológico do entorno da Serra da Alegria (MS), modificado de Cabrera & Nogueira (2013).

### CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL

O Gabro-Anortosito Serra da Alegria é caracterizado como maciços, médio a grossos porfíricos e, subordinadamente equigranulares médio a finos, fortemente magnéticos, apresentando textura ofítica a sub-ofítica e, raramente, intergranular. O Granito Aquidabã constitui um batólito textural e composicionalmente caracterizado por duas fácies: dacítica a riolítica e granodiorítica: a fácies dacítica a riolítica ocorre na porção central do corpo batolítico, com litotipos rosa-acinzentados, maciços, afaníticos a subfaneríticos com variedades porfíricas; as rochas da fácies granodiorítica variam de equi a inequigranulares média a grossa, por vezes porfíricas, rosa-acinzentadas. Seus contatos com o Gabro-Anortosito Serra da Alegria são do tipo intrusivo, ocorrendo diques do granito no gabro e xenólitos do gabro no granito, e com as rochas do Grupo Ypacaraí são do tipo tectônico, por zonas de cavalgamento. O Granito Serra Verde é inequi a equigranulares médios a finos, com porções porfíricas, leucocráticos, cinza-verdeados e de composição granodiorítica a monzogranítica, por vezes apresentando concentrações de malaquita. Faz contato do tipo tectônico com as rochas do Grupo Ypacaraí, por rampas de cavalgamento que lançam os metassedimentos em cima do granito. O Gnaiss Caracol é leucocrático, rosa, apresenta textura gnáissica típica inequigranular média a porfírica, com porfiroblastos rotacionados de feldspato alcalino. Apresentam bandamento composicional definido por níveis félsicos de textura granoblástica, formados por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, e leitos máficos constituídos por biotita, anfibólio e opacos. Seu contato com os granitoides e os metassedimentos encontra-se encoberto pela Formação Pantanal, mas segundo Cordani *et al.* (2010), trata-se de uma sutura por zona de cavalgamento (estrutura concordante com a foliação principal). O Grupo Ypacaraí representa uma sequência metassedimentar

composta por conglomerados oligomíticos, arenitos conglomeráticos, passando gradacionalmente a um arenito com clastos esparsos, filitos avermelhados com lentes de mica-xistos e quartzo-mica-xistos.

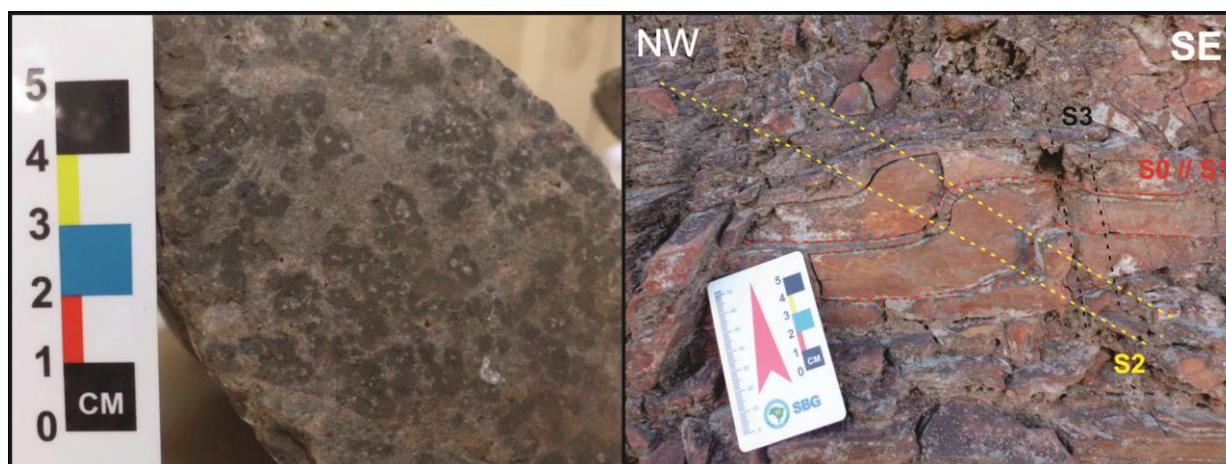


Figura 2- foto ilustrando (A) textura esferulítica da fácies dacítica a riolítica do Granito Aquidabã; e (B) relação das estruturas do Domínio Oriental em metarenitos do Grupo Ypacaraí.

Foram identificados dois domínios estruturais: o Oriental, representado pelo Gnaiss Caracol; e o Ocidental, que compreende o Gabro-Anortosito Serra da Alegria, os granitos Aquidabã e Uruaçu e o Grupo Ypacaraí. No primeiro foram identificadas quatro fases de deformação. A  $F_{1E}$  foi responsável pelo bandamento gnáissico ( $S_{1E}$ ), que foi quase totalmente transposto pelo evento subsequente de maneira a admitir uma orientação 60/25. Na  $F_{2E}$  gerou-se uma xistosidade ( $S_{2E}$ ) e foi responsável pelo dobramento e obliteração do bandamento gnáissico, que se orientou segundo o plano axial  $D_{2E}$ , em torno de 60/25. Observa-se fenocristais de K-feldspato rotacionados com transporte de topo para W relacionados a esta fase. A terceira fase ( $F_{3E}$ ) gera um redobramento das estruturas e uma clivagem de crenulação, de orientação 250/50, plano axial as dobras  $D_{3E}$  de eixo NW-SE subhorizontal. A última fase ( $F_{4E}$ ) gera uma clivagem de crenulação de orientação 190/70. No Domínio Ocidental, a primeira fase deformacional ( $F_{1W}$ ) gera uma xistosidade ( $S_{1W}$ ) nos metassedimentos, causa um dobramento da estratificação plano paralela ( $S_0$ ) em dobras similares recumbentes resultando em  $S_0/S_{1W}$  em 100/15 e, nestas rochas, gera paragênese de clorita+epidoto+muscovita (Fácies Xistos Verdes); os granitóides, provavelmente devido ao nível crustal, preservam-se isotrópicos mas apresentam padrão de juntas. A  $F_{2W}$  gera um redobramento de todo o pacote em dobras ( $D_{2W}$ ) suaves de eixo sub-horizontal e, plano axial a estas dobras uma xistosidade ( $S_{2W}$ ) de orientação 225/70. A  $F_{3W}$  gera uma tênue clivagem de crenulação de orientação 160/80.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS E DISCUSSÃO

Cabrera & Nogueira (2013) utilizam o termo Granito Uruaçu para se designar ao corpo granitóide a oeste da Serra da Alegria, entretanto, sugere-se denomina-lo de Serra Verde, pois é a maneira como este alto topográfico é conhecido localmente.

Com base nas diferenças entre o Granito Alumiador (Lacerda Filho et al. 2006) e os corpos descritos na área (Cabrera & Nogueira, 2013 e Nogueira et al., neste volume) propõem-se a individualização dos Granitos Aquidabã e Serra Verde e resgatar o termo Suíte Intrusiva Alumiador (Araújo *et al.* 1982) para se designar aos diversos corpos graníticos e utilizar o termo Supersuíte Amoguijá (Godoi & Martins 1999), quando se tratar desta suíte juntamente com a Formação Serra da Bocaina (Brittes 2012).

Os metassedimentos encontrados no entorno da Serra da Alegria até então cartografados como pertencentes ao Grupo Alto Tererê, foram tratados por Cabrera & Nogueira (2013) como pertencentes ao Grupo San Luis (Wiens 1984), entretanto, sugere-se adotar o Grupo Ypacaraí (Cabrera *et al.*, neste volume) para se designar a estas rochas, sendo um prolongamento das rochas descritas ao sul, no entorno da Serra da Esperança, sendo correlato ao Grupo San Luis (Wiens 1984) descrito no Paraguai.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, H.J.T.; Santos Neto, A.; Trindade, C. A. H.; Pinto, J. C. A.; Montalvão, R.M.G.; Dourado, T. D. C.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SF. 21 – Campo Grande. Projeto RADAMBRASIL; Geologia. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia; Secretaria Geral. v. 28, p. 23- 109.
- Brittes, A. F. N. Geologia, Petrologia e Geocronologia (Pb-Pb) da Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico. 2013. Tese de Mestrado. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá – MT, 2012.
- Cabrera, R. F.; Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Nogueira, S. F.; Santos, G.; Batata, M. E. F. 2013. Caracterização Geológica e Estrutural das Rochas Supracrustais do Entorno da Serra da Alegria (MS), Grupo Alto Tererê ou San Luis? Terreno Rio Apa – Craton Amazônico. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2013, Chapada dos Guimarães - MT.
- Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Alkimin, F. F.; Santos, G. Dos; Lacerda-Filho, J. V. de. 2013. Grupo Amolar ou Ypacaraí? Os metassedimentos da Região da Serra da Esperança – Terreno Rio Apa – Uma Caracterização Preliminar. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, belém - PA.
- Cordani, U. G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Ruiz, A. S.; 2010, The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. American Journal of Science, 310:1-43.
- Côrrea, J.A.; Neto, C.; Correia Fi Lho, F. C.L.; Scislewski, G.; Cavallon, L. A.; Cerqueira, N.L. S.; Nogueira, V.L. 1976. Projeto Bodoquena - Relatório Final - MME-DNPM-CONVÊNIO DNPM/CPRM - Superintendência Regional de Goiânia- Goiânia- 1976.
- Godoi, H. O.; Martins, E. G. Folha SF.21, Campo Grande: Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C., Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Silva, E. L. Geologia da região da Serra da Alegria, extremo sul do cráton Amazônico, município de Porto Murinho - MS. 1998. Tese de Mestrado-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998. 147 p.
- Wiens, F. 1984. El Precámbrico del Paraguay Oriental. Resumen del archivo del Proyecto PAR 83/005, Asunción, Paraguay.



## Capítulo 3 – Petrologia Ígnea e Metamórfica

1. GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO TRONDHJEMITO COLORADO E TONALITO SÃO CARLOS, CERCANIAS DE VILA JUSSARA – PROVÍNCIA CARAJÁS, PA.....	243
2. MAGMATISMO RAPAKIVI EN EL NW DEL CRATON AMAZONICO .....	246
3. INTEGRAÇÃO PRELIMINAR DOS DADOS DA SUPERSUÍTE AMOGUIJÁ – ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ – TERRENO RIO APA – EXTREMO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	249
4. THE <i>INSITU</i> WEATHERING OF GRANITE AT THE BROWNSWEG AREA IN THE DISTRICT OF BROKOPONDO- SURINAME ....	253
5. GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO MAGMATISMO MÁFICO DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS .....	258
6. GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE VILA PLANALTO, MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS .....	262
7. PRINCIPAIS PROVÍNCIAS VULCÂNICAS DE MATO GROSSO, ESTRUTURAS E TEXTURAS .....	265
8. SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO GRANITO BOA SORTE DO DOMÍNIO CARAJÁS- PROVÍNCIA CARAJÁS .....	268
9. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DO GRANITO SÃO FRANCISCO E DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAINA NA REGIÃO DA SERRA DE SÃO FRANCISCO- TERRENO RIO APA- SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	271
10. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DE 1,97 GA MINERALIZADAS EM OURO DA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA).....	275
11. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DA SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA -SW DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	279
12. ORIGEM E EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO GRANITO PEIXOTO – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT. ....	283
13. GEOLOGIA DO NORTE DA FOLHA SÃO JOÃO DO GUAPORÉ - SD.21-Y-C-IV, FOCO NO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ, OESTE DA SERRA DE SANTA BÁRBARA - MT.....	286
14. GEOLOGIA E ANÁLISES PETROGRÁFICA E DEFORMACIONAL PRELIMINARES DOS GRANITOS TARUMÃ E MORRINHOS – TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	289
15. SUÍTE INTRUSIVA RIO PERDIDO: MAGMATISMO MÁFICO FISSURAL NO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	293
16. PETROLOGIA MAGNÉTICA E QUÍMICA MINERAL DOS GRANITOS DA SUÍTE PLANALTO, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS .....	297
17. SUITE INTRUSIVA VALE DO ALEGRE, MAGMATISMO MÁFICO- ULTRAMÁFICO DO TERRENO RIO ALEGRE – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS .....	301

18. GRANULITOS ORTODERIVADOS DA SUITE LOMAS MANECHIS, FRONTEIRA BRASIL-BOLÍVIA- GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA.....	305
19. POR QUE O DIAGRAMA “TAS” NÃO DEVE SER USADO PARA CLASSIFICAR ROCHAS VULCÂNICAS .....	309
20. PALEOMAGNETISMO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO DE PRATA – CRÁTON AMAZÔNICO .....	313
21. GRANITO TAQUARAL - CORUMBÁ/MS - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO -GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR.....	317
22. GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR.....	317
23. BASALTOS ALMOFADADOS DA REGIÃO SUL DA SERRA DO TAPA, SE DO PARÁ – CINTURÃO ARAGUAIA.....	322
24. GRANITO SÃO DOMINGOS: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO TIPO S RELACIONADO À FAIXA MÓVEL AGUAPEÍ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	326
25. OBSERVATIONS ON THE VOLCANISM OF THE TAPAJÓS PROVINCE: UNDERSTANDING OF THE VOLCANIC UNITS .....	330
26. GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DA ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS - PARÁ.....	334
27. GNAISSE FURNA AZUL – EVIDÊNCIAS DE ANATEXIA SOB METAMORFISMO DE ALTA TEMPERATURA NO TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	338
28. GRANITO MORRINHOS – MAGMATISMO DA SUÍTE INTRUSIVA PENSAMIENTO – TERRENO PARAGUÁ .....	342
29. GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE NOVA CANADÁ, DOMÍNIO CARAJÁS (PA) – OCORRÊNCIAS DE ROCHAS TIPO TTG E LEUCOGRANITOS COM ALTO BA E SR .....	346
30. MAGMATISMO GABRÓICO CRIOGENIANO NO CINTURÃO ARAGUAIA .....	350
31. PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DIQUES MÁFICOS A FÉLSICOS DA REGIÃO DE OURILÂNDIA DO NORTE - ÁGUA AZUL DO NORTE, PROVÍNCIA CARAJÁS, SSE DO PARÁ .....	353
32. SUITE INTRUSIVA MARINGÁ: ASPECTOS PETROGRAFICOS E GEOCRONOLÓGICOS, DIVISA MATO GROSSO-RONDÔNIA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	357
33. PETROLOGIA DOS GRANULITOS MÁFICOS DE NOVA MONTE VERDE, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	360
34. SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO GRANITO MARAJOARA, DOMÍNIO RIO MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS .....	364
35. GRANITO AQUIDABÃ - SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA .....	368
36. ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO GRANITO SERRA VERDE –SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR – TERRENO RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	372

## GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO TRONDHJEMITO COLORADO E TONALITO SÃO CARLOS, CERCANIAS DE VILA JUSSARA – PROVÍNCIA CARAJÁS, PA

Alice Cunha da Silva<sup>1</sup>, Roberto Dall'Agnol<sup>1</sup>, Fabriciana Vieira Guimarães<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG). alicecunha@ufpa.br, robdal@ufpa.br, fabricia@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás é o principal segmento arqueano do Cráton Amazônico, sendo dividida nos domínios Rio Maria e Carajás. O Subdomínio de Transição (SDT), embora pertencente ao Domínio Carajás, foi interpretado inicialmente como sendo um terreno similar ao Domínio Rio Maria, porém afetado pelos eventos neoarqueanos atuantes exclusivamente no Domínio Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2006). Porém, estudos desenvolvidos na região de Canaã dos Carajás, na porção extremo norte do SDT, sugeriram uma evolução distinta daquela área em relação ao Domínio Rio Maria (Feio *et al.* 2012).

Portanto, este subdomínio é uma região chave para o entendimento da compartimentação e da evolução tectônica da Província Carajás. Ele é formado por diversas unidades arqueanas, com idades entre 3,0 a 2,72 Ga., com dominância de granitóides, que eram anteriormente em sua grande maioria incluídos no Complexo Xingu (Araújo & Maia 1991), mas que, com o avanço das pesquisas nesta região, vêm sendo caracterizados e individualizados (Oliveira *et al.* 2010, Silva *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012, Silva *et al.* submetido). Dentre os granitóides arqueanos que afloram no SDT, nas proximidades de Vila Jussara, destacam-se duas associações designadas de Tonalito São Carlos e Trondhjemitito Colorado (Silva *et al.* submetido).

A área de pesquisa localiza-se na porção NE do município de Água Azul do Norte, próximo ao limite com o município de Canaã dos Carajás (Figura 1), no sudeste do Estado do Pará. No centro-leste da área, 30 km a sul da cidade de Canaã dos Carajás, localiza-se a Vila Jussara, principal centro urbano local.

### MATERIAIS E MÉTODOS

**(i) Levantamentos de Campo e Amostragem** – foi realizado o mapeamento na escala 1:50.000, acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográfico e geoquímico. Na etapa de campo foi feita a descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato do corpo granitóide com suas rochas encaixantes e internamente aquelas entre as suas diferentes fácies. Para a localização dos pontos descritos e amostrados foi utilizado um GPS (Global Position System) com precisão de aproximadamente 3 m, **(ii) Petrografia** – Nesta etapa foi feito um exame macroscópico das amostras, seguido de estudo em microscópio petrográfico, e emprego de contador automático de pontos Swift para classificar rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002). Após a classificação das amostras, estas foram representadas no mapa geológico, para estimar a distribuição das diferentes variedades petrográficas, **(iii) Geoquímica** – Foram realizadas análises químicas em rocha total em amostras representativas das unidades estudadas. Tais análises foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltda. (Vancouver, Canadá). Os conteúdos de elementos maiores e menores foram dosados por ICP-ES e os de elementos-traço, incluindo terras raras, foram determinados por ICP-MS.

### RESULTADOS

Os mapeamentos realizados por Silva *et al.* (2010) e Santos *et al.* (2010) permitiram melhor visualização das feições estruturais, relações de campo e área de ocorrência de granitóides arqueanos compostos por anfibólio-biotita tonalitos e biotita-tonalito/trondhjemitos com granodioritos subordinados (TTGs), denominados por Silva *et al.* (submetido) de Tonalito São Carlos e Trondhjemitito Colorado. Além destas unidades, há na área estudada ocorrências expressivas de Granitóides Vila Jussara, anteriormente correlacionados aos granitos da Suíte Planalto (Silva *et al.* 2010), Leucogranodioritos Porfiríticos e diques máficos e félsicos.

O Tonalito São Carlos ( $2934 \pm 8,6$  Ma - Pb-Pb em zircão, Guimarães *et al.* 2012) é composto por rochas de aspecto homogêneo, com bandamento composicional pouco evidente. Suas rochas exibem foliações dominantes NE-SW, com variações em torno de N-S. O Trondhjemitito Colorado ( $2872 \pm 2$  Ma, Silva *et al.* 2010) é a unidade com maior distribuição na área de pesquisa. Suas rochas são bandadas e localmente intensamente dobradas. O bandamento define foliação geralmente orientada segundo o *trend* regional E-W ou, localmente, próximo de N-S.

Petrograficamente o Tonalito São Carlos é constituído por anfibólio-biotita tonalito, na quase totalidade das amostras, e biotita-anfibólio tonalito. Os minerais máficos variam entre 11,7 a 24,9%, plagioclásio entre 54,3 e 66,6%, quartzo entre 32,4 e 45,6% e feldspato alcalino, quando presente, varia de 0,8 a 0,9%. Biotita, anfibólio e epidoto são os principais minerais ferromagnesianos. Opacos, allanita, titanita, zircão e apatita são as fases acessórias. A alteração secundária é no geral pouco expressiva, sendo marcada pela formação de epidoto, carbonato e clorita, mas se observa forte escapolitização em algumas amostras. As rochas do Trondhjemito Colorado variam de tonalitos a trondhjemitos, com granodioritos subordinados, mas ainda com composições próximas a trondhjemíticas. Os tonalitos possuem média dos máficos de 14,5%, enquanto os trondhjemitos ficam com média de 7,4% e os granodioritos de 4,2%. O plagioclásio nessa unidade varia de 41,4 a 60,1%, quartzo varia entre 20,5 e 38,2%, feldspato potássico entre 0 e 7,8%. A biotita e o epidoto são os principais minerais ferromagnesianos. A muscovita ocorre em algumas amostras e o aumento em seu conteúdo modal parece estar diretamente relacionado ao aumento no conteúdo de epidoto magmático. Os minerais acessórios são allanita, opacos, titanita, apatita e zircão e as fases secundárias são epidotos, muscovita, carbonato, clorita e escapolita. Ambas as unidades possuem como característica principal a forte recristalização que causou obliteração de suas características magmáticas primárias, e afetou principalmente os cristais de quartzo, e plagioclásio, causando principalmente texturas em mosaico nos primeiros, e a homogeneização composicional do último.

Geoquimicamente, o conteúdo de sílica varia entre 62,5 a 67,8% no Tonalito São Carlos, 68,8% a 73,1% no Trondhjemito Colorado. A alumina tem valor médio de 16% no Tonalito São Carlos, e 15,6% no Trondhjemito Colorado. A média da somatória dos teores de  $Fe_2O_3+MgO+Mn+TiO_2$  no Tonalito São Carlos é alta (ca.7%), já no Trondhjemito Colorado os valores são baixos (3,3%). Os conteúdos de  $Na_2O$  oscilam em torno de 4,5% no Tonalito São Carlos e variam entre 4,8 a 5,4% no Trondhjemito Colorado. Os valores de  $K_2O$  são muito baixos em ambas as unidades ( $\leq 1,52\%$ ). Apesar da coincidência em termos de correlação com a sílica para os dois granitóides, nos diagramas de Harker para elementos maiores, constata-se *trends* com inclinações distintas no caso de  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$  e  $K_2O$ . De modo geral, no Tonalito São Carlos, Ba, Sr e Zr mostram correlação positiva com sílica, enquanto Rb, Y e Yb exibem correlação negativa. Já no Trondhjemito Colorado, Ba, Rb, Zr e Y mostram correlação negativa com sílica, ao passo que o Sr revela correlação positiva. Os resultados das análises de Elementos Terras Raras (ETR), com valores normalizados pelos dos condritos (Evensen *et al.* 1978) revelam que o (epidoto)-anfíbólio-biotita tonalito, variedade dominante no Tonalito São Carlos mostra fracionamento baixo a moderado de ETR pesados em relação aos leves, e anomalias negativas de Eu discretas ou mesmo positivas. As amostras do Trondhjemito Colorado mostram dois padrões de ETR distintos. O primeiro padrão mostra comportamento típico de TTGs (Martin 1987, Condie 2005, Moyen & Martin 2012), com acentuado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves, e anomalias negativas de Eu pouco marcadas. O segundo padrão é fornecido por amostras com anomalias positivas de Eu (e teores mais reduzidos de ETR leves, o que implica tendência a apresentarem menores razões  $(La/Yb)_n$  e, aparentemente, menor fracionamento de ETR pesados em relação aos leves). Ambos os padrões exibem concavidade no segmento dos ETR pesados, indicando que anfíbólio foi fase importante durante o fracionamento. As rochas do Tonalito São Carlos são metaluminosas e as do Trondhjemito Colorado são francamente peraluminosas. No diagrama AFM, as amostras das duas associações granitóides se situam no campo da série cálcico-alcalina. No diagrama normativo An-Ab-Or, as amostras do Trondhjemito Colorado ocupam principalmente o campo dos Trondhjemitos, com raras amostras no campo dos tonalitos. Nesse diagrama, o Tonalito São Carlos plota no campo dos tonalitos. No diagrama K-Na-Ca, as amostras de ambas as unidades caem no campo dos trondhjemitos arqueanos.

## DISCUSSÕES/CONCLUSÕES

O Tonalito São Carlos possui comportamento geoquímico particular que não permite associá-lo nem com as típicas associações TTGs nem tampouco com as suítes sanukitóides da Província Carajás. Há evidências que indicam sua semelhança com as variedades portadoras de anfíbólio do Complexo Campina Verde descrito em Canaã dos Carajás. Os padrões de ETR e as variações observadas nas razões  $(La/Yb)_n$  e  $Sr/Y$  indicam que no caso do Tonalito São Carlos não houve fracionamento expressivo de minerais enriquecidos em ETR pesados, tais como hornblenda e granada, nem tampouco de plagioclásio. Já no caso do Trondhjemito Colorado, há fortes evidências indicando que fases minerais com elevados coeficientes de partição para ETR pesados tiveram papel importante no fracionamento, não tendo sido acompanhadas pelo plagioclásio. O empobrecimento marcante em ETR leves, acompanhado do surgimento de expressivas anomalias positivas de Eu em muitas amostras do Trondhjemito Colorado, é explicado pela desestabilização de allanita e remoção de seus constituintes do sistema. Isso se deu provavelmente durante a atuação do intenso evento de deformação e recristalização que afetou as rochas.

O Trondhjemito Colorado é muito similar em termos de composição modal das associações TTGs de Rio Maria e do Subdomínio de Transição, porém, as diferentes associações TTGs de ambos os domínios exibem comportamentos geoquímicos contrastantes em relação a determinados aspectos. Almeida *et al.* (2011) mostraram que os TTGs de Rio Maria pertencem à série alto- $\text{Al}_2\text{O}_3$ , plotam no campo médio-K, possuem caráter cálcico-alcalino, e na classificação de Barker (1979) são tonalitos a trondhjemitos com raros granodioritos. São pobres em ferromagnesianos ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 \leq 5\%$ ), moderado #Mg, e possuem caráter sódico (diagrama K–Na–Ca). Todas as características supracitadas são típicas de rochas TTG (Martin 1994, Moyen & Martin 2012), se repetem, com poucas exceções, na associação TTG de Canaã dos Carajás, o Trondhjemito Rio Verde (Feio *et al.* 2012), e também são observadas no Trondhjemito Colorado.

## REFERENCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164p.
- Barker F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* (F. Barker, ed.), Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Condie K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80(1-4): 33-44.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 99-150.
- Evensen N.M., Hamilton P.T., O'niions R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical and Cosmochimica. Acta*, 39: 55.64.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*.
- Guimarães F. V., Dall'Agnol R., Oliveira D. C., Silva A. C., Teixeira M. F. T., Santos, P. A. 2012. Geologia Preliminar da Porção Leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás – Pa. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46. CDROM. Anais.
- Le Maitre R. W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28: 921-953.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in Precambrian Geology 11. Archean crustal evolution*, Amsterdam, Elsevier. p. 205-259.
- Moyen J.F., Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148:312–336.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121-2148.
- Santos P.J.L., Oliveira, D.C., Galarza M.A., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. . In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDROM.
- Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B.. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte - PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDROM.
- Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F. V., Oliveira D.C. submetido. Geologia, Petrografia e Geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim Paraense do Museu Emilio Goeldi*.
- Streckeisen A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.

## MAGMATISMO RPAKIVI EN EL NW DEL CRATON AMAZONICO

Bonilla, Amed<sup>1,2</sup>, Frantz, José Carlos <sup>1</sup>, Charão, Juliana.<sup>1</sup>, Cramer, Thomas <sup>2</sup>, Mulocher, Elise<sup>3</sup>, Franco, José Alejandro<sup>2</sup> & Amaya, Zeze<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil (abonillape@unal.edu.co). <sup>2</sup>Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. <sup>3</sup>Département Géosciences, Université de Poitiers, Poitiers, Francia.

### INTRODUCCION

El Cratón Amazónico se localiza al noroeste de Suramérica (Figura 1) y en su parte occidental conforma los extremos NW de Brasil, SW de Venezuela y SE de Colombia (FIGURA 1). En esta área se encuentra definido según Tassinari & Macambira, (1999) con las provincias geocronológicas de Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) compuesta principalmente por granitoides calco-alcalinos y rocas en facie anfibolita, y con la provincia de Río Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) con neises graníticos y granitoides de composiciones granodioríticas y tonalíticas. Gran parte de los cuerpos intrusivos en estas fajas al NW de la Amazonia corresponden a granitos rapakivi que representan una importancia en términos de área, edad y potencial económico. Para interpretar el emplazamiento de estos granitos existen dos modelos geotectónicos discordantes, uno móvil y otro estático que explican la evolución del cratón. Uno de los granitos aflora a lo largo del margen continental del Río Orinoco y es denominado *Granito de Parguaza*, que se extiende desde el territorio venezolano hasta el extremo oriental de Colombia formando así parte de las rocas del Escudo Guyanés. No existían dataciones realizadas de este cuerpo en Colombia, por lo que se le asignaba la edad obtenida en Venezuela de 1,53 Ga +/- 0,63 Ga (Gaudette *et al.*, 1978), en el trabajo de INGEOMINAS (Carrasco and Peña, 2006) se citan otras edades obtenidas a partir de muestras recolectadas en el sector Puerto Ayacucho en Venezuela con edades entre 1,4 Ga y 1,6 Ga que correspondería al evento denominado Parguenze. Las texturas típicas de los Granitos de Parguaza son porfiríticas con fenocristales de feldespatos potásico rosado, en la mayoría de los casos estos cristales se encuentran rodeados por una aureola de plagioclasa que le da la textura rapakivi. Otros cuerpos de textura rapakivi han sido reportados en el departamento de Guainía en el informe de la plancha 297 (López *et al.*, 2010) localizados principalmente en los afluentes de Caño Chaquita, la desembocadura de los ríos Guaviare y Atabapo y la cuenca alta del Río Inírida (e.g Granitos Rapakivi de Danta y Matraca). Adicionalmente, presentan un interés por los reportes de ocurrencias de minerales de Nb y Ta.

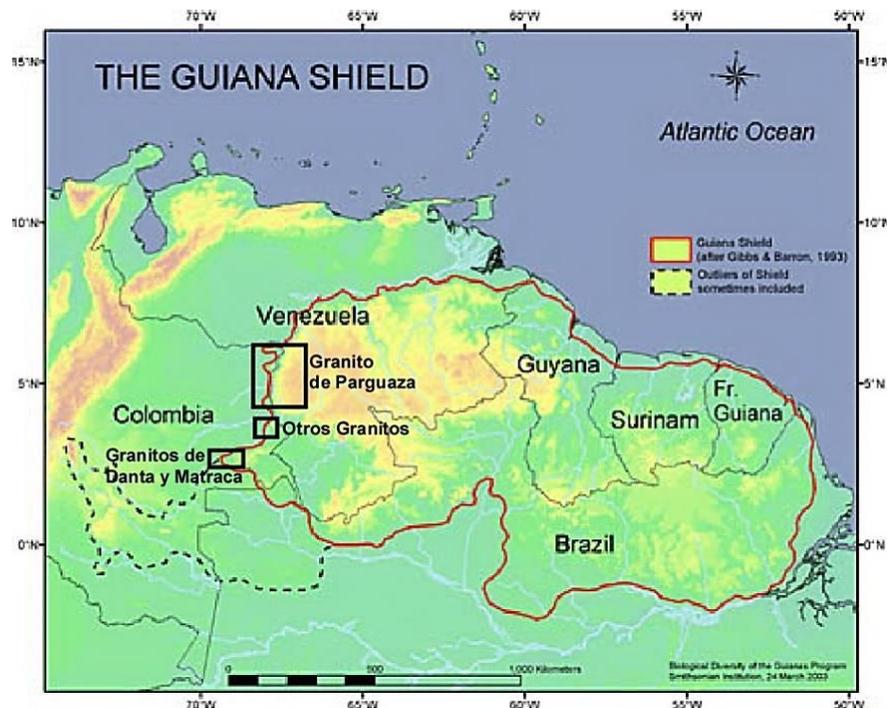


Figura 1- Localización de granitos rapakivi en el NW del Cratón Amazónico



**Figura 2-** A: vena de cuarzo en GRM, B: afloramiento de GRD, C y D: textura rapakivi tipo piterlita en GRD (**GRM:** Granito Rapakivi de Matraca y **GRD:** Granito Rapakivi de Danta)

### CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS

El Granito de Parguaza aflora notablemente limitado hacia la margen del Río Orinoco en territorio colombiano y venezolano. Otros granitos rapakivi como los de Matraca y Danta encontrados por nosotros aparentemente se encuentran únicamente en Colombia en el Departamento de Guainía. Todo ellos se forman domos aislados tipo Inselberg, pequeñas serranías y afloramientos dispersos que sobresalen entre las extensas llanuras de rocas sedimentarias terciarias y depósitos cuaternarios. Regionalmente parecen cuerpos homogéneos de color rosado con textura porfirítica en donde los fenocristales grosgranulares de feldespato potásico (microclina) son ovoides y están rodeados o no por aureolas parciales o totales de plagioclasas, formando así textura rapakivi (FIGURA 2). Predomina el tipo piterlita sobre el tipo wiborgita y una matriz mesogranular constituida principalmente por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa (oligoclasa), biotita, hornblenda y/o ribeckita. Ocasionalmente afloran diques pegmatíticos de poco espesor principalmente de cuarzo, feldespato potásico y biotita, diques aplíticos con contactos interdigitados y venas de cuarzo y epidota.

También se encuentran texturas como mirmequítica, antipertítica, pertítica y poiquilitica, los cristales no muestran orientación alguna, especialmente los fenocristales de feldespato potásico cuyas formas varían de ovoides a tabulares y alcanzan diámetros mayores a 1cm. Son descritas como rocas ígneas holocristalinas, en su mayoría inequigranulares (porfiríticas) y leucocráticas, cuyo tamaño de los cristales varía de medio a muy grueso (>1mm). Entre los minerales accesorios, se identificaron opacos y circónes. Algunas presentan apatitos, titanita y/o fluorita que se encuentran generalmente asociados en cúmulos.

### GEOQUIMICA

En las muestras analizadas de los granitos del NW del Cratón Amazónico el contenido de SiO<sub>2</sub> varía entre 66-76% y de K<sub>2</sub>O entre 5-8%. Los granitos tipo A son caracterizados geoquímicamente por presentar valores elevados de SiO<sub>2</sub> (>70%), Fe/Mg, Zr, Nb, Y, Ga, y ETR, a excepción del Eu, y bajos contenidos de CaO, MgO, Ba y Sr (Whalen *et al.* 1987). He aquí que las rocas graníticas del NW del Cratón Amazónico representadas en los diagramas (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/CaO versus Zr+Nb+Ce+Y según Whalen (1987) se encuentren notablemente en el campo de los granitos tipo A. Finalmente en el diagrama de Nb versus Y de Pearce *et al.* (1984) se encuentran notablemente dentro del campo de los granitos intraplaca (WPG).

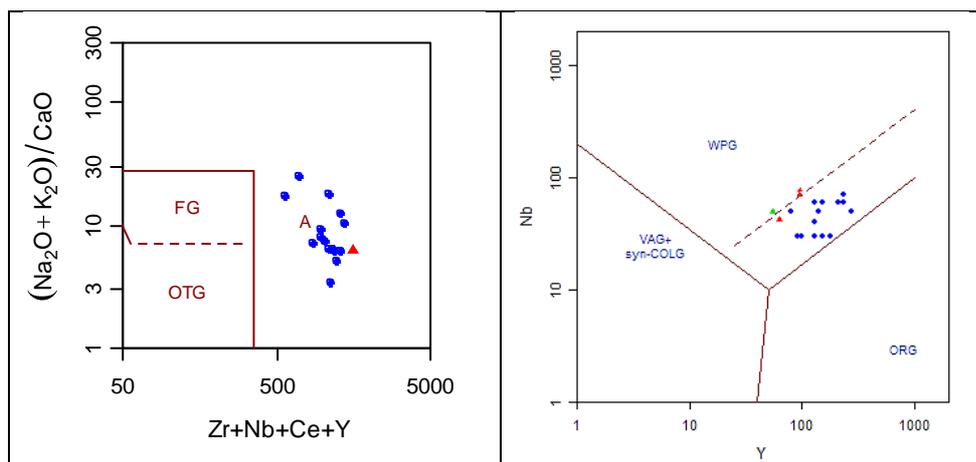


Figura 3- Valores de granitos del NW del Craton Amazonico en el Diagrama  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  versus  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  según Whalen (1987) y Diagrama de Nb versus Y de Pearce *et al.* (1984).

### GEOCRONOLOGIA

Los análisis isotópicos fueron realizados con un ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado con un Laser Ablation System (New Wave Research, USA) Nd-YAG ( $\lambda=213$  nm) acoplado en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Se logró obtener edades concordantes para dos cuerpos intrusivos de textura rapakivi: el Granito Rapakivi de Matraca, presenta una edad de  $1343 \pm 8$  Ma (Bonilla *et al.* 2012), mientras que el Granito de Parguaza una edad de  $1392 \pm 5$  Ma.

### CONCLUSIONES

Al comienzo los granitos con textura rapakivi presentes en el NW del Cratón Amazónico fueron considerados correlacionables con el Evento Magmático Parguaza con una edad de 1.53 Ga. Sin embargo, las nuevas edades obtenidas sugieren eventos magmáticos más jóvenes, desconocido hasta ahora en el NW del Cratón Amazónico. Pero se han reportado edades similares para granitos rapakivi de origen anorogénico en la Provincia Estañífera de Rondônia, al SW del Cratón Amazónico (Bettencourt *et al.* 1999). Esta posible correlación de la evolución del NW del cratón Amazónico con su parte SW cambiaría el modelo establecido hasta la actualidad lo que subraya la necesidad de una fuerte campaña de cartografía y datación isotópica.

### REFERENCIAS

- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B. And Payolla, B.L., 1999, Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, pp. 41-67.
- Bonilla, A., Frantz, J. C., Marques, J. C., Cramer, T., Franco, J. A., And Amaya, Z., 2012. "U-Pb age of the Matraca Rapakivi Granite, Department of Guainía, Colombia" VIII Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI) - 5 - 7 de julio de 2012, Medellín, Colombia.
- Carrasco, E., Peña, L.G., 2006. Determinación de Zonas Optimas para Exploración en el Oriente Colombiano a través de Modelamiento Geoquímico: Bogotá.
- Gaudette, H. E., V. Mendoza, P. M. Huerley., H. W. Fairbairn, 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi Granite, Venezuela: *Geol. Soc. América Bull.* 89: 1335-1340.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology* 25, 956-983.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 173-182.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-418

## INTEGRAÇÃO PRELIMINAR DOS DADOS DA SUPERSUÍTE AMOGUIJÁ – ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ – TERRENO RIO APA – EXTREMO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Ana Flávia Nunes Brittes<sup>1,5,6</sup>, Jean Michel Lafon<sup>1,6</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>2,3,5,6</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>2,4,5,6</sup>, Maria Elisa Fróes Batata<sup>5</sup>, Dalila Peixe Plens<sup>5</sup>, Gustavo Zenardi de Campos<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – UFPA (afbrites@gmail.com), <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFMT, <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais -UFMT, <sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral – UFMT, <sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé), <sup>6</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM).

### INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é integrar dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos disponíveis para as rochas da Formação Serra da Bocaina e da Suíte Intrusiva Alumiador, assim contribuindo para um melhor entendimento do magmatismo da Supersuíte Amoguijá.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Terreno Rio Apa compreende um segmento crustal paleoproterozoico exposto em área restrita do SW do estado de Mato Grosso do Sul na divisa com o Paraguai. É limitado a leste por rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Corumbá (Serra da Bodoquena) e é recoberto, a oeste, por sedimentos cenozoicos da bacia do Pantanal.

Cordani *et al.* (2010), considerando a distribuição das idades-modelo Sm-Nd, sugerem a divisão do Terreno Rio Apa em dois domínios distintos (Oriental e Ocidental, Fig. 1) e, propõem a correlação tectônica como dois blocos tectônicos de história evolutiva distinta, limitados por uma zona de sutura. Estes autores ressaltam ainda que, em torno de 1670 Ma, o terreno foi regionalmente afetado provavelmente por um evento tectônico dúctil causando metamorfismo de médio a alto grau em algumas rochas e provocando uma homogeneização isotópica de Sr. Em 1300 Ma um evento metamórfico de baixo grau aqueceu toda a região em temperaturas de 350-400°C, sugerindo que os blocos já estivessem unidos.

No modelo de compartimentação de Cordani *et al.* (2010) o Bloco Ocidental é representado pelo Gnaisse Porto Murinho, Supersuíte Amoguijá, Suíte Intrusiva Morro do Triunfo, Suíte Gabro-Anortosítica Serra da Alegria e os metassedimentos dos grupos Amolar e San Luis, enquanto o Bloco Oriental é formado pelo Grupo Alto Tererê, Gnaisse Caracol, Gnaisse Morraria, Granito Baía das Garças e os gnaisses, granitos e migmatitos da Província Paso Bravo.

O Arco Magmático Amoguijá (Lacerda Filho *et al.* 2006) está inserido no Bloco Ocidental, que compreende a Formação Serra da Bocaina e a Suíte Intrusiva Alumiador, agrupados na Supersuíte Amoguijá.

Na Formação Serra da Bocaina são identificadas predominantemente, rochas piroclásticas representadas por quatro fácies ignimbríticas: brecha ignimbrítica, ignimbrito rico em cristais, tufo co-ignimbrítico e reoignimbrito, e uma efusiva (Brittes *et al.* 2013). As rochas da Suíte Intrusiva Alumiador foram classificadas, por Lacerda Filho *et al.* (2006), como biotita granitos, monzogranitos com autólitos de tonalito, granodioritos, magnetita-biotita sienogranitos, sienogranitos granofíricos, sendo correlacionadas, geneticamente, às unidades vulcânicas da serra da Bocaina.

Datação U-Pb SHRIMP em zircão obtidas em amostras de riodacito da Formação Serra da Bocaina forneceu idade de 1.794 Ma (Lacerda Filho *et al.* 2006) e Pb-Pb em zircão de  $1.878 \pm 4$  Ma (Brittes *et al.* 2013). Para as rochas da Suíte Intrusiva Alumiador, datações U-Pb SHRIMP em zircão forneceram idades de 1867 Ma (Lacerda Filho *et al.* 2006),  $1839 \pm 33$  Ma (Cordani *et al.* 2010) e  $1749 \pm 45$  Ma (Plens, 2012).

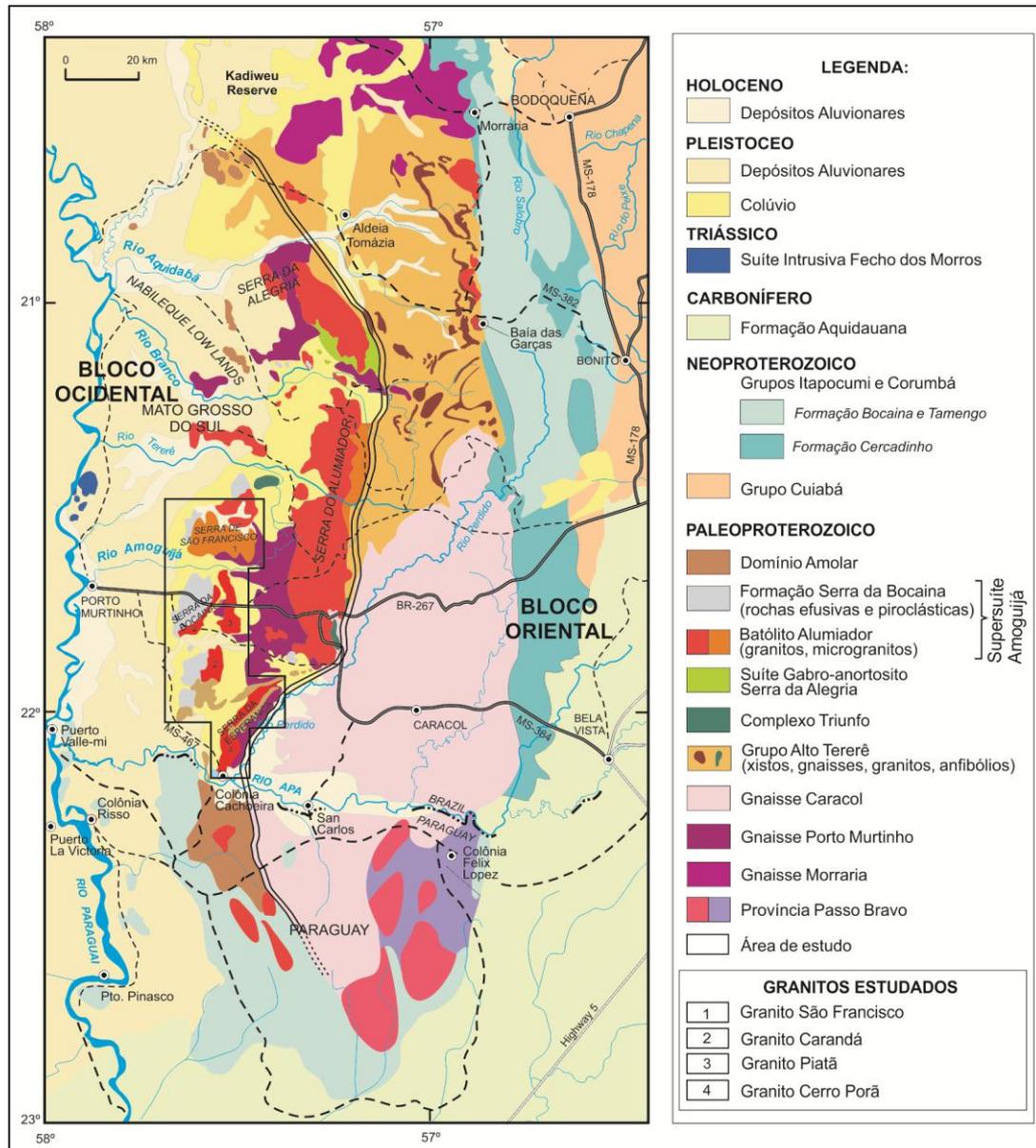


Figura 1- Esboço geológico do Terreno Rio Apa no sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul (Brasil) e noroeste do Paraguai. (Cordani *et al.* 2010, modificado).

Tabela 1- Dados geocronológicos da Supersuíte Amoguijá.

Unidades	U-Pb SHRIMP	Pb-Pb em zircão	Rocha	Autores
Formação Serra da Bocaina	1794 Ma	-	Riodacito	Lacerda Filho <i>et al.</i> (2006)
Formação Serra da Bocaina	-	1878 ± 4 Ma	Riodacito	Brittes <i>et al.</i> (2013)
Suíte Intrusiva Alumiador	1867 Ma	-	Granito porfírico	Lacerda Filho <i>et al.</i> (2006)
Suíte Intrusiva Alumiador	1839 ± 33 Ma	-	Granito	Cordani <i>et al.</i> (2010)
Suíte Intrusiva Alumiador	1749 ± 45 Ma	-	Sienogranito	Plens (2012)

## GOLOGIA E PETROGRAFIA DA SUPERSUÍTE AMOGUIJÁ

As rochas da Formação Serra da Bocaina (Brittes *et al.* 2013) fazem contato tectônico (Zona de Cisalhamento Santa Rosa) com o Granito Carandá, sendo, a norte, sul e oeste, recobertas pelos sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal. Cinco fácies petrográficas da Formação Serra da Bocaina foram identificadas na área estudada, sendo uma efusiva e quatro piroclásticas: brecha ignimbrítica, ignimbrito rico em cristais, tufo co-ignimbrítico e reoignimbrito. De acordo com Brittes *et al.* (2013) estas rochas são caracterizadas pela presença de diferentes produtos piroclásticos, tais como, fragmentos líticos e pumíceos, cristaloclastos, púmices, fiammes, shards e cristalites de variadas dimensões e composições, bem como por fenocristais de quartzo, plagioclásio, e feldspato alcalino imersos em uma matriz cinerítica fina. Os fragmentos líticos são compostos por uma mesóstase felsítica, fenocristais, biotita, opacos, vidro e produtos de devitrificação, como esferulito, axiolito, cristalites e intercrescimento gráfico. A fácies efusiva caracteriza-se por textura porfirítica a glomeroporfirítica e composições andesíticas e riolíticas.

Na área estudada, a Suíte Intrusiva Alumizador é composta pelos granitos Cerro Porã (Plens 2012), São Francisco e Piatã (Campos 2011) e Carandá (Brittes 2012).

O Granito Cerro Porã é um batólito alongado segundo NNE, com aproximadamente 120 km<sup>2</sup> tendo a porção sul orientada na direção NS e a norte segundo N30E, conferindo uma forma curvilínea a serra da Esperança. Com base em características de campo e petrográficas, duas fácies foram identificadas: sienogranítica rosa e monzogranítica cinza. A primeira delas é caracterizada pela presença constante de intercrescimentos gráfico, por textura equi a, essencialmente, inequigranular xenomórfica tendo biotita como único máfico primário e pela pequena quantidade de máficos, por vezes inferior a 5 %. A fácies monzogranítica cinza é observada apenas na porção sul do batólito, consiste de litotipos ricos em máficos (biotita e anfibólio) que formam agregados e perfazem até 30 % de sua composição modal, apresentando cor cinza-escuro e textura porfirítica com matriz de granulação fina.

O Granito São Francisco faz contato a leste com o Granito Piatã. Consiste de rochas anisotrópicas com foliação proeminente de direção ESE, leucocráticas de cor rosa, textura inequigranular fina a média até porfirítica, agrupadas em duas fácies de composição predominantemente monzogranítica, uma de granulação média e outra correspondendo a um microgranito porfirítico, exibindo por vezes textura rapakivi.

O Granito Piatã aflora na porção nordeste da Serra da Bocaina e faz contato a leste, do tipo tectônico, com o batólito principal, e a oeste, com o Gnaiss Porto Murtinho (Campos 2011) e com os sedimentos quaternários da Formação Pantanal. Esse granito é constituído por rochas leucocráticas ou, mais raramente, hololeucocráticas, de cor cinza, anisotrópicas com foliação proeminente de direção E-SE, de textura fanerítica fina a média, equi a inequigranulares porfiríticas ou pegmatíticas. Por vezes, apresenta enclaves microgranulares de cor cinza-escuro e xenólitos do Gnaiss Porto Murtinho. Apresenta composição granodiorítica a monzogranítica e consiste de plagioclásio, quartzo, feldspatos alcalinos e biotita, por vezes, com muscovita e granada primárias. Uma fácies constituída por litotipos porfiríticos de composição sienogranítica também é encontrada.

O Granito Carandá ocupa as porções nordeste e sudeste da serra da Bocaina, fazendo contato tectônico com as rochas efusivas e piroclásticas da Formação Serra da Bocaina. É composto por rochas classificadas como biotita sienogranitos, leucocráticas, de cor cinza-esverdeado, tendo biotita como único máfico essencial primário. Apresenta-se isotrópico a foliado, nas proximidades do contato com as rochas efusivas da Formação Serra da Bocaina. Exibe textura principalmente inequigranular média com paragênese constituída por microclina, plagioclásio, quartzo e concentrações de máficos (biotita, clorita, epidoto e opacos) às vezes orientadas. As amostras encontram-se intensamente alteradas devido à atuação de fase hidrotermal responsável por cloritização, argilização/sericitização e saussuritização formando comumente uma capa verde-amarelada composta por epidoto e clorita. A paragênese de baixa temperatura identificada - clorita + epidoto + albita – caracteriza metamorfismo de fácies xisto-verde.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Arco Magmático Amoguijá é composto por rochas plutono-vulcânicas da Supersuíte Amoguijá, que constituem a última adição de terrenos paleoproterozoicos do Terreno Rio Apa.

As rochas da Formação Serra da Bocaina são classificadas como andesitos e predominantemente riolitos (Brittes *et al.* 2013). A Suíte Intrusiva Alumizador, além de constituir o batólito principal disposto na direção N-S composto predominantemente por sieno- a monzogranitos, isotrópicos a fracamente anisotrópicos (Manzano *et al.*

2012) é constituída pelos granitos Cerro Porã, São Francisco, Piatã e Carandá de composições sieno- a monzograníticas e granodioríticas.

Do ponto vista geotectônico, os resultados apresentados, associados aos dados geológicos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb e Ar-Ar) disponíveis para a área (Lacerda Filho *et al.* 2006, Cordani *et al.* 2010, Plens 2012, Brittes *et al.* 2013), sugerem que as intrusões estudadas foram geradas em um ambiente tectônico do tipo arco magmático continental (Arco Magmático Amoguijá 1.87-1.75 Ga). O metamorfismo de fácies xisto verde aparentemente provocou reajuste generalizado dos sistemas isotópicos Ar-Ar e K-Ar em 1.3 Ga no Terreno Rio Apa (Cordani *et al.* 2010) sem gerar, no entanto, trama tectônica destacada nos granitos investigados.

## REFERÊNCIAS

- Brittes A. F. N. 2012. Geologia, Petrologia e Geocronologia (Pb-Pb) da Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, 1-61 p.
- Brittes A.F.B., Sousa M. Z. A. de, Ruiz A. S., Batata M. E. F, Lafon J. M., Plens D. P. 2013. Geology, petrology and geochronology (Pb-Pb) of the Serra da Bocaina Formation: evidence of an Orosirian Amoguijá Magmatic Arc in the Rio Apa Terrane, south of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 48-69.
- Campos G.Z. de. 2011. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Complexo Metamórfico Rio Apa na Região de Porto Murtinho -MS. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 2-58 p.
- Cordani U.G., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Ruiz A.S. 2010, The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310(9):981-1023.
- Lacerda Filho J.W., Brito R.S.C., Silva M.G., Oliveira C.C., Moreton L.C., Martins E.G., Lopes R.C., Lima T.M., Larizzatti J.H., Valente C.R. 2006. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso do Sul [Geology and mineral resources of the state of Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, p. 10-28.
- Plens D.P. 2012. Geologia da Região da Serra da Esperança - Porto Murtinho (MS): Ênfase no Granito Cerro Porã do Arco Magmático Amoguijá – Sul do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 21-60 p.

## THE *INSITU* WEATHERING OF GRANITE AT THE BROWNSWEG AREA IN THE DISTRICT OF BROKOPONDO- SURINAME

Balesar Rohistasia<sup>1</sup>, Bhulai Rashmi<sup>1</sup>, Goenopawiro Kenneth<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geology student of the Anton de Kom University of Suriname, Faculty of Technology. (rohistasia@hotmail.com), (rashmi.1990@live.com)

<sup>2</sup>Geologist/ Lecturer of the Anton de Kom University of Suriname, Faculty of Technology (kenneth.goenopwiro@uvs.edu)

### INTRODUCTION

Suriname makes part of the Guiana shield, where no volcanic activity take place. Suriname has a tropical climate and thereby chemical weathering dominates. In our poster we show: the origin of granite, the type of weathering that is dominant in Suriname, stages of weathering and recognition of weathered granite in the field. The study area of the *insitu* weathered granite was located at the North-East part of Suriname on the Brownsweg. It lies in the Paleo-Proterozoic Greenstone Belt (Fig.01)

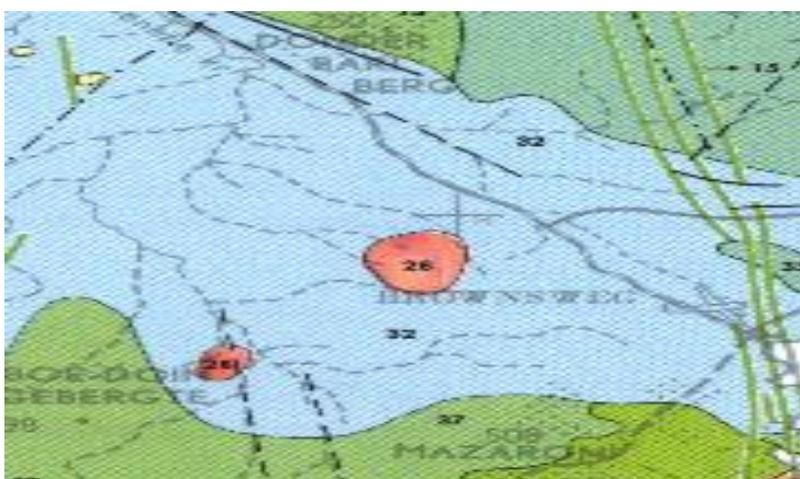


Figure 1- study area in the NE Suriname.

The granitoid and metavolcanic rocks of Suriname can be grouped into several regional associations. (Ref. Wong TH.E, Vletter de D.R., Krook, L., 1998 : The history of earth sciences in Suriname. 2) - Bosma, W., Groeneweg, W., 1970: Review of the Stratigraphy of Suriname.)

1. Biotite granites (dominant granitoid rocks in Suriname) in W Suriname. These are found in close association with leucogranites and granophyric granites of hypabyssal character, fine-to medium- grained granites and with acid metavolcanic rocks, indicating a fairly high level of intrusion.
2. Biotite granites in central-east Suriname, often associated with pyroxene granites. The rocks are locally migmatitic and have gradual contacts with migmatitic gneisses indicating a deeper level intrusion.
3. Pyroxene granites in NW ( the Bakhuis structural zone) and southeast-central Suriname. These regions are characterized by a highly disturbed aeromagnetic pattern. In the Bakhuis zone the pyroxene granites are found mainly adjoining charnockitic granulites, while in SE Suriname they form large irregularly bounded, somewhat extended lobate enclaves amidst granitoid rocks. In both areas they are frequently associated with migmatitic, in part granulite-facies gneisses and metagabbroic rocks. Their composition ranges from granitoid to tonalite, being predominantly granitic in the Bakhuis zone and granodioritic in the southeast. They testify to emplacement under catazonal conditions and possibly have assimilated older granulitic rocks.
4. Muscovite-biotite granites occur in a roughly N-S trending zone across the center of Suriname and amidst metamorphosed graywackes in the NE. Also here assimilation appears to have played a role as well as metamorphism and hydrothermal action.
5. Foliated muscovite-biotite granites and tonalities largely in NE and E Suriname which have intruded the metavolcanic-sedimentary Marowijne Group.

## **WEATHERING**

Weathering is the disintegration and decomposition of rocks at or near the surface of the earth, fragmenting rock into particles through physical, biological and chemical processes. (Ref. Carrol, D.,1970 : Tropical weathering ( Rock weathering). Textbook)

1. *In-situ* ("in place, without transport") is disintegration of rocks or unconsolidated materials, and thus, should not be confused with erosion, which involves the movement of rocks and materials by agents such as water, ice, snow, wind, waves and gravity.
2. Earth Surface Conditions
  - a) Water-rich Atmosphere and Hydrosphere
  - b) Low Temperature
3. Water - universal solvent, very effective at chemically altering rocks

## **DIFFERENT KINDS OF WEATHERING**

There are three kinds of weathering: physical weathering, biological weathering and chemical weathering. The main factors controlling the intensity of rate or reactions are: temperature, amount of rainfall, efficiency of drainage, topographic location, texture and mineralogical composition of the parent material. Suriname has a tropical climate, therefore chemical weathering dominates. Chemical weathering is weathering of rocks by chemical reactions with liquids or gases present. Rocks are made up of minerals. In general, the minerals react easier, if their melting point is higher. The relative responsiveness of minerals in relation to each other is shown in the Bowen reaction series.

## **BOWEN REACTION SERIES**

The chemical structure of the main material is important because certain minerals are more resistant to weathering than others. The reaction series of Bowen indicates how the different minerals are formed at decreasing pressure and temperature. As a mineral at high pressure and temperature is formed, it will be very unstable if it is near or at the Earth's surface pressure and temperature. Crystallization of granite and granite weathering degree goes with the reaction series of Bowen. Cooling of magma has a specific temperature at which each mineral crystallize. The minerals that first crystallize, crystallize at a high temperature and are thereby less resistant when exposed to low temperature.(Ref. Harrison, a J.B 1993 : Igneous rock under tropical conditions. )

## **CHEMICAL WEATHERING**

In the studied area the rock is weathered at the same place where it was originated, without any transportation of the weathered materials. In the tropical climate the feldspars in the granites are mostly susceptible to chemical weathering.

The weathering products of the reaction are usually less hard minerals and clay minerals.

Hydrolysis of albite to form kaolinite : (Ref. Carrol, D.,1970 : Tropical weathering ( Rock weathering)

## **METHODES OF ANALYZING THE WEATHERED ROCK**

- ✓ Literature study, Fieldwork, Sampling, Chemical analysis

## **FIELDWORK**

The purpose is to determine, how the weathered rock on the field can be recognized as a granite and which feldspars it contains mostly.

The *insitu* rock that was studied shows the chemical weathering through water. In the tropical weathering there is soil forming at the top. Under the formed soil there are chemical reactions taking place like: hydrolysis and leaching. The feldspars change to clay minerals and the rock structure changes. It becomes so soft that one can crush it with bare hands. The red color of the weathered rock is caused by the oxidation of the minerals that consist iron (Fig.02)

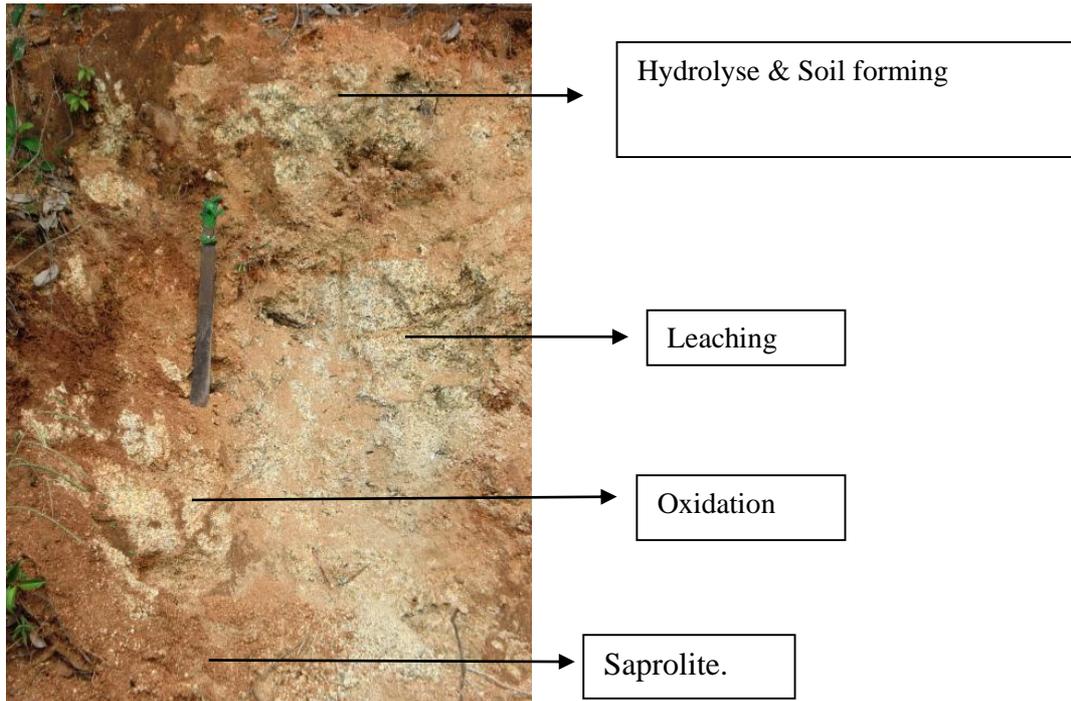


Figure 2 - *insitu* weathered granite and stages of weathering.

### CHEMICAL ANALYSIS

Chemicals that were used:

1. Hydrofluoric Acid (HF) = concentrated (40%).
2. Sodium Cobaltinitrite. Used about 15 grams of the powder in 25 ml distilled water .
3. Bariumchloride = saturated solution , start with 5 grams in 25 ml of distilled water,,
4. Amaranth = saturated solution: used about 5 grams of the purple-red amaranth powder in 50 ml of distilled water.

### METHOD

- 1) The HF acid was spread beginning from the center of the sample and moving towards the sides.
- 2) Immerse the unmasked end of the thin section in a saturated solution of sodium cobalt nitrite for 15 seconds.
- 3) Rinse off the excess cobalt nitrite in tap water and dry gently , but throughly with compressed air.
- 4) Immerse the unmasked end of the section in a saturated solution of barium chloride for 15 seconds.
- 5) Dip in water to rinse off excess solution and blow dry.
- 6) Hold the unmasked end of the section in a saturated solution of amaranth for 5 seconds.
- 7) Dip twice in standing water to rinse off some of the excess amaranth and blow dry.
- 8) Gently remove masking tape, taking care not to peel the rock off the side.

### RESULTS

According to the chemical test the Plagioclases had to enter into a red color and the K-Feldspars into a yellow and after the test, the Na- feldspars were red due to the reaction of Na with the acid and the K-feldspars turned slightly yellow. In the sample of relative fresh granite there was a certain relation of the two feldspars. Both could be seen by the different colors. In the other samples the red color almost disappeared. (Fig. 03-05).

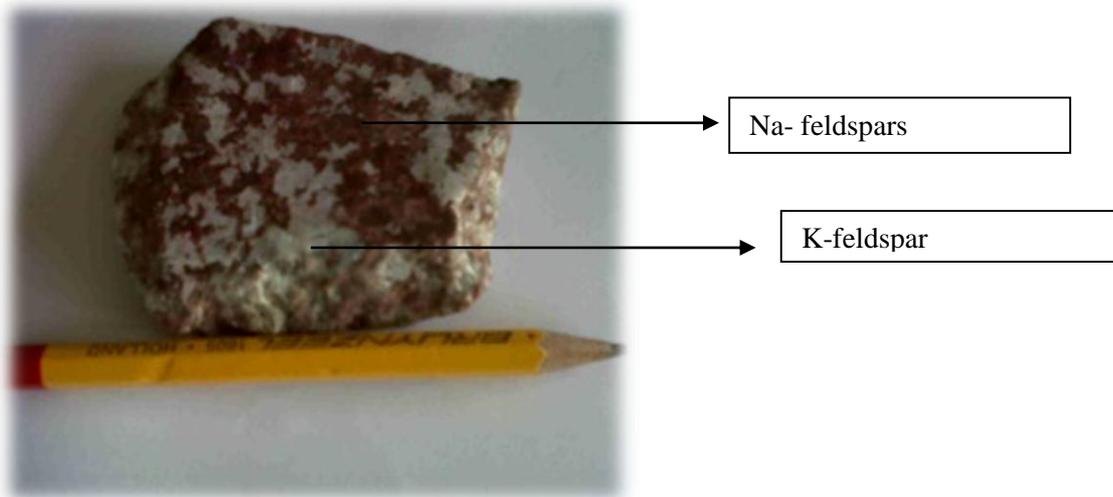


Figure 3- sample 01.



Figure 04- sample 03.



Figure 05- sample 05

### CONCLUSIONS

The color of Na-feldspar changes in red and the color of K-feldspar changes in yellow. In the highly weathered samples there was no red color, thus no Na-feldspar.

The essential minerals in the analyzed rock are feldspars and quartz, where the K-feldspars dominates. The K-feldspars are more resistant to weathering than the Na-feldspars



## GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO MAGMATISMO MÁFICO DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS

Bhrenno Marangoanha<sup>1,2</sup> (bhrenno@ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira<sup>1,2</sup> (davis@ufpa.br)

<sup>1</sup> Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal: 8608, CEP: 66075-900, Belém, Pará.

<sup>2</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA.

### INTRODUÇÃO

As pesquisas geológicas direcionadas aos diques máficos, não apenas na área de Nova Canadá, mas em toda a Província Carajás, foram em um número bastante reduzido. A área dessa pesquisa está localizada na porção sul do Domínio Carajás, Província Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico (Figura 1). Como ainda não se dispõe de estudos detalhados referentes à extensão aflorante, aos aspectos petrográficos e geoquímicos, nem tampouco àqueles de petrologia magnética, esse trabalho visa apresentar dados referentes à petrografia, litoquímica e química mineral, relacionando tais aspectos a fim de contribuir para um melhor entendimento sobre o magmatismo básico da região de Nova Canadá, além de relacionar o comportamento magnético com os processos magmáticos e pós-magmáticos atuantes nessas rochas, discutindo as condições de  $fO_2$  presentes nos diferentes estágios de cristalização das mesmas, através da utilização de dados de suscetibilidade magnética (SM) e dos minerais óxidos de Fe e Ti, principalmente magnetita e ilmenita, a fim de contribuir para um melhor entendimento sobre o magmatismo máfico da área de Nova Canadá, bem como estabelecer parâmetros para a individualização de tais unidades.

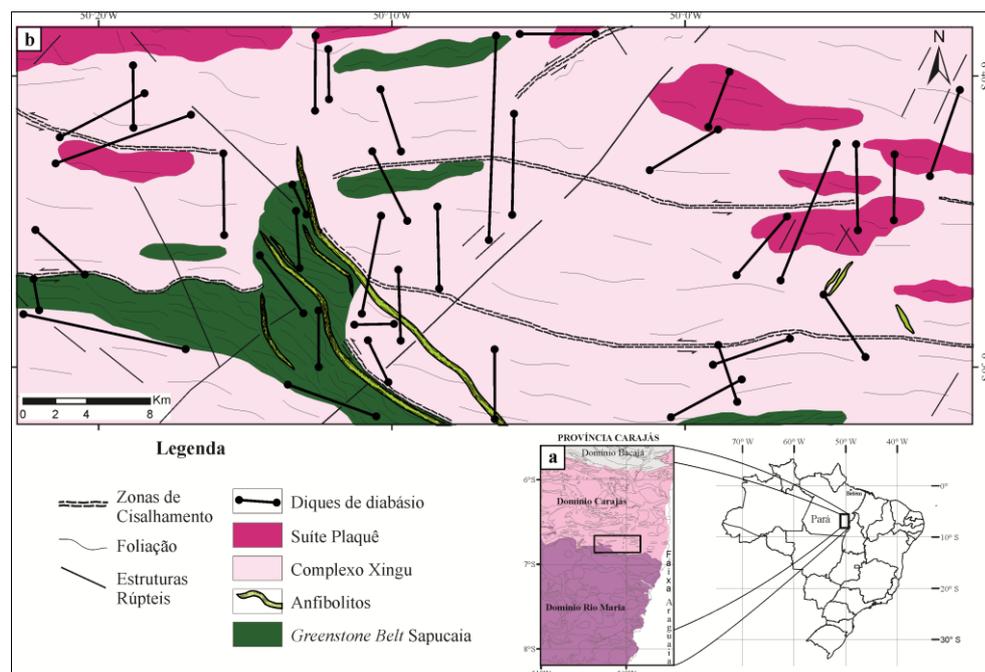


Figura 1- (a) Mapa geológico simplificado da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008). (b) Mapa geológico da área de Nova Canadá, mostrando a distribuição dos diques de diabásio e anfibolitos na área (modificado de Araújo & Maia 1991).

### METODOLOGIA

Foi realizado estudo petrográfico em lâminas delgadas e polidas, tanto nas amostras representativas dos diabásios quanto dos anfibolitos, utilizando as técnicas de luz transmitida e refletida. Em seguida, foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, dando prioridade aos óxidos de Fe e Ti, plagioclásio, piroxênio e anfibólio, enquanto que as análises químicas em rocha total foram obtidas no Laboratório da Acme-Lab. Para avaliação do comportamento magnético, foram selecionadas 76 amostras representativas dos litotipos. Para tais medidas, foi

utilizado o suscetibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH Instruments*, que permite medidas em materiais com SM variando até  $1 \times 10^{-7}$  SIv e, por ser um equipamento portátil, permitiu realizar as medidas no campo. O tratamento estatístico dos dados de SM foi realizado utilizando o programa *Minitab 16*.

### ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Através de dados de campo e de petrografia, foram identificados dois litotipos. O primeiro, representado por anfibolitos, tem seu protólito máfico metamorfoisado sob a fácies xisto verde a anfibólito, pode apresentar foliação pronunciada, próximos às zonas de cisalhamento, tendendo a diminuir à medida que se afasta dessa zona, chegando a apresentar-se isotrópico. São compostos mineralogicamente por plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, titanita e biotita. As rochas foliadas desenvolvem textura nematoblástica, já as isotrópicas, textura granoblástica.

Já o segundo é representado por diques de diabásio. Para esse litotipo, foram selecionadas 31 amostras representativas para análises modais microscópicas, as quais, em seguida, foram lançadas nos diagramas para rochas máficas de Streckeisen (1976), e mostrou que as mesmas apresentam as seguintes variedades petrográficas: Hornblenda Gabronorito (HGn), Gabronorito (Gn) e Norito (Nr). Elas são constituídas essencialmente por plagioclásio, piroxênio (orto- e clinopiroxênio), anfibólio, minerais opacos e, ocasionalmente, olivina. São isotrópicos, descrevendo texturas intergranular, ofítica e subofítica. Apesar da individualização dos diabásios nessas três variedades, petrograficamente as mesmas não apresentam diferenças significantes, sendo essas diferenças restritas apenas quanto à proporção modal de anfibólio, orto- e clinopiroxênio.

### GEOQUÍMICA

As análises litoquímicas dessas rochas mostraram que as mesmas são de composição gabróica, de natureza subalcalina do tipo toleítica, com os diques de diabásio gerados em ambiente geotectônico correspondente à intraplaca continental, e os anfibolitos, aos toleitos de arco de ilha. Nos diabásios, o espectro multielementos mostra uma pronunciada anomalia negativa de Nb, típica da maioria dos basaltos toleíticos continentais, além de uma anomalia negativa de Sr, que pode ser explicada pelo baixo grau de fusão da fonte mantélica do magma e/ou pelo fracionamento do plagioclásio. Quanto aos anfibolitos, destaca-se a significativa anomalia positiva de Sr que, combinada com a ausente anomalia de Eu, sugere que o plagioclásio não foi uma fase importante no processo de fracionamento magmático.

Os diferentes padrões de distribuição dos elementos terras raras apresentados pelos diques de diabásio e pelos anfibolitos indicam que ambos não são cogenéticos, tendo os diabásios um padrão moderadamente fracionado, com uma discreta anomalia negativa de Eu, e os anfibolitos apresentando um padrão horizontalizado, com discreto fracionamento de ETR e anomalia de Eu ausente.

### SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Os diques de diabásio apresentam magnetita e ilmenita como principais óxidos de Fe e Ti, além da titanomagnetita primária. De acordo com os tipos texturais de ilmenita definidos por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1981, 1991) e Dall'Agnol et al. (1997), foi possível reconhecer cinco formas distintas de ilmenita: (i) lamelas de exsolução nos cristais de magnetita (ilmenita treliça – Ilm T), (ii) lamelas espessas e contínuas no interior da magnetita (ilmenita sanduíche – Ilm S), (iii) em cristais geralmente mais regulares associados a cristais de magnetita, seja no interior dos mesmos (ilmenita composta interna – Ilm Cint), seja agregado a ela (ilmenita composta externa – Ilm Cext), (iv) em forma de manchas irregulares no interior de cristais de magnetita (ilmenita em manchas – Ilm P) e, (v) cristais isolados (ilmenita individual – Ilm I). Feições texturais sugerem que titanomagnetita e ilmenita individual foram originadas durante o estágio precoce de cristalização. Durante o estágio *subsólido*, a titanomagnetita foi afetada pelo processo de oxi-exsolução, dando origem a intercrescimentos de magnetita pobre em titânio com ilmenita (ilmenitas treliça, em mancha, sanduíche e composta interna e externa). Os anfibolitos possuem a ilmenita como único mineral óxido de Fe e Ti ocorrendo, portanto, sob a forma de ilmenita individual, e encontra-se sempre associada ao anfibólio e a titanita.

Os valores mais elevados de SM estão relacionados aos diques de diabásio, sendo as variedades gabronorito e norito responsáveis por esses valores, os quais exibem maiores conteúdos modais de minerais opacos e menores de minerais máficos, além de apresentar titanomagnetita magmática em sua paragéneses. A variedade hornblenda gabronorito, em geral, define as amostras que apresentam valores de SM intermediários. Os menores valores de SM são atribuídos predominantemente aos anfibolitos.

Para estimar as condições de  $fO_2$  e temperatura dos diques de diabásio, utilizou-se as composições dos pares titanomagnetita-ilmenita, uma vez que ambas cristalizaram-se em equilíbrio em algum estágio de sua evolução magmática. Em seguida, suas composições foram plotadas no diagrama proposto por Spencer & Lindsley (1981), revelando condições de temperatura de 1112°C e  $fO_2$  de -8,85, situado ligeiramente abaixo da curva do NNO. Outros pares de óxidos apresentam composições de ilmenita e magnetita próximas de seus membros finais, verificando condições de temperatura entre 755 e 687°C e  $fO_2$  entre -16,25 e -18,26, localizado abaixo da curva do FMQ, evidenciando condições de reequilíbrio desses óxidos.

## CONCLUSÃO

De acordo com os critérios petrográficos e geoquímicos, além de dados de campo, foi possível diferenciar o magmatismo de caráter básico presente na porção sul do Domínio Carajás em dois litotipos: anfibolitos e diques de diabásio. Os diques de diabásio são constituídos essencialmente por plagioclásio, piroxênio (orto- e clinopiroxênio), anfibólio, minerais opacos e, ocasionalmente, olivina. São isotrópicos, descrevendo texturas intergranular, ofítica e subofítica. Os anfibolitos, que foram metamorfisados sob fácies xisto-verde a anfibolito, apresentam foliação pronunciada, próximos às zonas de cisalhamento e, à medida que se afastam dessa zona, sua foliação tende a diminuir, chegando a apresentar-se isotrópico. São formados mineralogicamente por plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, titanita e biotita.

Dados geoquímicos revelam que os diques de diabásio apresentam um padrão ETR moderadamente fracionado, discreta anomalia negativa de Eu, com ambiente geotectônico correspondente a intraplaca continental, e caracterizado por apresentar assinaturas dos tipos OIB e E-MORB. Já os anfibolitos mostram um padrão ETR horizontalizado, com anomalia de Eu ausente, sendo classificados geotectonicamente como toleitos de arco de ilha e assinatura semelhante aos N-MORB.

Quanto às indicações de fontes mantélicas, os anfibolitos demonstram protólitos com evidências de mistura entre manto primitivo e empobrecido, em profundidades rasas, similarmente ao que é definido por rochas pertencentes às sequências *greenstone belts* arqueanas. Já os diabásios podem ser divididos em dois grupos: o primeiro grupo possui razões próximas daquelas definidas pelos anfibolitos e, aquelas inseridas no segundo grupo, podem representar diferentes graus de mistura entre o manto primitivo e uma fonte mantélica enriquecida (EM), possuindo, no entanto, contribuição mais significativa de EM, onde raras amostras plotam no campo de fonte pluma.

Através das análises de SM realizadas nas rochas máficas na área de Nova Canadá, foi possível identificar três populações magnéticas (A, B e C). De modo geral, os valores mais elevados de SM, que constitui a população magnética C, são representados predominantemente por gabronoritos e noritos, variedades dos diques de diabásio com escassez ou ausência de anfibólio. Os valores intermediários, representados pela população B, são constituídos, em sua maioria, pela variedade hornblenda gabronorito, também dos diques de diabásio, e que se mostra rica em anfibólio. Já os menores valores magnéticos (população A) são atribuídos aos anfibolitos, embora haja pontuais ocorrências de hornblenda gabronorito.

Nos diques de diabásio, os principais minerais óxidos de Fe e Ti formados durante o estágio precoce de cristalização do magma são titanomagnetita e ilmenita individual. Os demais tipos texturais de ilmenita (ilmenita em treliça, composta, em manchas e sanduíche), juntamente com a magnetita pobre em titânio, foram originados por processos de oxi-exsolução, em estágio *subsolidus*. Nos anfibolitos, o único mineral óxido de Fe e Ti identificado foi a ilmenita.

As condições de temperatura e  $fO_2$  dos diques de diabásio revelam valores de 1112°C e -8,85, situando ligeiramente abaixo da curva do NNO, e condições de reequilíbrio localizado abaixo da curva do FMQ.

## REFERÊNCIAS

- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136 p.
- Buddington A.F., Lindsley H.D. 1964. Iron-Titanium Oxides Minerals and Synthetic Equivalents. J. Petrology, 5(2):310-357.
- Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. An. Acad. Bras. Ci., 69(3):325-347.
- Haggerty S.E. 1981. Oxidation of Opaque Mineral Oxides in Basalts. In: RUMBLE III, D. Ed. Oxide minerals. 2nd ed. Washington, Mineralogical Society of America. Hg 1-Hg 99. (Reviews in Mineralogy, 3).

- Haggerty S.E. 1991. Oxide Textures – a mini-atlas. In: LINDSLEY D.H. ed. Oxide minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Mineralogical Society of America. p.126-219. (Reviews in Mineralogy, 25).
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Review, 12:1-33.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Spencer K.J., Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. American Mineralogist, 66 (11-12):1189-1201.

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE VILA PLANALTO, MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS.

Caio José Soares Mesquita, caiojsm@gmail.com, Gilmara Regina Lima Feio, gilmara@ufpa.br,

Universidade Federal do Pará-Campus Marabá

### INTRODUÇÃO

O subdomínio Carajás, localizado na porção norte da Província Carajás, é formado por uma ampla variedade de granitóides e rochas máficas de idade arqueana, intrudidos pelos granitos tipo-A Paleoproterozóicos (Dall'Agnol et al., 2006, Oliveira et al., 2010, Feio et al., 2013). Estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos realizados em granitóides do subdomínio de transição tem melhorado o conhecimento sobre a geologia da Província Carajás. Mas ainda é necessário melhorar a caracterização dos granitóides ao longo do corredor de cisalhamento que afetou as unidades próximas de vila Planalto. Tais unidades (Trondhjemito Rio Verde, Tonalito Campina Verde, Gnaiss granítico Bom Jesus, Tonalito Campina Verde e Granito Serra Dourada) encontram-se por vezes intensamente deformados e hidrotermalizados, o que dificulta a delimitação espacial das unidades nessa área.

### MÉTODOS

Foi realizado um mapeamento geológico na escala de 1:10000, inserção dos dados em uma base georeferenciada, dentro da filosofia de SIG geológico e banco de dados. Além de um levantamento bibliográfico com ênfase no magmatismo félsico da Província Carajás. E por fim foi realizada petrografia no laboratório de petrografia e mineralogia da Faculdade de Geologia, campus de Marabá e análises modais foram realizadas no Instituto de Geociências na Universidade Federal do Pará- Campus Belém.

### RESULTADOS

#### PETROGRAFIA

A caracterização petrográfica permitiu a individualização de três litotipos (Fig.1), os quais são: trondhjemito, monzogranito e sienogranito. Todas as amostras encontram-se deformadas e hidrotermalizadas, porém com intensidades diferentes.

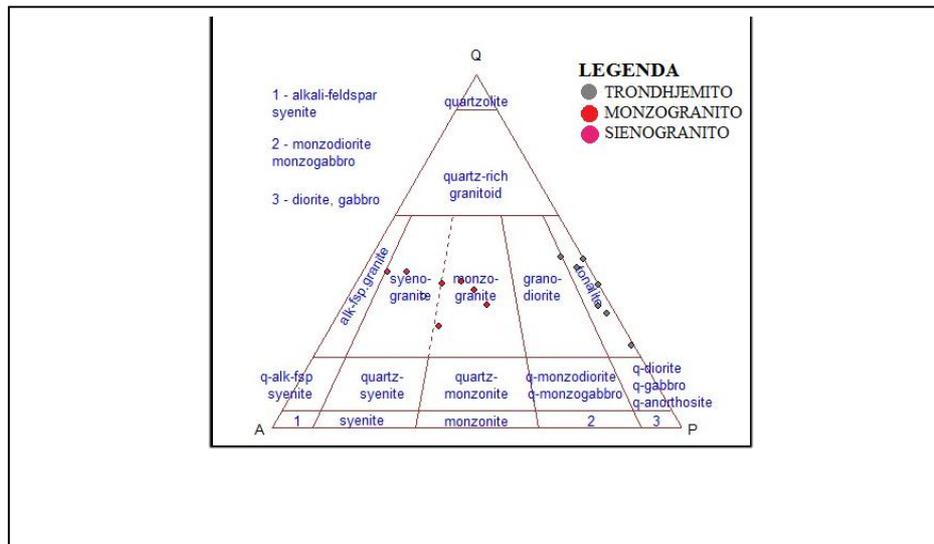


Figura 1- Diagrama modal Q-A-P (Streckeisen, 1976), A- feldspato alcalino, Q-quartzo, P-plagioclásio.

O *trondhjemito* (Trondhjemito Rio Verde, Feio et al. 2013), é composto essencialmente por plagioclásio, quartzo e menor feldspato potássico. A biotita é o principal mineral máfico. Allanita, zircão, apatita são acessórios primários, enquanto que epidoto, albita, clorita, actinolita, magnetita, muscovita e sericita figuram como secundários. As amostras menos deformadas e hidrotermalizadas apresentam textura ígnea preservada (Fig. 2A),

com cristais de plagioclásio prismáticos hipidiomórficos a idiomórficos (2-3 mm) ou como porfiroclastos (~5mm) com inclusões de quartzo e biotita, em rochas deformadas, é comum observar a presença de plagioclásio com maclas de deformação lenticulares e porfiroclastos de quartzo com forte extinção ondulante, bordejados por agregados de subgrãos recristalizados de quartzo (Fig. 2B) e subordinadamente plagioclásio. Nas rochas hidrotermalizadas, a textura ígnea é mascarada pela intensa albitização e saussuritização do plagioclásio (Fig. 2A).

O *monzogranito* (Gnaiss Bom Jesus) é formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, e biotita é subordinada. Allanita, apatita e zircão são acessórios primários, enquanto que epidoto, magnetita e ilmenita encontram-se como secundários. Nestas rochas a deformação é marcada pela presença de quartzo com extinção ondulante e textura granoblástica, ou como agregados recristalizados alongados (Fig. 2C). Porfiroclastos de feldspato potássico com subgrãos de microclina recristalizada nas bordas dos cristais (Fig. 2D). O plagioclásio ocorre como porfiroclastos com maclas irregulares. Os cristais de biotita aparecem orientados.

O *sienogranito* (Granito Serra Dourada) apresenta feldspato potássico, quartzo e plagioclásio com minerais essenciais. A biotita é rara ou ausente. Allanita e zircão são acessórios primários, enquanto que epidoto, clorita, magnetita, turmalina radial, titanita, escapolita, pirita e monazita (?) encontram-se como secundários. De modo geral, as rochas desta unidade encontram-se pouco deformadas (Fig. 2E), apenas localmente afetadas por cisalhamento. O feldspato potássico exibe cristais hipidiomórficos a idiomórficos com pertitas de albita, localmente forma subgrãos de microclina com maclas xadrez, quartzo é hipidiomórfico e por vezes mostra extinção ondulante (Fig. 2F). Os cristais de plagioclásio são idiomórficos a hipidiomórficos sem evidências de recristalização (oligoclásio cálcico - An30-20). Intercrescimentos entre quartzo-albita ocorrem em contato com feldspato potássico.

## CONCLUSÃO

Na área a sul de Vila Planalto, ao longo do corredor de cisalhamento Itacaiúnas sul, três tipos de granitóides foram identificados: Trondhjemito Rio Verde, Gnaiss Bom Jesus e Granito Serra Dourada.

Os dados petrográficos indicam que: (1) grande parte das rochas que ocorrem na porção sudeste de vila Planalto são trondhjemitos intensamente hidrotermalizados. A distribuição espacial do metassomatismo e da deformação é seletiva e aparentemente é maior quanto mais próxima das zonas de cisalhamento, (2) O gnaiss Bom Jesus compõe as rochas mais intensamente deformadas da área, enquanto que a alteração hidrotermal não é tão expressiva, (3) Não há evidência de metamorfismo regional no Granito Serra Dourada, mas o metassomatismo, com intenso fluxo de fluidos e calor, provocou a formação de uma série de cristais secundários. Inclusive, os depósitos de Cu estão relacionados espacialmente a esta unidade.

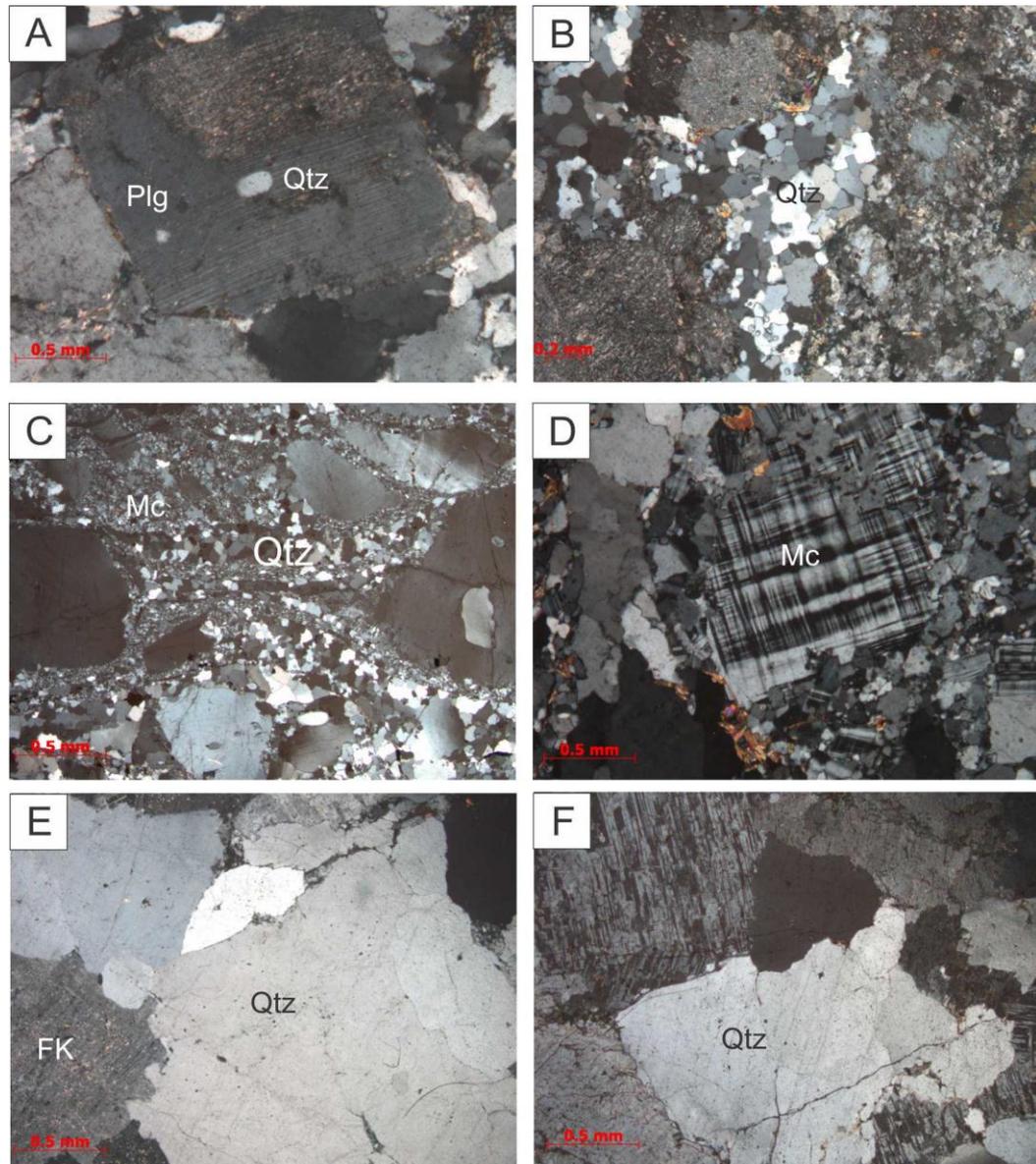


Figura 2- (A) Trondhjemito pouco deformado com cristais de quartzo arredondados inclusos em cristais de plagioclásio tabular euédrico, (B) agregados recrystalizados de quartzo, (C) quartzo em agregados recrystalizados fitados, (D) Porfiroclastos de feldspato potássico com subgrãos de microclina recrystalizada, (E) sienogranito com cristais de quartzo e feldspato pouco deformado, (F) quartzo com ligeira extinção ondulante.

#### REFERÊNCIAS

- Dall'agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. 2006. *Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton*. In: Dall'agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFGA/SBG-NO, 150p.
- Feio, G.R.L., R. Dall'agnol, E.L. Dantas, M.J.B. Macambira, J.O.S. Santos, F.J. Althoff & J. E.B. Soares, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227: 157-185.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.

## PRINCIPAIS PROVÍNCIAS VULCÂNICAS DE MATO GROSSO, ESTRUTURAS E TEXTURAS

Carla Coblinski Tavares<sup>1</sup>, Samantha Evelyn Max Dezula<sup>1</sup>, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros<sup>2</sup>, Mara Luiza Barros Pita Rocha<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Curso de graduação em Geologia, ICET/UFMT (*ctcarla11@gmail.com*), <sup>2</sup>Universidade Federal de Mato Grosso, ICET/UFMT (*mapabarros@yahoo.com*), <sup>3</sup>Doutorado na Universidade Federal de Brasília, UnB (*marapita1@yahoo.com*).

### INTRODUÇÃO

A geologia de Mato Grosso é marcada por importantes províncias vulcânicas desde o paleoproterozóico até o cretáceo. Na região de Tangará da Serra, aflora na Serra de Tapirapuã, basaltos de composição toleítica do tipo Platô Continental que fazem parte da Bacia do Parecis e estão englobados na Formação Tapirapuã. Na região norte do estado, afloram rochas vulcânicas félsicas englobadas na Suíte Teles Pires, encontradas na região de Terra Nova, Colíder, Guarantã e Aripuanã. No Noroeste do estado afloram rochas vulcânicas ácidas do Grupo Roosevelt, enquanto na região Nordeste dominam rochas vulcânicaclásticas do Grupo Iriri. O objetivo deste trabalho é apresentar feições de campo e microscópicas de rochas vulcânicas de diferentes idades e regiões do estado de Mato Grosso.

### METODOLOGIA

O presente trabalho foi realizado com base em levantamento bibliográfico disponível em publicações nacionais e internacionais. Fotos de campo contidas em acervo fotográfico dos pesquisadores são apresentadas enquanto as seções delgadas foram redescritas.

### RESULTADOS

As províncias vulcânicas de Mato Grosso podem ser observadas na Figura 1.

### FORMAÇÃO TAPIRAPUÃ

O Basalto Tapirapuã aflora na Serra de Tapirapuã, no município de Tangará da Serra em Mato Grosso. Com aproximadamente 115 km extensão, esse derrame de caráter fissural foi descrito por Barros *et al.* (2006) na região do Balneário Primavera, a 3 km de Tangará da Serra. O basalto que varia de um cinza-escuro a roxo possui como característica estrutural marcante as disjunções colunares (figura 2a) e estruturas amigdaloidais. As vesículas estão preenchidas de quartzo, calcita, epidoto e zeólitas e atingem até 10 cm (figura 2b). Em seção delgada, o basalto Tapirapuã exibe textura, hipidiomórfica, subofítica a ofítica, com plagioclásio em forma de ripas inclusas no clinopiroxênios ou formando uma trama onde os piroxênios ocupam os espaços intersticiais. Localmente foi observado material vítreo intersticial. A datação <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, Barros *et al.* (2006) no Laboratório de Ar-Ar do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP, apresentou uma idade de cristalização de 206 ± 6 Ma.

### MAGMATISMO TELES PIRES (GRUPO COLÍDER)

Na região Norte do Mato grosso, as vulcânicas félsicas de caráter explosivo eram descritas até a década de noventa como pertencentes à Formação Iriri. Com o avanço dos estudos geocronológicos, das rochas vulcânicas localizadas na região de Moriru (Pinho *et al.* 2001), constatou-se idades aproximadas aquelas das Intrusivas Teles Pires. Pinho *et al.* (2002, 2003), Leite *et al.* (2004), propuseram denominar a ocorrência de Granitos e Vulcânicas ácidas de afinidade cálcico-alcalina a alto potássio, idade em torno de 1,78 Ga e ambiente pós-colisional, como Magmatismo Teles Pires enquanto Lacerda *et al.* (2004) nomeia-as de Grupo Colíder as vulcânicas dessa idade e propõem um ambiente de arco vulcânico para estas rochas. Pinho *et al.* (2001) destaca a abundância de ignimbritos ricos em cristais nas vulcânicas da região de Moriru.

### GRUPO ROOSEVELT

Rizzotto e Quadros (2003) descrevem o Grupo Roosevelt como um conjunto metavulcanossedimentar, composto por unidade superior de metatufos, metargilitos e formações-ferríferas magnesianas, unidade intermediária de ignimbritos, e uma unidade basal de dacitos-riolitos intercalados com raros basaltos e tufos. Batata *et al.* (2008) apresenta dados petrográficos e geoquímicos para estas rochas situadas próximo ao município

de Castanheira, com descrição de Ignibritos maciços à estratificados, com textura porfírica a glomeroporfírica. Datações U-Pb de Rizzotto (2002) do Grupo Roosevelt mostraram uma idade 1762 +/- 06 Ma.

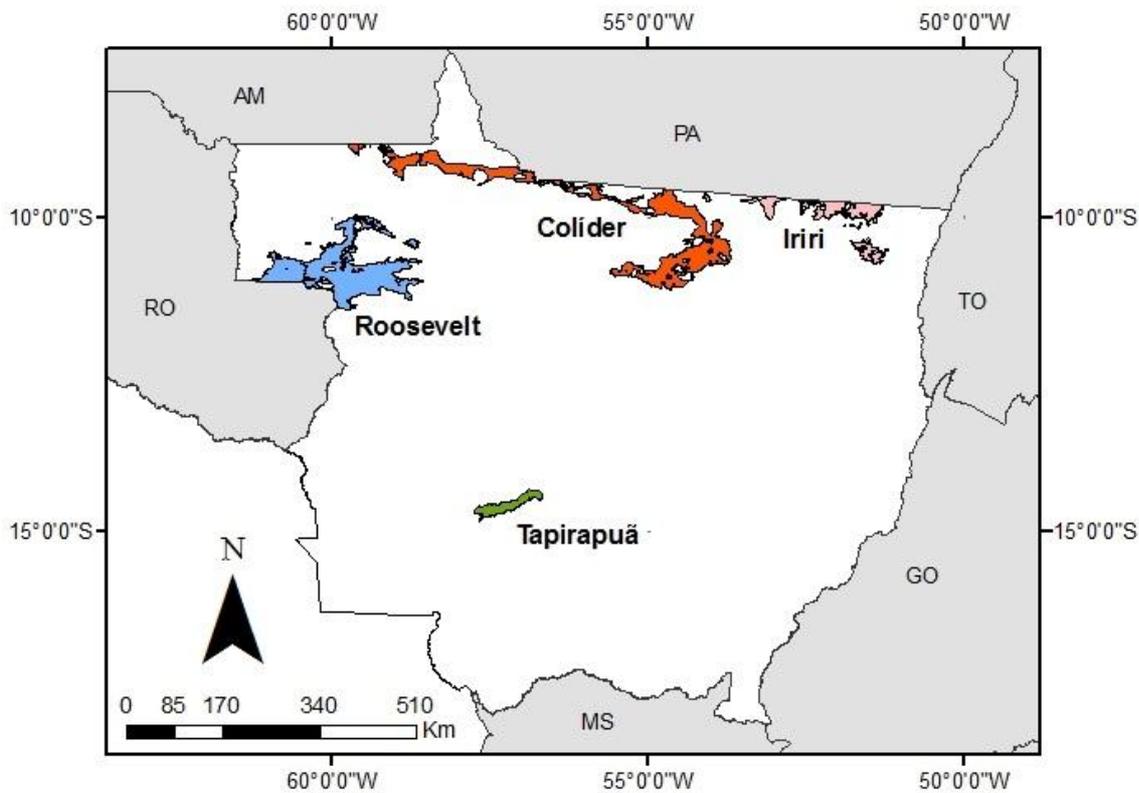


Figura 1- Mapa: localização das principais Províncias Vulcânicas em Mato Grosso.



Figura 2- Formação Tapirapuã: a) estrutura de disjunções colunares nas porções intermediárias do derrame, b) amígdalas na porção superior do derrame,

### GRUPO IRIRI

Na região Nordeste do estado, porção sul da Província Amazônia Central do Cráton Amazônico, precisamente entre as cidades de Vila Rica e Confresa, mapeamentos e datações de rochas vulcânicas ácidas a

intermediárias indicam idades determinadas pelo método de U-Pb em zircão, de 1,87 Ga (Rocha *et al.* 2012) confirmando a presença nessa porção do Grupo Iriri que ocorre até o Pará. Composto por Riólitos e riódacitos, tufos e brechas vulcânicas (figura 3 A). Rocha *et al.* (2012) apresenta uma descrição detalhada de um domo de lava cuja composição varia de andesito a dacito. O domo apresenta núcleo hipoabissal (figura 3B) e lateralmente muda para fácies autoclásticas e de fluxo.



Figura 3 – Grupo Iriri: a) brechas vulcânicas, b) núcleo hipoabissal do Domo de lava.

## CONCLUSÃO

As províncias vulcânicas de Mato Grosso, acima descritas, apresentam carência de mapeamentos e dados geocronológicos. Sugerem-se trabalhos de delimitação dessas províncias e aplicação de estudo geocronológico.

## REFERÊNCIAS

- Barros, M.A.S., Mizusaki, A.M.P., Weska, R.K., Borba, A.W., Chemale, F. Jr., Costa, E.C. 2006. Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, v.33 (2), 71-77. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre - RS.
- Batata, M.E.F., Aguiar, M.Z., Leite, J.A.D. 2008. Petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt, província ígnea Teles Pires, SW do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. de Geoc.*, **38(1)**: 36-53.
- Lacerda Filho, J.V., Abreu Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso – CPRM*. Goiânia – GO, escala 1:100.000.
- Leite J.A.D., Saes G.S., Macambira M.J.B. 2001. The Teles Pires Volcanic Province: A Paleoproterozoic silicic-dominated large igneous province in southwest Amazon Craton and tectonic implications. *Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados. Boletim de resumos 1*: 93
- Pinho, M. A. S. B., Lima, E. F., Fetter, A., Schmus, W. R. V., Chemale, F. Jr. 2001. Caracterização Petrográfica e Dados Geocronológicos Preliminares das Rochas Vulcânicas da Formação Iriri, porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Aripuanã-Mato Grosso. *Rev. Bras. de Geoc.*, **31**: 1-5.
- Pinho, M.A.S.B. 2002. Proposta De Nova Terminologia Estratigráfica Para Rochas Vulcano-Plutônicas Paleoproterozóicas Do Norte Do Estado De Mato Grosso, Porção Ocidental Sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. de Geoc.*, **32** : 153-156.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S. 2003. Geologia da Folha Juruena SC.21. *8º Simpósio de Geologia do Centro Oeste*. SGB. Cuiabá-MT. Anais, p-116-117.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Silva, L.C., Armstrong, R., Almeida, M.E. 2002. O Granito Aripuanã: Datação U-Pb (SHRIMP) e Implicações Metalogenéticas. *41º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais SGB*. João Pessoa – PE. 469-469.
- Rocha, M.L.P., Barros, M.A.S., Lima, E.F., Pierosan, R. 2012. Paleoproterozoic Domo of Lava from Iriri Group – Sonho Meu Farm – Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry, and geochronology. *Rev. Bras. de Geoc.*, **42**: 471-488.

## SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO GRANITO BOA SORTE DO DOMÍNIO CARAJÁS- PROVÍNCIA CARAJÁS

Caroline da Cunha Ferreira Santos<sup>1</sup>, Daniel Silvestre de Oliveira<sup>1</sup>, Davis Carvalho de Oliveira<sup>1</sup>, Roberta Cavalcante de Azevedo<sup>1</sup>, Paulo Sérgio da Costa Pinto Júnior<sup>1</sup>,

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, E-mails: caroline.cunhafs@gmail.com, danielsilvestre.geo@gmail.com, davis@ufpa.br, roberta.azevedo@ig.ufpa.br, paulosergio.costa@gmail.com.

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) localiza-se no extremo sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 2011), este localizado no norte da Plataforma Sul-Americana (Cordani & Sato 1999). De acordo com Tassinari & Macambira (1999) a PC está situada mais exatamente na Província Amazônia Central. Essa província mineral foi gerada, reativada e tectonicamente estabilizada no Arqueano. No Paleoproterozóico foi afetada por um evento magmático extensivo, marcado por intrusões graníticas anorogênicas e por diques associados (Dall’Agnol *et al.* 2005, Macambira & Lafon 1995). Dall’Agnol *et al.* (1997) dividem a PC tectonicamente no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria a sul, Bacia Carajás a norte e Domínio de Transição entre as duas primeiras. Vasquez *et al.* (2008) dividiram a Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria, fazendo com que Feio (2011) redefinissem o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição, pertencente à porção sul do Domínio Carajás.

O Granito Boa Sorte, um batólito que aflora nas proximidades de Água Azul do Norte, é composto basicamente por Biotita Monzogranitos e Leucomonzogranitos com quimismo cálcio-alcalino fortemente fracionado (Rodrigues *et al.* 2010), mostrando similaridades com o Granito Cruzadão descrito na região de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2012). Este apresenta idade de cristalização de 2,86 Ga.

### PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Foi feito um levantamento bibliográfico sobre os granitóides paleoproterozóicos da região do Granito Boa Sorte- Domínio Carajás, onde serão destacadas as suas características petrográficas, relações de campo, geocronologia e geoquímicas.

### SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

As medidas de suscetibilidade magnética foram realizadas em 60 amostras de mão no Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando suscetibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH INSTRUMENTS*, que permite medidas em materiais com SM variando até  $1 \times 10^{-7}$  SI. O tratamento dos dados foi realizado com o programa Minitab 16, através da elaboração de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência.

### RESULTADOS

Os valores de SM (Tabela 1) do Granito Boa Sorte variam de  $0,027 \times 10^{-3}$  (valor mínimo) a  $27,8000 \times 10^{-3}$  SIv (valor máximo), com média de  $3,9045 \times 10^{-3}$  SIv. Nota-se que cerca de 38% das amostras possuem SM com valor superior ao valor médio do corpo.

O histograma e o polígono de frequência (Figura 1 a e b, respectivamente) mostraram que a distribuição das amostras neste corpo é bimodal, com picos distintos nos valores de  $\log -3,4$  ( $0,3940 \times 10^{-3}$  SIv) e  $-2,4$  ( $3,2533 \times 10^{-3}$  SIv), sendo que cerca de 80% das amostras concentram-se nos intervalos entre  $\log -3,0$  ( $0,8387 \times 10^{-3}$  SIv) e  $-2,0$  ( $9,3333 \times 10^{-3}$  SIv).

Os dados de SM quando plotados no gráfico de probabilidade normal possibilitam a separação de 2 (duas) populações ou grupos de acordo com o agrupamento em dois seguimentos de reta com inclinações diferentes, designados genericamente de “A” e “B” com características magnéticas distintas com valores de SM aumentando no sentido da população “A” para a população “B”. Tanto a população “A”, quanto a população “B”, englobam amostras das fácies Biotita Monzogranito e Leucomonzogranito.

A população “A”, responsável pelo pico correspondente às amostras de mais baixa SM, englobam aproximadamente 28% das amostras estudadas e apresentam valores de SM situados no intervalo de  $0,0027 \times 10^{-3}$  a  $1,6867 \times 10^{-3}$  SIv com valor médio de  $1,3983 \times 10^{-3}$  SIv.

Tabela 1 - Dados de SM das populações A e B do Granito Boa Sorte.

Pop	Amostras	K ( $10^{-3}$ SIv)	Log (K)	Opacos	Fácies	Pop	Amostras	K ( $10^{-3}$ SIv)	Log (K)	Opacos	Fácies
B	DDA-24	1,9967	-2,6997	?	LMz	B	DDA-20	5,4900	-2,2604	0,3	LMz
B	EDC-43	2,1733	-2,6629	0,1	LMz	B	DDA-12	5,6267	-2,2497	?	LMz
B	DDA-11	2,2333	-2,6510	?	BMz	B	DD-06	5,6367	-2,2490	0,2	BMz
B	EDC-54B	2,2700	-2,6440	0,5	LMz	B	DD-01	6,1067	-2,2142	0	LMz
B	DDA-10	2,3800	-2,6234	0,7	BMz	B	CP-107A	6,2133	-2,2067	0,3	LMz
B	CP-107B	2,5633	-2,5912	?	LMz	B	DDA-03	6,4467	-2,1907	0,6	LMz
B	ADK-81	2,5900	-2,5867	1,1	BMz	B	DD-12	6,5267	-2,1853	0,4	BMz
B	CP-110	2,7633	-2,5586	0,3	LMz	B	DDA-14	7,0967	-2,1489	?	BMz
B	EDC-57	2,8000	-2,5528	?	LMz	B	SE-29	8,1200	-2,0904	0,1	BMz
B	DD-05	2,8100	-2,5513	0,1	BMz	B	DDA-22	9,3333	-2,0300	0,1	LMz
B	EDC-55	3,0344	-2,5179	0,4	LMz	B	SE-25	10,4467	-1,9810	0,1	LMz
B	EDC-36A	3,0450	-2,5164	0,1	LMz	B	CP-109A	10,7167	-1,9699	?	BMz
B	CP-38	3,1067	-2,5077	Tr	BMz	B	EDC-57	27,8000	-1,5560	?	LMz
B	ADK-35B	3,1467	-2,5021	?	LMz	A	CP-67	0,0027	-5,5740	?	LMz
B	DD-02	3,2533	-2,4877	0,3	LMz	A	ADK-33	0,0667	-4,1761	?	LMz
B	EDC-46A	3,3133	-2,4797	0	LMz	A	SE-39	0,1673	-3,7764	0,1	BMz
B	EDC-24	3,3733	-2,4719	0,6	LMz	A	SE-33A	0,3280	-3,4841	?	LMz
B	DDA-21	3,7883	-2,4216	Tr	LMz	A	PT-65	0,3940	-3,4045	?	LMz
B	DD-13	3,8067	-2,4195	0,1	LMz	A	CP-108	0,5190	-3,2848	0,1	LMz
B	DDA-01	3,8600	-2,4134	0,3	LMz	A	ADK-41	0,5257	-3,2793	0,1	LMz
B	DDA-09	3,9500	-2,4034	?	LMz	A	EDC-56B	0,5967	-3,2243	?	LMz
B	EDC-38	4,2433	-2,3723	0,1	BMz	A	CP-106	0,8387	-3,0764	0,1	LMz
B	EDC-45	4,2667	-2,3699	0,3	LMz	A	ADK-32	0,9623	-3,0167	0,2	LMz
B	DD-04	4,4867	-2,3481	0,4	BMz	A	DD-03	1,1550	-2,9374	0,1	LMz
B	DDA-18	4,4900	-2,3478	?	LMz	A	DD-07	1,2367	-2,9077	?	BMz
B	ADK-34	4,5233	-2,3445	Tr	LMz	A	EDC-37	1,2975	-2,8869	?	LMz
B	DDA-19	4,6033	-2,3369	?	LMz	A	CP-68B	1,3300	-2,8761	0,1	BMz
B	DDA-16A	4,8667	-2,3128	?	LMz	A	DDA-15	1,6700	-2,7773	?	BMz
B	DDA-17	5,2133	-2,2829	0,5	LMz	A	CMD-03	1,6767	-2,7756	0,2	BMz
B	SE-24	5,3033	-2,2755	0,1	BMz	A	CP-66	1,6867	-2,7730	0,1	LMz

? Conteúdo de opacos não determinado

A população “B”, composta predominantemente por amostras da fácies Leucomonzogranito (LMz), com 69% do total de amostras, apresenta valores de SM entre  $1,9967 \times 10^{-3}$  e  $27,8000 \times 10^{-3}$  SIv com média de  $4,9785 \times 10^{-3}$  SIv.

## CONCLUSÕES

Os valores de SM do Granito Boa Sorte apresentam distribuição assimétrica negativa quando plotados em histograma e quando aplicados em diagrama de probabilidade normal exibem distribuição de acordo com dois seguimentos de reta definindo duas tendências centrais que caracterizam duas populações magnéticas definidas genericamente como “A” e “B”. As duas populações caracterizadas através do agrupamento de valores de SM precisam ter seus minerais magnéticos estudados para que se entenda a relação do magnetismo com a petrogênese e por fim que se possa avaliar as condições de fugacidade e evolução do magma gerador do Granito Boa Sorte em trabalhos futuros.

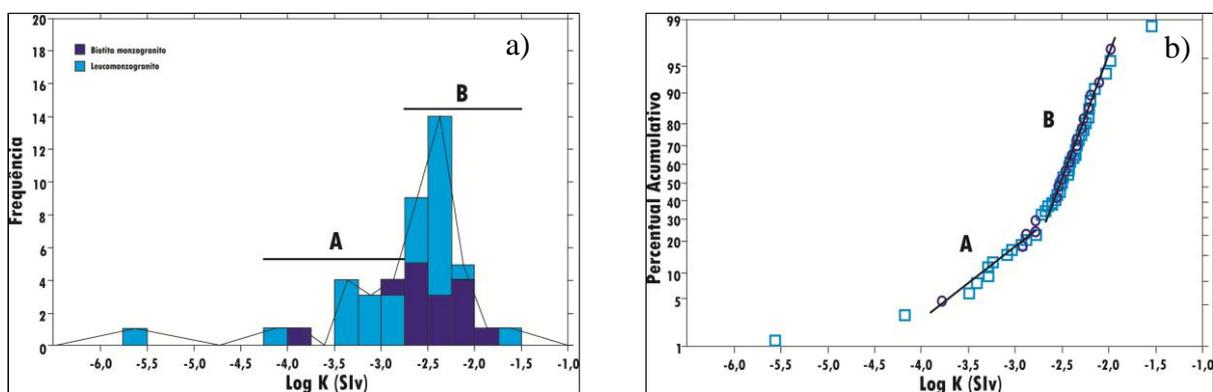


Figura 1- a) Histograma de frequência, referente aos dados de suscetibilidade magnética do Granito Boa Sorte, b) Gráfico de probabilidade normal.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Almeida J.A.C., Dall'agnol R., Oliveira D.C. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 36:282-295.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, (submitted), v.187, p. 201-221.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitic rocks. *Episodes*, 22(3):167-173.
- Dall'Agno, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic, rapakivi, A-Type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* v 80, p. 01-129.
- Dall'Agno, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the carajás metallogenic province, eastern Amazonian Cráton. In: *Symposium On Magmatismo, Crustal Evolution, And Metallogenesis Of The Amazonian Craton*, Excution Guide, Belém., p. 99-150.
- Feio G.R.L. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 190p.
- Feio G.R.L., Dall'Agno R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres 2012.04.007.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010a. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CD-ROM.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de vila Sedere III, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CD-ROM.
- Rodrigues, D.S. 2011. Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Boa Sorte, Município de Água Azul do Norte- Província Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso (Curso de Graduação em Geologia)- Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Marabá, 88p.
- Silva Junior, R. O., Dall'agnol, R., Oliveira, E. P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoquímica Brasiliensis*, v. 13, p. 122-123.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n.3, p. 174-182.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 329p.

## CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DO GRANITO SÃO FRANCISCO E DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAINA NA REGIÃO DA SERRA DE SÃO FRANCISCO-TERRENO RIO APA- SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Cinthyá de Deus Souza<sup>1,4,5</sup>, Giulia Guimarães Barbosa Trivelli<sup>1,4,5</sup>, Maria Zélia Aguiar de Souza<sup>3,4,5</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>2,4,5</sup>.

Programa de educação tutorial-PET/UFMT<sup>1</sup>, Departamento de Geologia Geral-DGG<sup>2</sup>, Departamento de Recursos Minerais- DRM<sup>3</sup>, Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia em Geociências da Amazônia-GEOCIAM<sup>4</sup>, Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica- Guaporé<sup>5</sup>.  
Email: cinthyasouza17@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico realizado na Serra de São Francisco, localizada nas proximidades do Município de Porto Murtinho –MS, envolve rochas da Supersuíte Amoguijá do Terreno Rio Apa- SW do Cráton Amazônico (Fig.1) e, tem como objetivo caracterizar a geologia e petrologia das unidades cartografadas. Lacerda Filho *et al.* (2006) baseando-se em características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, subdividem o Terreno Rio Apa em três compartimentos geotectônicos distintos, denominados: Remanescente de Crosta Oceânica, Arco Magmático Rio Apa e Arco Magmático Amoguijá. O Arco Magmático Amoguijá é composto pela suíte homônima subdividida em rochas plutônicas (Suíte Intrusiva Alumiador) e vulcânicas e piroclásticas (Formação Serra da Bocaina).

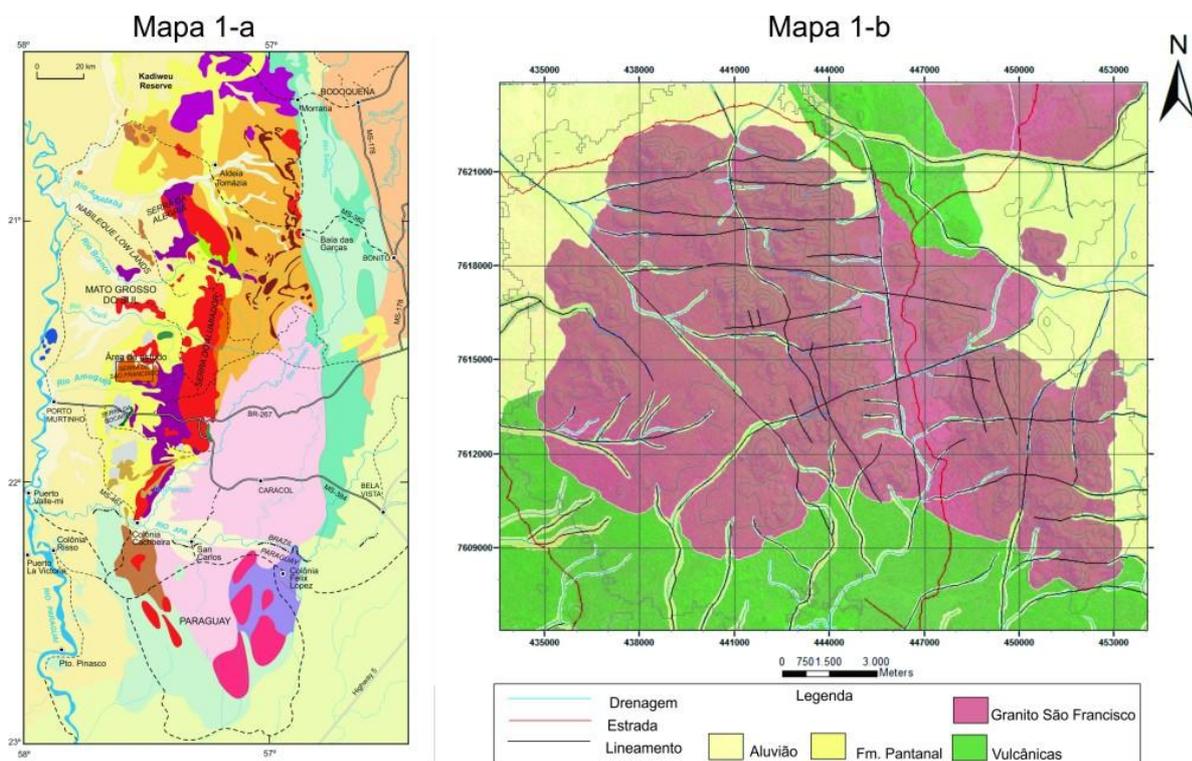


Figura 1- Mapa 1-a. Esboço geológico do Terreno Rio Apa no sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul (Brasil) e Noroeste do Paraguai. Extraído de Cordani *et al* 2010, consultar legenda em Cordani *et al* 2010. Mapa 1-b. Mapa geológico da Serra de São Francisco.

O estudo, inicialmente, constituiu de etapas de levantamentos bibliográficos e de trabalhos de campo, análises petrográficas, e estrutural preliminar. Em continuidade serão realizados estudos geoquímicos e isotópicos que serão relevantes para o conhecimento da evolução do magmatismo da Supersuíte Amoguijá.

### ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

Neste mapeamento foi constatada a ocorrência de rochas vulcânicas (Fig.2) em contato com graníticas, mas também, de faixas de anfibólito anisotrópico. Das vulcânicas podem se destacar duas fácies: Fácies Brecha

Ignimbrítica, e Ignimbrito rico em cristais. A primeira é composta por rochas de cores avermelhadas, acinzentadas, esverdeadas e arroxeadas, que são caracterizadas pela grande quantidade de fragmentos líticos elipsoidais, arredondados ou angulosos, com contatos abruptos a irregulares, tamanhos entre 0,3 e 7,0 cm, alguns constituídos de fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino imersos em matriz de tamanho cinza fina e às vezes, amígdalas. Os cristaloclastos essenciais identificados nesta fácies são de mesma composição dos fenocristais. A Fácies Ignimbrito rico em cristais apresenta cor vermelho a cinza-escuro, fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino imersos em matriz cinerítica fina. Os cristaloclastos, quando identificáveis a olho nu, são de quartzo e plagioclásio, com dimensões sempre inferiores a 3,0 mm.

Os granitos são leucocráticos, de cor rosa a vermelho, equi a inequigranulares, muito finos a médios até porfíricos, anisotrópicos. Duas fácies petrográficas foram identificadas, ambas de composição monzogranítica sendo uma de granulação média e outra muito fina (microgranito), dominando, respectivamente, a parte mais elevada e central da Serra.

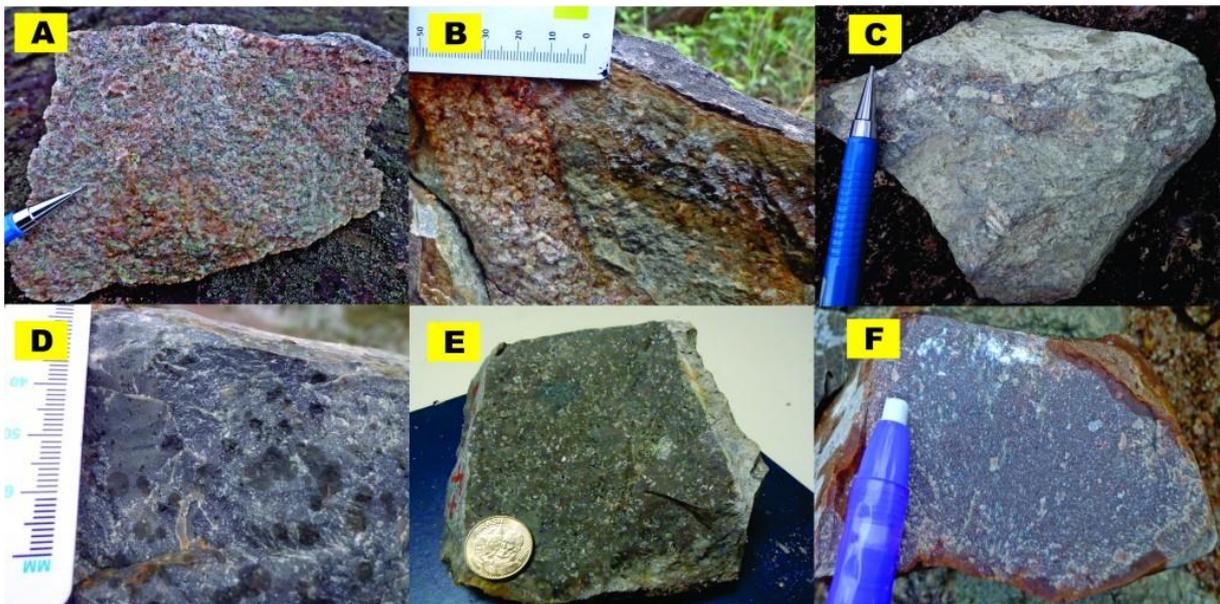


Figura 2- Fotografias de amostras de rochas que ocorrem na Serra de São Francisco: (A) Aspecto anisotrópico do Granito São Francisco, (B) Dique do Granito intrude as rochas vulcânicas da Serra, (C) e (D) fragmentos líticos em Brecha Ignimbrítica, (E) e (F) aspecto maciço do Ignimbrito rico em cristais.

Ao microscópio, as rochas graníticas apresentam textura inequigranular fina a média, constituídas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, e biotita como único mineral máfico essencial, (Fig. 3). O quartzo ocorre em grãos anédricos arredondados com extinção ondulante e em subgrãos. Por vezes, recristalizado contornando cristais de feldspatos alcalino, ou disposto em mosaico. O plagioclásio, identificado como albita, apresenta-se em grãos anédricos alongados a cristais euédricos tabulares fortemente saussuritizado ou argilizado, com geminação albita e periclina, por vezes, combinadas e lamelas dobradas ou truncadas evidenciando deformação dúctil/rúptil, sendo observado também como fase hospede das pertitas. O feldspato alcalino está representado pela microclina e, ocorre em grãos anédricos a subédricos, com geminação em grade com intercrescimento pertítico e forte alteração para argilominerais. A biotita ocorre em plaquetas e palhetas, isoladas ou formando agregados, parcial a totalmente cloritizada com inclusões de cristais euédricos a subédricos de zircão que nela desenvolve halos pleocróicos. A paragênese de alteração é formada por clorita, epidoto, opacos, argilominerais e muscovita.

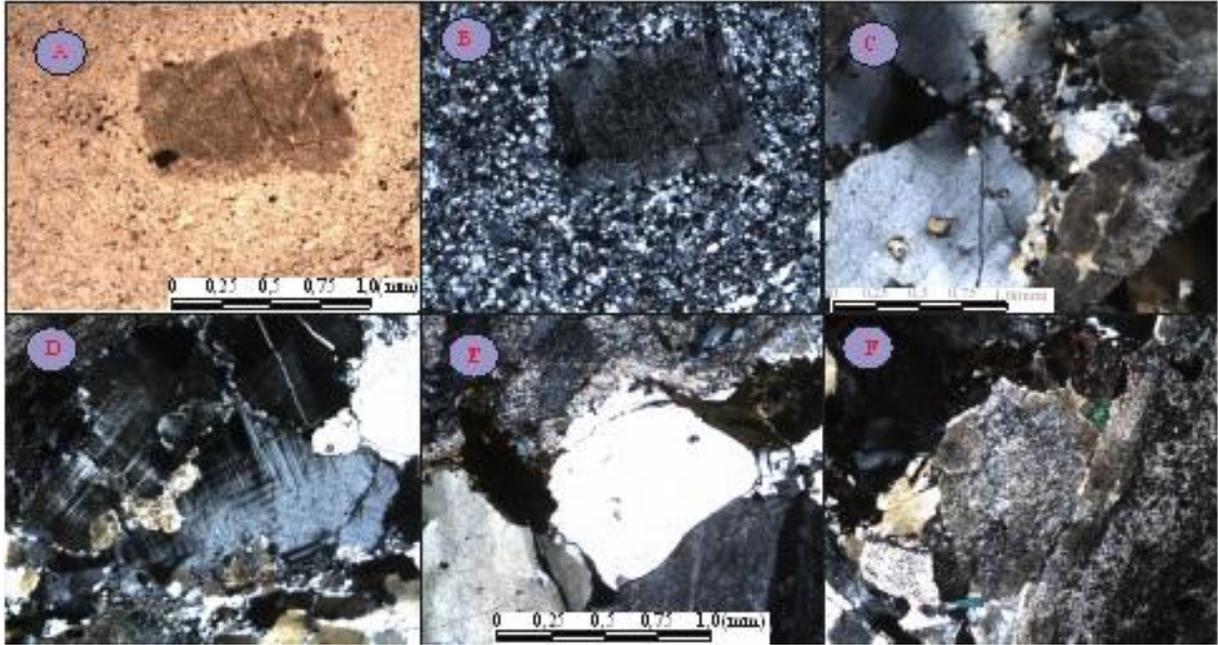


Figura 3- Fotomicrografias de rochas do Granito São Francisco: (A) textura porfirítica da Fácies Microgranítica, (C) recristalização de quartzo, (D) microclina peritítica com drops de plagioclásio mais alterado, (E) textura inequigranular xenomórfica e biotita representando o único máfico essencial, (F) feldspato argilizado. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados a direita em (A) e cruzados em (B), (C), (D) e (E).

#### ANÁLISE ESTRUTURAL PRELIMINAR

O Granito São Francisco assim como o anfibolito possui orientação mineralógica definindo uma foliação penetrativa (S1), caracterizada como xistosidade. De acordo com as 21 medidas de foliação verificam se o predomínio de mergulhos baixos, entre 25° e 35°, principalmente nos azimutes 80 a 100. Por meio desses dados, foi possível elaborar um diagrama de isofrequência, figura 4, que evidencia densidade máxima para os planos 100/33.

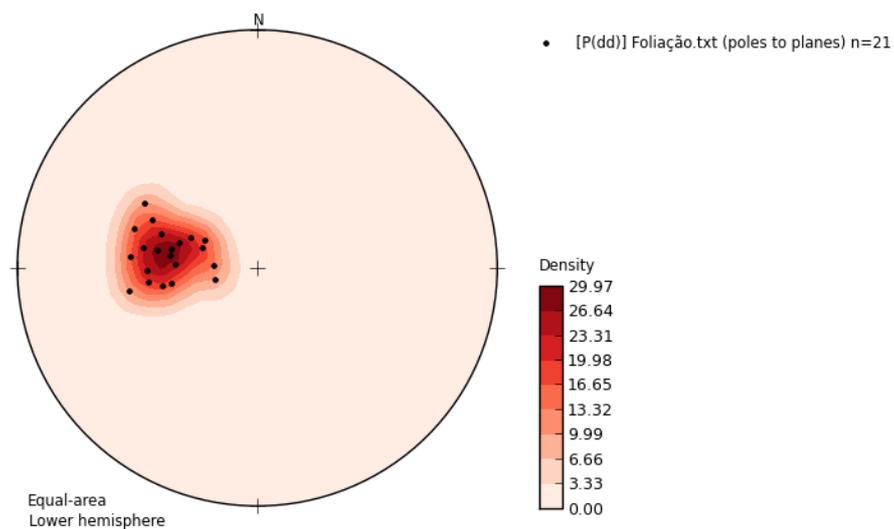


Figura 4- Diagrama de isofrequência para foliação evidencia densidade máxima para os planos 100/33.

## CONCLUSÃO

O estudo da área possibilitou a identificação de um magmatismo ácido, plutônico e vulcânico na Serra de São Francisco. As vulcânicas são constituídas por duas fácies: Brecha Ignimbrítica e Ignimbrito rico em cristais e mantêm contato intrusivo com as rochas plutônicas. Estas últimas apresentam composição monzogranítica em duas fácies principais: uma de granulação fina porfirítica e outra média inequigranular, apresentando registro de uma única fase de deformação (S1), com direção preferencial NE e mergulhos baixos. Neste mapeamento, também foi encontrado faixas de anfíbolito anisotrópico em contato abrupto com o Granito São Francisco.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq Universal (479779/2011-2), PROCAD (096/2007), GEOCIAM- Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia, Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica- Guaporé, e ao Programa Tutorial de Ensino-PET pelo incentivo a pesquisa e suporte financeiro fundamental para realização desta pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., and Ruiz, A. S., 2010. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, **310**:1-43.
- Lacerda Filho, J.W., Brito, R.S.C., Silva, M.G., Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DE 1,97 GA MINERALIZADAS EM OURO DA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA)

Cláudia do Couto Tokashiki<sup>1</sup> (claudiatokashiki@usp.br), Caetano Juliani<sup>1</sup> (cjuliani@usp.br), Lena V. S. Monteiro<sup>1</sup> (lena.monteiro@usp.br), Carlos Mario Echeverri-Misas<sup>1</sup> (carlosma99@yahoo.com), Maria Alexandra Aguja<sup>1</sup> (maagujab@gmail.com), Leonardo Brito Arrais<sup>2</sup> ([leoarraescha@hotmail.com](mailto:leoarraescha@hotmail.com))

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia/Geoquímica e Geotectônica, INCT - Geociam;

<sup>2</sup> Chapleau Resources Ltd/Magellan Minerals Ltd.

### INTRODUÇÃO

Ao final do Paleoproterozóico, o Cráton Amazônico foi palco de uma das mais importantes atividades magmáticas intermediárias a félsicas do mundo, responsável por recobrir uma área com cerca de 1.100.000 km<sup>2</sup> com rochas vulcânicas durante o evento conhecido como Uatumã *sensu lato* (Pessoa *et al.*, 1977).

Esse estudo apresenta a caracterização geoquímica das rochas hospedeiras de possíveis depósitos epitermais *low-* e *intermediate sulfidation* datados em ca. 1,97 Ga (Tokashiki *et al.*, 2013) na porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PAT). Esses resultados contribuem para uma melhor compreensão do contexto tectônico do magmatismo paleoproterozoico e possíveis zoneamentos metalogenéticos, em especial relativos ao desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais associados a sistemas vulcanoplutônicos até então atribuídos ao Evento Uatumã *sensu lato*.

### CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS LITOTIPOS

Mineralizações auríferas são associadas a estruturas tectônicas, mas associam-se espacialmente com domos vulcânicos constituídos predominantemente por riolitos (Riolito I e Riolito II) com fluxos de rochas vulcanoclásticas e diques de brechas fortemente hidrotermalizadas. Alteração potássica, propilítica, sericítica (Fig. 1E), argílica e carbonatização com carbonatos manganésíferos (Fig. 1M) foram caracterizadas nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. A alteração potássica (Fig. 1L) resulta na substituição de feldspatos ígneos por feldspato potássico hidrotermal (Fig. 1B), principalmente ao longo de suas bordas (Fig. 1D). Nas zonas de alteração propilíticas, minerais ferromagnesianos ígneos (Fig. 1C) são substituídos por clorita, que ocorre associada ao epidoto (Fig. 1F). Em algumas amostras de riolito, adulária (Fig. 1A) em paragênese com sericita e quartzo, típica de mineralizações epitermais *low-sulfidation*, foi identificada. Associadas às mineralizações auríferas em estudo estão presentes zonas de brechas intensamente argilizadas e carbonatizadas com carbonatos manganésíferos, o que sugere evolução do sistema epitermal (ou superposição) para condições *intermediate sulfidation*.

Pórfiros e rochas graníticas associadas a essas rochas vulcânicas são usualmente granofíricas (Fig. 1H) e tem, por vezes, relíquias de quartzo bi-piramidado (Fig. 1G), indicando colocação em ambiente sub-vulcânico. Tais litotipos também se mostram fortemente hidrotermalizados, com evidências de alteração propilítica (Fig. 1I), potássica e sericítica fissural. Como embasamento dos litotipos descritos, foram caracterizados tonalitos com textura hipidiomórfica (Fig. 1J) granular predominante em todas as amostras analisadas petrograficamente.

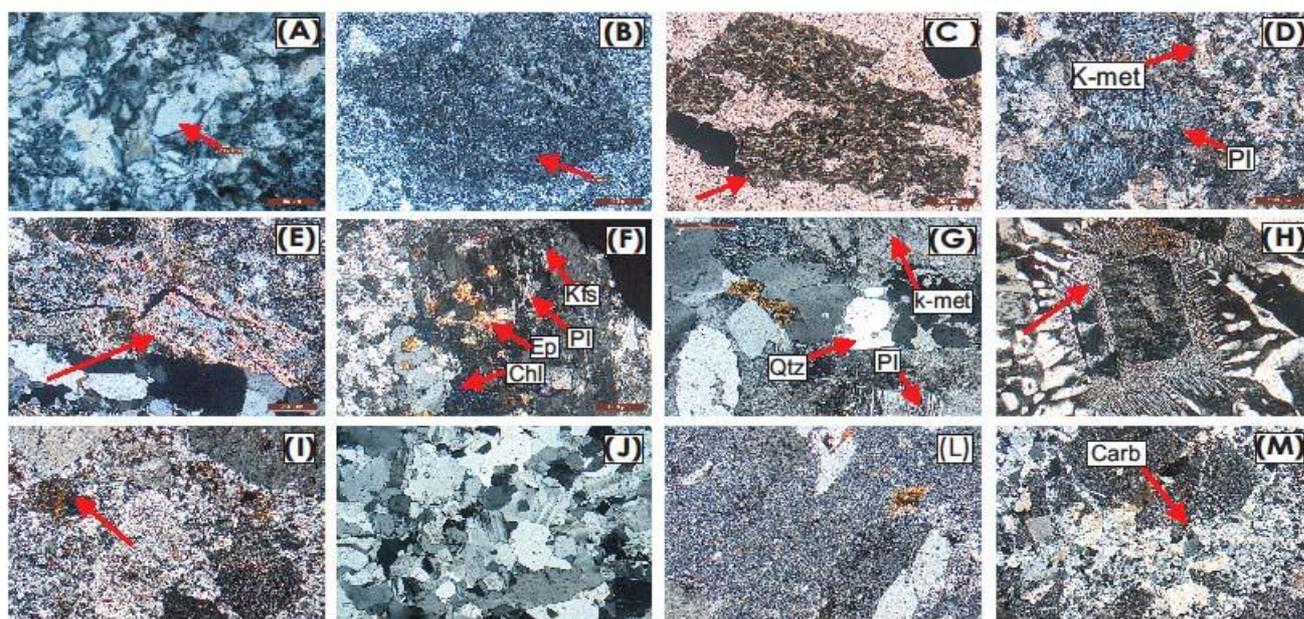


Figura 1 – (A) Exemplo de adularia em riolito hidrotermalizado, com um cristal mais grosso com forma pseudo-ortorrômbica; (B) Aspecto de um cristal de plagioclásio ígneo totalmente substituído por feldspato potássico hidrotermal; (C) Pseudomorfo de mineral ferromagnésiano ígneo, muito provavelmente biotita, formado predominantemente por clorita, em zona de alteração propilítica intensa; (D) Plagioclásio substituído por feldspato potássico hidrotermal nas bordas; (E) Alteração sericítica; (F) Aspecto de uma rocha afetada pelo metassomatismo potássico com propilitização superimposta; (G) Aspecto microscópico de um granito aflorante nas proximidades das vulcânicas, com textura hipidomórfica granular. Notar a presença de quartzo bipiramidado; (H) Textura gráfica bem desenvolvida em granito subvulcânico; (I) Aspecto de um pórfiro granítico com epidotização e propilitização muito intensas; (J) Tonalito do embasamento com textura hipidiomórfica granular; (L) Textura característica do riolito mais antigo (I) com forte alteração potássica e silicificação; (M) Aspecto do riolito II com carbonatação intensa. .

## GEOQUÍMICA

As rochas vulcânicas félsicas tem composição riolítica a álcali-riolítica (Fig. 2) e se assemelham a rochas formadas em arco vulcânico continental (Fig. 2A e 2B). Os padrões de distribuição dos ETR permitem a distinção de pelo menos duas sequências de riolitos cálcioalcalinos com rochas menos evoluídas até mais evoluídas (Figura 2E). Essas sequências distinguem-se principalmente pela intensidade das anomalias de Eu e pelo fracionamento das ETR pesadas. Em ambos os conjuntos notam-se leves anomalias de Ce, típicas de magmas gerados em ambiente de subducção.

Nas Figuras 02A e 02B pode-se observar que os granitos apresentam características de formação em ambiente transicional de arco vulcânico a intraplaca, o que sugere associação com magmatismo tardi- a pós-orogênico. Os granitos apresentam anomalias de Eu mais pronunciadas em relação às rochas vulcânicas e algumas amostras também apresentam leve anomalia de Ce.

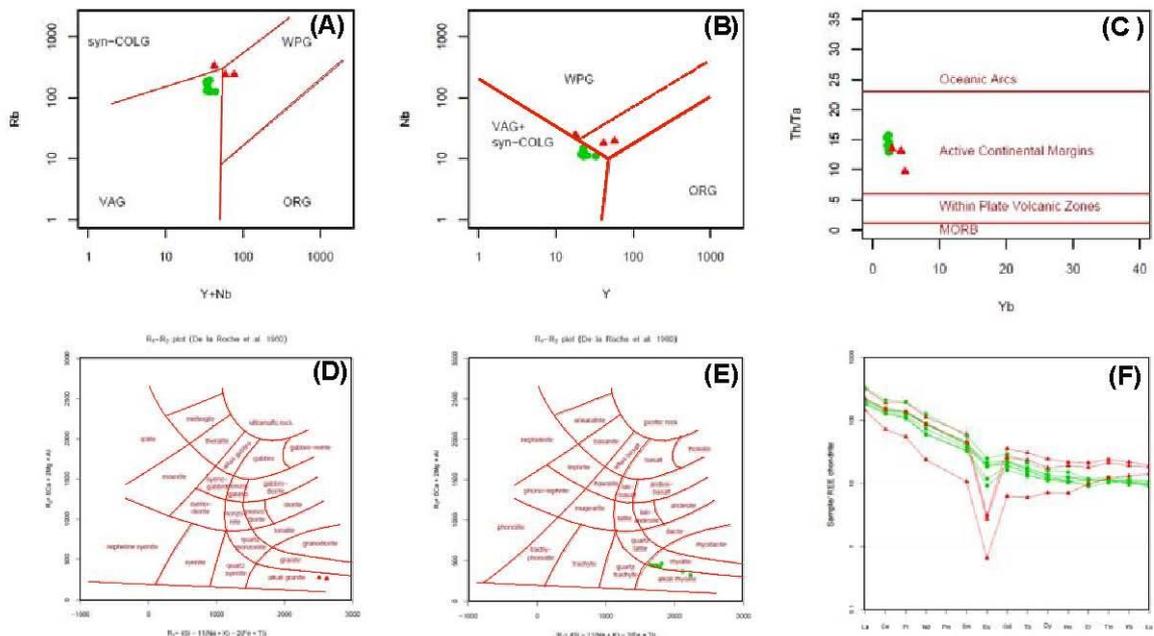


Figura 2 – Características geoquímicas dos granitos e riolitos baseados nos diagramas de Pearce (1980) - (A) e (B), Schandl & Gorton (2002) – (C), De la Roche (1980) – (D) e (E) e Nakamura (1974) - (F). (▲) = granitos; ● = vulcânicas).

## CONCLUSÕES

As mineralizações de ouro e de metais de base, apesar de estarem controladas por estruturas tectônicas, associam-se a zonas de alteração hidrotermal com adularia e sericita, bem como carbonatos manganésíferos, além de zonas de alteração argílica, propilítica e potássica. Essas alterações hidrotermais associam-se espacialmente a domos de riolitos e diques de brechas radiados e anelares, sugerindo fortemente que as mineralizações podem ser magmáticas-hidrotermais, vinculadas a sistemas epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation*. As rochas vulcânicas riolíticas a álcali-riolíticas hospedeiras das mineralizações apresentam afinidade cálcio-alcálica e características geoquímicas (razões  $Y+Nb$  vs.  $Rb$  vs.  $Nb$ ) de rochas formadas em arco vulcânico continental em ca. 1,97 Ga (SHRIMP IIe U-Pb em zircão; Tokashiki *et al.*, 2013). Os granitos (ca. 1,96 Ga; SHRIMP IIe U-Pb em zircão; Tokashiki *et al.*, 2013) associam-se com magmatismo tardi- a pós-orogênico, indicando a evolução do ambiente de arco vulcânico para o intraplaca. A afinidade geoquímica dos litotipos hospedeiros, assim como seu ambiente tectônico de formação, é análogo ao associado mundialmente a sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais de ouro e de metais de base (Corbett, 2008, Sillitoe, 2010). A caracterização de sistemas epitermais mais antigos (ca. 1,97 Ga) que os descritos por Nunes (2001) e Juliani *et al.* (2005) na PAT, que teriam ca. 1,88 Ga, reflete possível zoneamento tectônico e metalogenético, com sistemas magmático-hidrotermais mais antigos na parte sul da PAT, como proposto por Juliani *et al.* (2013).

**Agradecimentos:** CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT-Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS, CAPES e Chappleau Resources Ltd/Magellan Minerals Ltd. em especial aos geólogos Carlos Fernando Ulema Ribeiro e Guilherme Hughes.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Corbett, G.J. 2008. Influence of magmatic arc geothermal systems on porphyryepithermal Au-Cu-Ag exploration models. Australian Institute of Geoscientists, Bulletin 48, p. 25-43.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1,R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183–210.
- Juliani C., Rye O.R., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem. Geol.*, 215: 95-125.
- Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Echeverri-Misas C.M., Santiago E.S.B., Monteiro L.V.S., Carneiro C. de C., Fernandes C.M.Dias, Usero G. (No prelo) Metalogenia da Província Tapajós. CPRM.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Fernandes, C.M.D., 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism — Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. 33rd International Geological Congress, Oslo, Abstracts.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Carneiro, C. de C., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B., Aguja-Bocanegra, M.A., Tokashiki, C. do C., 2013. Controle tectônico e eventos magmáticos associados às mineralizações epitermais, do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de prospectividade. Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado, RS. [CDROM]
- Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Nunes, C.M.D., 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado IGc-USP.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956 - 983.
- Pessoa M.R., Andrade A.F. de, Nascimento J.O. do, Santos J.O.S., Oliveira J.R. de, Lopes R. da C., Prazeres W.V., 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus, CPRM/DNPM, V8.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Farias, M. S., Riker, M.S., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período de 2000-2006.
- Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, 105: 3-41
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Econ. Geol.* 97, 629-642.
- Tokashiki, C.T., Juliani, C., Echeverri-Misas, C.M., Aguja, M.A., Arrais, L.B. 2013. Eventos Vulcânicos de 1,97 Ga com Mineralizações de Ouro Epitermais Low-e Intermediate Sulfidation na Porção Sul da Província Aurífera do Tapajós (Pa). Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém, PA. Resumo submetido.

## CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DA SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA -SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Daianne Amorim da Silva<sup>1</sup>, Gabriela Hernandes Villani<sup>1</sup>, Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2</sup>, Carlos Humberto da Silva<sup>2</sup>, Aryelle Lima de Moraes<sup>3</sup>, Bárbara Nanda Tomaz Ferreira<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia ICET/UFMT – daianneamorim66@hotmail.com; <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral ICET/UFMT – gabriellageologia@gmail.com; acdcosta@ufmt.br; chsilva@ufmt.br; <sup>3</sup>Curso de Graduação em Geologia ICET/UFMT – aryelle\_lima@hotmail.com; barbarageoufimt@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

Este trabalho visa contribuir com a caracterização geológica, petrográfica e tipológica de zircões do Granito Indiavaí, da Suíte Intrusiva Pindaituba que está inserida nos domínios da Folha Jauru (SW do Cráton Amazônico). Com base no conhecimento geológico prévio da área, feito em parceria com o Serviço Geológico do Brasil e a UFMT, objetiva-se caracterizar detalhadamente esta suíte, seu significado geoquímico e a tipologia dos zircões.

### METODOLOGIA

Preliminarmente, foi realizada uma revisão bibliográfica para descrever a evolução geológica da região, com a leitura e compreensão dos artigos e trabalhos publicados. A seguir, fazendo uso dos laboratórios do Departamento de Recursos Minerais da UFMT foi possível separar amostras para: a) confecção de lâminas delgadas para análises petrográficas e b) separação de minerais pesados.

Os procedimentos utilizados para separação de minerais pesados foram os seguintes: britagem, peneiração, separação dos minerais pesados através de técnicas de separação por líquido denso (bromofórmio), separador magnético (Frantz); e por fim, separação manual dos grãos de zircão através da lupa binocular, seleção de 29 grãos de zircões para agrupamento em populações e envio das mesmas para análise geoquímica.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Ruiz (2005) baseia-se nas características litológicas, geocronológicas, datadas por U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar, e estruturais da região do SW do Cráton Amazônico para dividi-lo em cinco Domínios Tectônicos, termo adotado pelo autor, que são o Domínio Santa Bárbara, Domínio Paraguá, Domínio Cachoeirinha, Domínio Jauru e Domínio Rio Alegre (Figura 1).

Ruiz (2005) descreve essa unidade como uma suíte subalcalina a cálcico-alcalina de médio a alto K e de natureza peraluminosa a metaluminosa. Esta unidade tem suas intrusões graníticas individualizadas pelo mesmo autor em: Granito Lucialva, Granito Indiavaí, Granito Sapé e Granito Pindaituba. Dentre esses o Granito Indiavaí é unidade alvo deste estudo e é individualizado em termos de rochas ígneas monzogranitos a sienogranitos e tendo a textura rapakivi característica comum a maior parte das rochas.

### PETROGRAFIA

As rochas do Granito Indiavaí afloram com boa exposição próximo à Fazenda Orua, tem granulometria fina a média, é holocristalina, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica e possui contatos irregulares entre os cristais. Mineralogicamente é composta por feldspato (20%), quartzo (20%), plagioclásio albita (15%), biotita (30%), sericita (5%), apatita (5%) e minerais opacos.

O feldspato apresenta-se em cristais subédricos com granulação média, variando de 0,5 a 1 mm. O quartzo possui cristais subédricos com granulação média, variando de 1 a 1,25 mm. O plagioclásio albita encontra-se em cristais subédricos, com macla polissintética e granulação média, de 1 mm. A biotita exibe cristais subédricos com granulação de fina a média, variando de 0,4 a 0,6 mm. A sericita mostra cristais com granulação muito fina, de 0,1 mm. A apatita possui cristais na forma de grãos levemente alongados com granulação fina, variando de 0,1 a 0,2 mm.

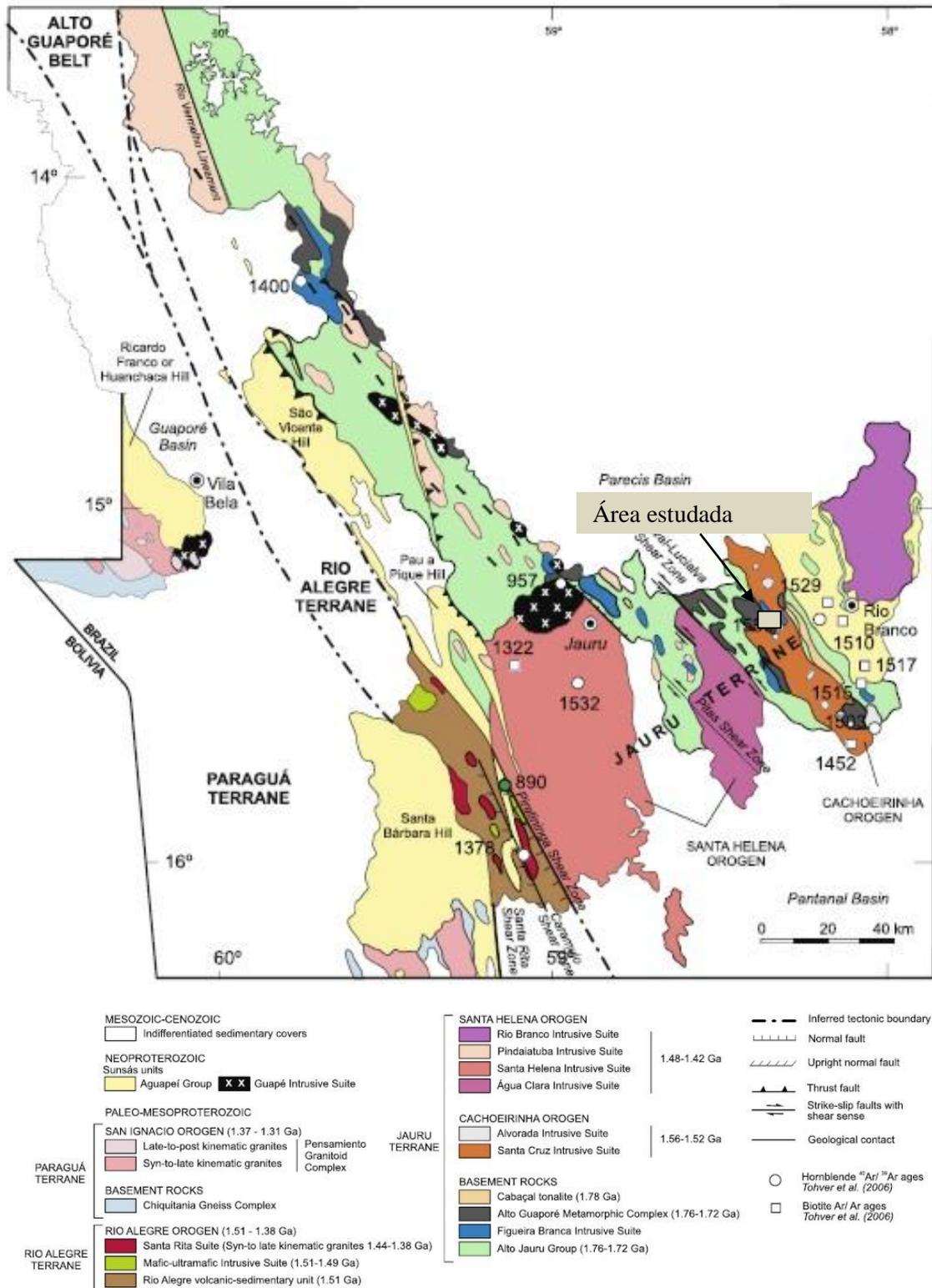


Figura 1- Mapa Geológico de Bettencourt et al. (2009), com a localização da Área onde afloram os granitos da Suite Intrusiva Pindaituba do SW do Cráton Amazônico.

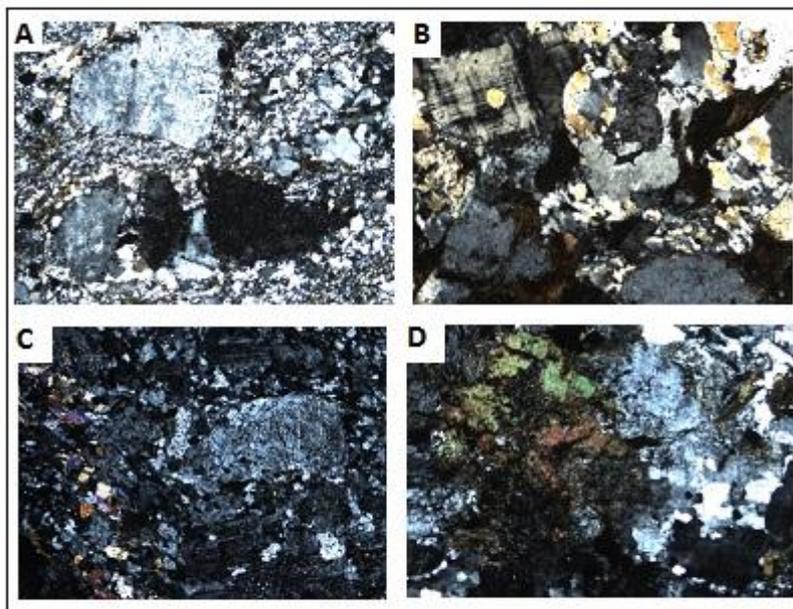


Figura 2 - Fotomicrografias de sessões delgadas das amostras estudadas. Todas as imagens com polarizadores cruzados (lente de 10x) no microscópio óptico. (A) Fenocristais de feldspato em uma matriz quartzo-feldspática de granulação média. (B) Aspectos da textura da rocha e formação de subgrãos de quartzo. (C) Processo de formação de pequenos cristais de mica a partir do feldspato. (D) Cristais de biotita e sericita em contato com feldspato.

### ASPECTOS GEOQUÍMICOS

No intuito de caracterizar a geoquímica da Suíte Intrusiva Pindaituba (SIP), foram selecionadas amostras de rochas das intrusões graníticas Lucialva e Indiavaí (Pau D'algo), que constituem a Suíte nos Domínios da Folha Jauru. A classificação petrográfica da suíte no diagrama QAP (Le Maitre, 1989) foi feita por Ruiz (2005) e Fernandes e Silva (2007) onde as rochas posicionam-se nos campos dos Monzogranitos (Granitos Lucialva) e sieno a monzogranitos (Granito Indiavaí).

Ruiz (2005) caracteriza esta suíte e mostra que estas rochas posicionam-se nos campos dos granodioritos, tonalitos e monzogranitos. Os dados desde autor caracterizam uma suíte subalcalina e cálcio-alcalina de médio a alto K e de natureza peraluminosa a metaluminosa, colaborando os dados apresentados aqui. As intrusões graníticas em estudos foram geradas em um ambiente tectônico que varia dos estágios pré a sin-colisional, até tardi-orogênico e também ocupam os campos dos granitos de arco magmático e intra-placas (anarogênicos).

### RESULTADOS

De uma amostra do Granito da Suíte Intrusiva Pindaituba, que foi escolhida e preparada, foi obtida e selecionadas 29 grãos de zircão (Figura 3). Os grãos foram e agrupados em quatro populações diferentes segundo o critério de cor, fratura, inclusões, relação de altura/largura (tamanho), faces, zoneamento e outras características. A primeira população é formada por cristais de zircão com cores castanho, ora amareladas ora translúcida, com fraturas nas bordas e retilíneas, inclusão arredondadas e oxidação de ferro, tamanhos entre 4:2 à 3:1, com faces piramidais e arredondadas, sendo que alguns dos grãos estão quebrados.

Na segunda população é formada por cristais de zircão com a cor castanho escuro, com raras fraturas retilíneas, com inclusões raras de opacos e óxidos de ferro, com tamanho entre 3:1 à 2:1, sendo as faces bipiramidais. Na terceira população são formadas por cristais de tamanhos entre 2:1 à 1:1, com fraturas nas bordas e retilíneas, com inclusões de opacos arredondados, sendo a sua cor castanho amarelada, com faces piramidais, sendo raros estes quebrados. A quarta população os zircão são castanho ora amarelado ora translúcido, com fraturas nas bordas, com raras inclusões de opacos arredondados, com tamanho entre 2:1 à 1:1, faces arredondadas e quebradas.

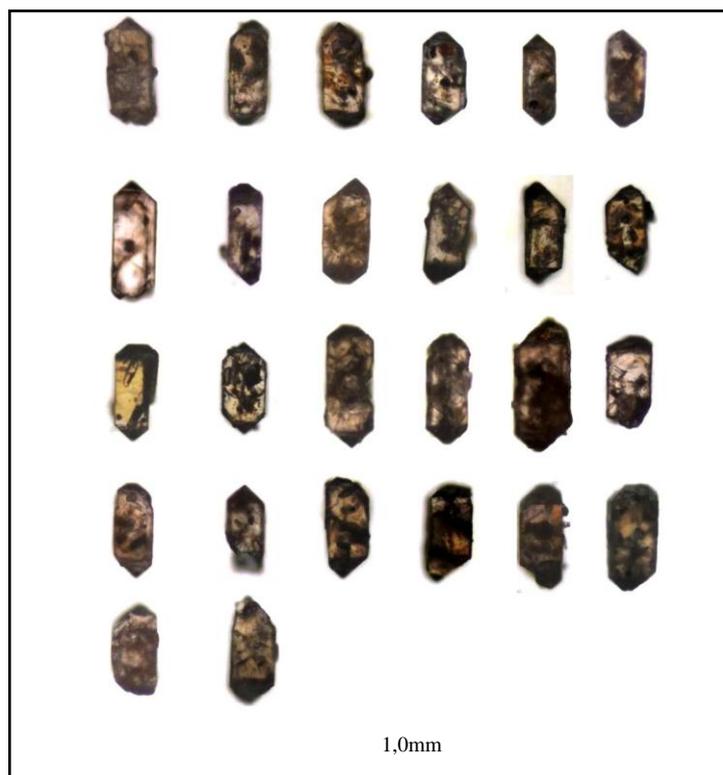


Figura 3- Cristais de zircão da Suite Intrusiva Pindaituba, com as famílias descritas no texto.

### CONCLUSÕES

Devido a presença de rochas cálcio-alcálicas e toleíticas, que pertencem a séries shoshonítica e high-k cálcio-alcálica, gráfico  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerillo e Taylor (1979), é possível predizer o ambiente de formação da SIP. O ambiente relacionado é um tectônico de margem continental ativa convergente, com a presença de *plateaus* e atividade magmática de vulcanismo explosivo, o que formou os riolitos. Também é relacionado um ambiente de formação em confinamento, onde se formou o granodiorito e o monzogranito, que são rochas plutônicas.

### REFERÊNCIAS

- Bettencourt, J. S.; Leite JR, W. B.; Ruiz, A. S.; MatoS, R. Payolla, B. L. & Tosdal, R. M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Science*. vol. 29 (2010). p. 28-46
- Cordani, U. G.; Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D.Jr.; Carlson, M.P.; McBride, J.H.; Martínez-Catalán, J.R. (Org.). *4-D Framework of Continental Crust*. Denver, USA: Geological Society of America, 2007, v. 200, p. 297-320.
- Ruiz, A.S. 2005. *Evolução Geológica do sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso*. Tese de Doutorado 2005, IGCE/UNESP 299p.

## ORIGEM E EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO GRANITO PEIXOTO – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT

Fernanda Rodrigues da Silva<sup>1,2</sup>; Márcia A. S. Barros<sup>1,2,3</sup>; Ronaldo Pierosan<sup>1,2,3</sup>; Mara Luiza B. P. Rocha<sup>4</sup>;  
Samantha E. M. Deluza<sup>3</sup>; Jhonattan Rocha<sup>3</sup> e Bruno Rodrigo Vasconcelos<sup>2</sup>.

<sup>1</sup>Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, DRM/ICET/UFMT

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação na Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, PPGEC/ICET/UFMT ([geologia.fernanda@gmail.com](mailto:geologia.fernanda@gmail.com))

<sup>3</sup>Curso de graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, ICET/UFMT

<sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências – Universidade de Brasília – UNB

### INTRODUÇÃO

O Granito Peixoto está inserido na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, na cidade homônima, norte do estado de Mato Grosso. A PAAF configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada ao norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós e a sul pelo Gráben dos Caiabis. A província abrange parte de diferentes províncias geocronológicas definidas por Tassinari e Macambira (1999) como: Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga) e Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) Santos *et al.*, (2000) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) no modelo de Santos *et al.* (2008).

O Granito Peixoto, inicialmente denominado como Granito Juruena por Paes de Barros (1994) e como Suíte Intrusiva Matupá (Souza *et al.*, 2005, Silva & Abram 2008), foi redefinido por Paes de Barros (2007) para o termo atual, baseado em dados geocronológicos, onde a idade obtida pelo método Pb-Pb em zircão, resultou em 1792±2 Ma, indicando relação temporal com granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires, datado por Santos *et al.*, (2000), por Pinho *et al.* (2003); Lacerda Filho (2004) em 1801Ma à 1756 ± 16 Ma. Recentemente Prado *et al.*, (2013) apresentou para o Granito Terra Nova a idade de 1727 ± 42 Ma. Barros, M *et al.*, 2013 (ver neste simpósio) corrige a idade de Prado *et al.*, (2013) usando zircões selecionados em imagens de catodoluminescência e datação por Shrimp, para 1776±30 Ma. O foco deste trabalho é discutir a evolução petrogenética do Granito Peixoto e compará-lo com outros corpos graníticos de mesma idade (Granito Terra Nova) que ocorrem na PAAF, utilizando dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos U-Pb (Shrimp).

### METODOLOGIA

As análises químicas foram realizadas no Laboratório Acme Analytical Laboratories LTD Vancouver Canadá. Os elementos maiores foram analisados seguindo metodologias relacionadas à ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) para elementos traços. As análises geocronológicas foram realizadas com o intuito de estabelecer as prováveis idades de cristalização do Granito Peixoto, usando o método U-Pb (SRIMP) em zircões. As amostras coletadas foram tratadas no Laboratório de Preparação de Amostras do DRM – UFMT, usando métodos convencionais de separação por concentração em bateia, onde cerca de 100 zircões foram separados manualmente para a amostra (FR-02 e FR-07) usando lupa binocular. Os zircões foram montados em epoxy no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP), e fotografados em catodoluminescência para estudos prévios à datação. Os dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) foram obtidos no CPGeo-IGC/USP.

### RESULTADOS

O Granito Peixoto (Figura 1) caracteriza-se como uma intrusão granítica elipsoidal de aproximadamente 140 km<sup>2</sup>, com seu eixo maior orientado segundo a direção WNW. Intrusivo em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, exceto a leste, onde faz contato com rochas da Suíte Intrusiva Matupá, aflora na forma de matações e constituindo morros.

Usando a classificação proposta pela IUGS (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989), neste trabalho dividimos o Granito Peixoto em três fácies petrográficas: monzogranito com biotita na porção sudeste e biotita granodiorito e biotita granodiorito com hornblenda, na porção noroeste. Macroscopicamente, o Granito Peixoto caracteriza-se como um leucogranito cinza claro a róseo de granulação grossa, inequigranular à porfirítico, cuja assembleia mineralógica principal é composta por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita na fácies monzogranítica, e com anfibólio na fácies granodiorítica, Nos termos

porfíricos, ambas as fácies apresentam cristais de K-F de até 2,5cm, ocorrendo inclusões de minerais máficos, plagioclásio zonado, geralmente com os núcleos saussuritizados, biotita lamelar e quartzo bem formado. Biotitas cloritizadas/oxidadas e vênulas de epidoto e quartzo retratam fases hidrotermais. Diques de diabásio ocorrem seccionando as variedades graníticas; enclaves são raros e quando presentes apresentam granulação fina e composição granodiorítica.

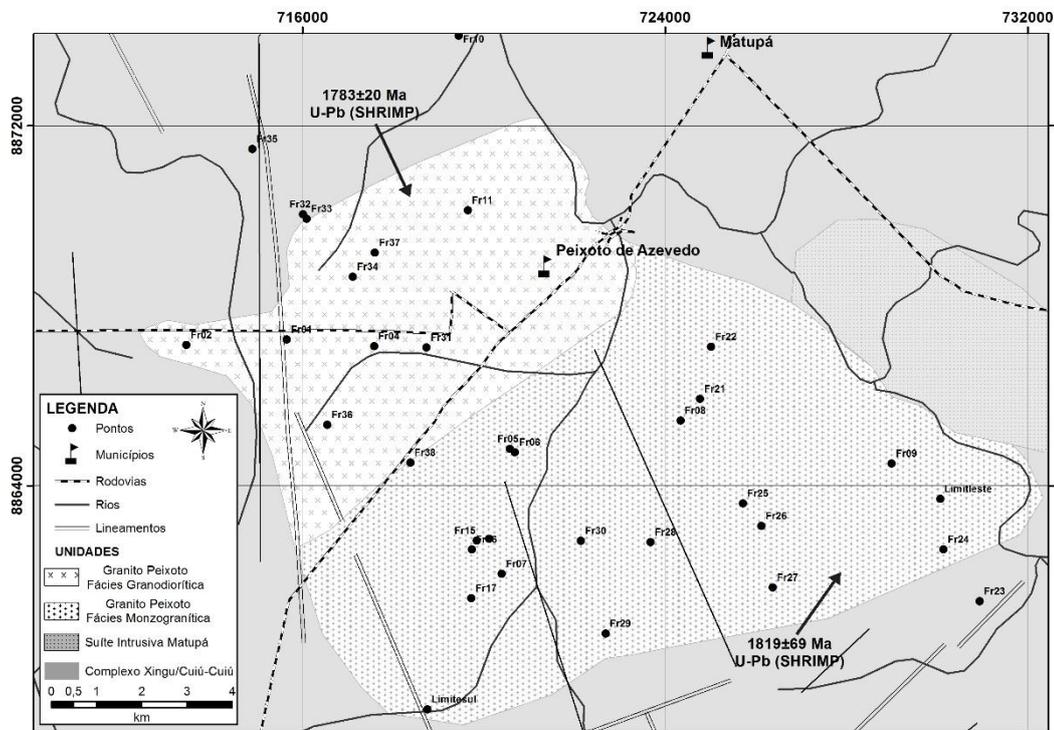


Figura 1- Mapa Geológico, faciológico do Granito Peixoto.

Petrograficamente ambas as fácies apresentam granulação grossa, são inequigranulares, coloração rósea na fácies monzogranítica e cinza-claro na fácies granodiorítica. Observa-se textura granular hipidiomórfica, apresentando, entretanto, variações locais para tipos porfíricos. Destaca-se, nesse caso, fenocristais de álcali-feldspatos (até 3,0 mm) na fácies monzogranítica e de plagioclásio (até 2,0 mm) na fácies granodiorítica, em matriz de granulação média.

Os minerais essenciais são representados por microclina (23,8%), quartzo (39%), plagioclásio (32,9%) e biotita (3%) para a fácies monzogranítica e microclina (13,3%), quartzo (39,6%), plagioclásio (40%), biotita (5%) e hornblenda (3%), para a fácies granodiorítica. Os minerais acessórios são representados por apatita, titanita, zircão, allanita, magnetita e outros minerais opacos. Como minerais de alteração ocorrem sericita- muscovita, argilo-minerais, epidoto/clinozoizita e clorita. A Fácies granodiorítica apresenta biotita e anfibólio como as principais fases máficas, sendo que, à medida que diminui a quantidade total de minerais ferromagnesianos das fácies, o anfibólio é substituído pela biotita. Nas fácies mais leucocráticas, o anfibólio desaparece, as proporções de biotita diminuem e as de clorita tornam-se mais expressivas.

## LITOGEOQUÍMICA

O Granito Peixoto classifica-se como monzogranito e granodiorito. Do ponto de vista da saturação em alumina é metaluminoso a peraluminoso. Em relação ao teor de K<sub>2</sub>O comporta-se em sua maioria como rocha da série cálcio-alcalina, alto-K. Considerando a classificação proposta por Frost *et al.* (2001), observa-se que o Granito Peixoto é magnesiano, embora um membro esteja no campo dos ferrosos (0,69-0,89). Os padrões de elementos terra raras (ETR) e de elementos-traço, normalizados pelo manto primitivo (McDonough e Sun 1992) e pelo condrito (Nakamura 1974), mostram que ambas as fácies exibem anomalias negativas de Ba, Nb, P e Ti e anomalias positivas de Rb, Th, U, K, Pb e Nd. O comportamento dos ETR nas duas fácies são caracterizados pelo enriquecimentos dos ETRL em relação aos ETRP, embora

esse enriquecimento seja mais pronunciado na fácies granodiorítica ( $La_n/Yb_n \approx 1,76-5,91$ ) do que na fácies monzogranítica ( $La_n/Yb_n \approx 1,25-2,41$ ), sugerindo que o fracionamento magmático, teria sido mais efetivo na fácies granodiorítica do que na monzogranítica. Nos diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), o Granito Peixoto apresenta forte afinidade com granitos pós-colisionais e com granitoides de arcos vulcânicos

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos até o momento indicam que o Granito Peixoto tem afinidade calcio-alcálica de alto potássio, varia de metaluminoso a levemente peraluminoso, com composição granodiorítica a monzogranítica e forte afinidade com granitos pós-colisionais, apresentando entretanto assinatura geoquímica preservada de arcos vulcânicos. Essas projeções podem representar a evolução geodinâmica do ambiente, desde arcos vulcânicos, representados pelos granodioritos e monzogranitos, até o encerramento do evento orogênico, em plataforma mais estável, com a colocação de rochas mais evoluídas. Essa tendência evolutiva sustenta-se pelas relações de campo que apontam que o Granito Peixoto é intrusivo no embasamento composto por granitoides do complexo Cuiú-Cuiú. O resultado de datação U-Pb (SHRIMP) ( $1783 \pm 20$ Ma) para a fácies granodiorítica e ( $1828 \pm 9$ Ma) para a fácies monzogranítica, indica relação temporal com granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires, datado por Santos *et al.* (2000); Pinho *et al.* (2003); Lacerda Filho (2004); Prado *et al.*, (2013) e Barros, M *et al.*, (2013) (Neste simpósio). A idade obtida para a fácies monzogranítica ( $1828 \pm 9$  Ma) mostra a necessidade de obterem-se novos dados geocronológicos para o granito em questão.

## REFERÊNCIAS

- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033–2048.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. (orgs) 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. CPRM. Goiânia. 200p. CD-ROM.
- Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo-SP. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p.
- Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p.
- Pinho M.A.S., Chemale Jr. F., Schmus W.R.V., Pinho F.E.C. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Prec. Res.*, **126**: 1–25.
- Prado E.S., Barros M.A.S., Pinho F.E.C., Pierosan R. 2013. Granito Terra Nova – petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **43**(1): 101-116.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4):453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazônico em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Secao Tematica III, Belem, Pará. CD-ROOM.
- Silva M. G. & Abram M.B. (orgs) 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A. Shanks, W.C. and Ridley W.I. (eds) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev. Econ. Geol.*, **7**: 1-35.

## GEOLOGIA DO NORTE DA FOLHA SÃO JOÃO DO GUAPORÉ - SD.21-Y-C-IV, FOCO NO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ, OESTE DA SERRA DE SANTA BÁRBARA - MT

Francisco Abel Pompeu de Campos<sup>(1,4,5,6)</sup>; Newton Diego Couto do Nascimento<sup>(1,4,5)</sup>; Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>(3,4,5)</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>(2,4,5)</sup> e Ronaldo Pierosan<sup>(3,4,5)</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>6</sup>frpcampos@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A Folha São João do Guaporé está localizada no sudoeste do estado de Mato Grosso, no município de Pontes e Lacerda, fronteira Brasil/Bolívia (Fig. 1A). Está inserida no contexto do SW do Cráton Amazônico dentro da Província Rondoniana – San Ignácio, porção afetada pela Orogenia Sunsás (Tassinari & Macambira 1999).

Bettencourt *et al.* (2010) interpretam que a Província Rondoniana – San Ignácio seja composta por sucessivas acreções de arcos vulcânicos, fechamento de bacia oceânica e colisão continental e a subdividem em terrenos: Jauru (1,78 – 1,42 Ga), Rio Alegre (1,51 – 1,38 Ga), Paraguá (1,74 – 1,32 Ga) e Alto Guaporé (1,42 – 1,34 Ga). Os mesmos autores sugerem que o embasamento do Terreno Paraguá seja constituído pelo Complexo Granulítico Lomas Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo Xistos San Ignácio e Complexo Granitóide Pensamiento, considerando a estratigrafia clássica proposta por Litherland *et al.* (1986).

Este resumo tem como finalidade apresentar dados inéditos do mapeamento realizado na porção norte da Folha São João do Guaporé, mais precisamente na borda oeste da Serra de Santa Barbara, próximo à divisa entre o Brasil e a Bolívia. O principal método de trabalho utilizado foi o mapeamento geológico, utilizando-se como ferramentas a petrografia e a análise estrutural associada à cartografia litoestratigráfica. A etapa de campo totalizou 18 dias, quando foram visitados 218 pontos com coleta de 173 amostras, das quais, 45 foram selecionadas para confecção e descrição de seções delgadas.

### ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS

Neste mapeamento, foram individualizados 1 granulito, 2 tipos distintos de gnaiss e 3 granitos, todos ilustrados no mapa (fig. 1B) e descritos a seguir em ordem cronoestratigráfica.

O Granulito Luchesi é uma pequena ocorrência de uma rocha máfica que exhibe bandamento gnáissico e textural bem desenvolvido com direção noroeste e mergulhos médios para nordeste, composto por Pl + Cpx + Opx + Qtz ± Hbl ± Bt ± Cl ± Tre/Act que se orientam formando uma trama predominantemente granonematoblástica (Fig. 2A).

O Gnaiss Furna Azul ocorre em lajedo nas margens do Córrego das Pedras na Fazenda Furna Azul, caracterizado pela complexidade estrutural com bandamento gnáissico dobrado e redobrado, bem como, por evidências de migmatização (Fig. 2B). É essencialmente constituído de Pl + FA + Qtz + Grt + Bt ± Msc ± Sil, apresenta grande quantidade de enclaves máficos e injeções de tonalitos a granitos.

O Granulito Luchesi é uma pequena ocorrência de uma rocha máfica que exhibe bandamento gnáissico e textural bem desenvolvido com direção noroeste e mergulhos médios para nordeste, composto por Pl + Cpx + Opx + Qtz ± Hbl ± Bt ± Cl ± Tre/Act que se orientam formando uma trama predominantemente granonematoblástica (Fig. 2A).

O Gnaiss Furna Azul ocorre em lajedo nas margens do Córrego das Pedras na Fazenda Furna Azul, caracterizado pela complexidade estrutural com bandamento gnáissico dobrado e redobrado, bem como, por evidências de migmatização (Fig. 2B). É essencialmente constituído de Pl + FA + Qtz + Grt + Bt ± Msc ± Sil, apresenta grande quantidade de enclaves máficos e injeções de tonalitos a granitos.

O Gnaiss Matão ocorre em blocos alinhados norte/sul, exhibe bandamento gnáissico onde níveis máficos intercalam-se com leitos félsicos de cor rosa e descrevem dobras apertadas a isoclinais. A paragênese essencial é formada por FA + Qtz + Pl permeados por Bt ± Hbl que se mostram recristalizados, contudo é comum observar *boudins* com injeção de material granítico nas extremidades (Fig. 2C).

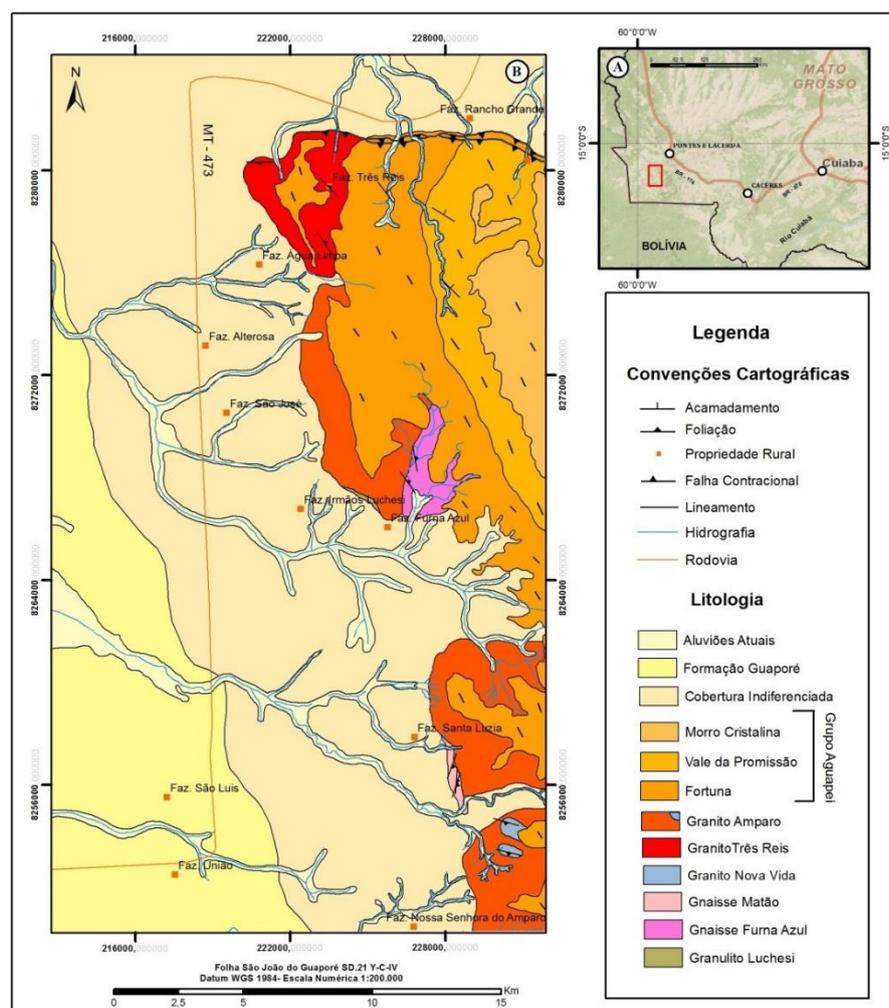


Figura 1- Aspectos cartográficos: A) mapa de localização da área partindo da capital Cuiabá; B) mapa geológico da porção norte da folha São João do Guaporé.



Figura 2- Aspectos de campo: A) detalhe do bandamento gnáissico no Granulito Luchesi; B) complexidade estrutural do gnaiss migmatítico Furna Azul; C) Gnaiss Matão cujo bandamento encontra-se boudinado com injeções graníticas nas extremidades.

O Granito Nova Vida é caracterizado como um protomilonito de composição sienogranítica, composto por porfiroclastos de FA associados a agregados de Qtz + Pl e por vezes Hbl + Bt. Ocorrem em blocos e matacões e ainda como enclaves em corpo granítico distinto (Fig. 3A).

O Granito Três Reis aflora nos domínios da fazenda homônima, com composição variando de tonalítica a monzogranítica, granulação fina a média e textura caracterizada pela presença de porfiroclastos margeados por agregados lepidoblásticos de biotita. A mineralogia é composta por Pl + Qtz + Bt ± FA que se orientam formando uma xistosidade com direção WNW e mergulhos moderados a altos para NE.

Este corpo apresenta uma particularidade no mínimo intrigante (Fig. 3B), observa-se blocos e matacões com estrutura gnáissica, exibindo a mesma composição, a não ser pela rara presença de granada.

O Granito Amparo tem a maior abrangência areal e está representado por granitóides finos que se classificam de tonalitos a sienogranitos. A esses litotipos encontram-se associadas fases aplíticas e pegmatíticas, enclaves do Granito Nova Vida milonitizado, além de sistema de fraturamento ortogonal e disjuntivo. Algumas vezes, observa-se orientação mineral, mas comumente as rochas são isotrópicas (Fig. 3C).



Figura 3- Aspectos de campo: A) textura porfiroclástica do Protomilonito Nova Vida cortado por dique de microgranito; B) afloramento do Granito Três Reis com textura ígnea e xistosidade, na parte superior, e enclave de gnaiss dobrado de mesma composição, na parte inferior; C) Granito Amparo com enclave do Protomilonito Nova Vida.

## CONCLUSÕES

O mapeamento realizado na porção norte da folha São João do Guaporé permitiu o reconhecimento de 6 litotipos distintos correlacionados com três unidades formais descritas no Terreno Paraguá (Tabela 1). As relações estratigráficas representam uma ordem de idades relativas, interpretadas a partir da geologia regional, comparando as descrições realizadas em regiões próximas com as características das rochas estudadas. A partir daí, sugere-se uma correlação com as unidades já descritas tanto no Brasil quanto em território boliviano. Portanto, sugere-se, para trabalhos futuros, a caracterização geoquímica dessas rochas, bem como a determinação de suas idades, utilizando os métodos convencionais de datação isotópica.

Tabela 1- Caracterização, direção e grau metamórfico das estruturas observadas da fase 2.

Litotipos Mapeados	Unidades correlacionáveis
<b>Granulito Luchesi</b>	Complexo Granulítico Lomas Manechis
<b>Gnaiss Furna Azul</b>	Suíte Intrusiva Serra do Baú/Complexo
<b>Gnaiss Matão</b>	Gnaissico Chiquitania
<b>Granito Três Reis</b>	Suíte Intrusiva Pensamiento/Complexo de
<b>Granito Nova Vida</b>	Granitoides Pensamiento
<b>Granito Amparo</b>	

## REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S. Leite W.B.J. Ruiz A.S. Matos R. Payolla B.L. Tosdal R.M. 2010 The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.
- Litherland M. Anells R.N. Darbishire D.P.F. Fletcher C.J.N. Appleton J. D. Berrangé J.P. Bloofield K. Burton C.C.J. Hawkin M.P. Klinck B.A Llanos A. Mitchell W.I. O'connor E.A. Pitfield P.E.J. Power G. Webb B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. London: British Geological Survey (Natural Environment Research Council). 153 p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B.1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 38: 174-182.

## GEOLOGIA E ANÁLISES PETROGRÁFICA E DEFORMACIONAL PRELIMINARES DOS GRANITOS TARUMÃ E MORRINHOS – TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Gabriela do Santos<sup>1,5,6</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>2,5,6</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>3,5,6</sup>, Ohana França<sup>4,5,6</sup>, Cinthya de Deus Souza<sup>1,5,6</sup>, Rafael Ferreira Cabrera<sup>4,5,6</sup>, João Batista de Matos<sup>3,5,6</sup>

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia/UFMT, email: [gabi.g.s@hotmail.com](mailto:gabi.g.s@hotmail.com)

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais/UFMT <sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT;

<sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé); <sup>6</sup>Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia em Geociências da Amazônia (GEOCIAM).

### INTRODUÇÃO

A região da Vila Ponta do Aterro (Fig. 1), município de Vila Bela da Santíssima Trindade-MT, está localizada geologicamente no Terreno Paraguá – SW do Crátón Amazônico e engloba rochas do embasamento paleoproterozoico e granitoides correlacionáveis às unidades definidas por Litherland *et al.* (1986) em território boliviano. Este trabalho apresenta uma caracterização geológica, petrográfica e deformacional preliminar dos granitos Morrinhos e Tarumã, da Suíte Intrusiva Pensamiento.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Rondoniana-San Ignacio, definida como um orógeno policíclico por Bettencourt *et al.* (2010), se expõe no SW do Crátón Amazônico, sendo formada pelos terrenos Jauru (1,78-1,42 Ga), Paraguá (1,74-1,32 Ga) e Rio Alegre (1,51 -1,38 Ga) e o Cinturão Alto Guaporé (1,42-1,34 Ga).

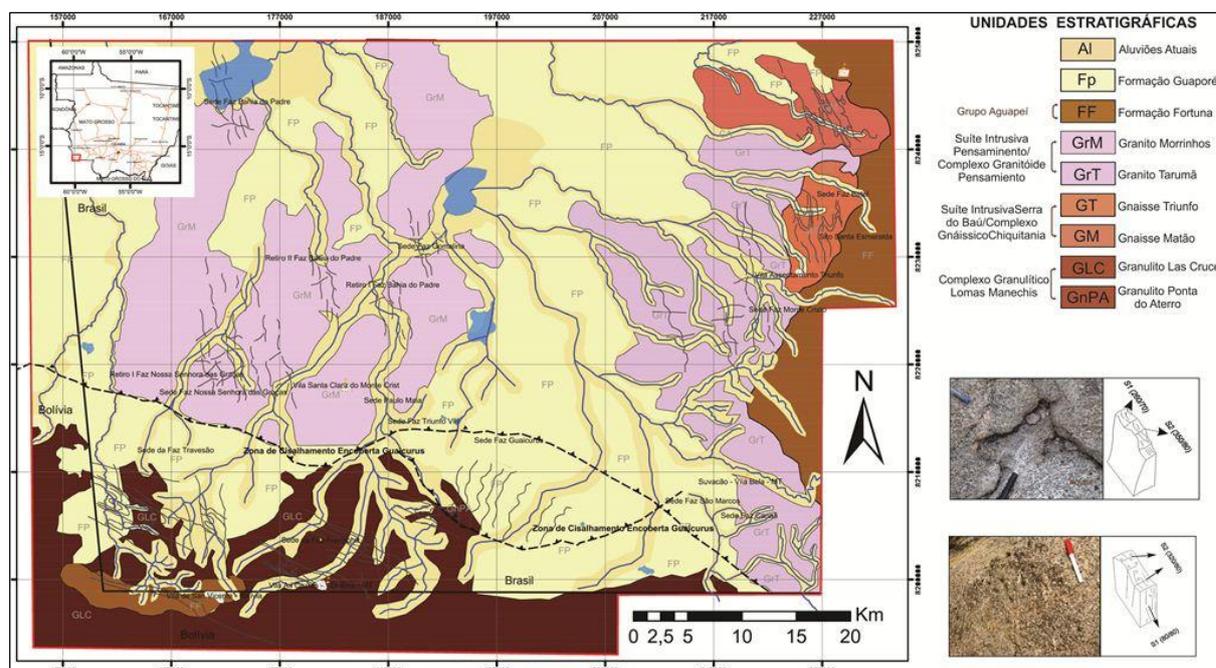


Figura 1- Mapa geológico da região da Vila Ponta do Aterro, destaque para a porção norte do Granito Tarumã e Morrinhos (modificado de Corrêa & França, 2011).

O Terreno Paraguá, conforme esses autores, compreende rochas do embasamento paleoproterozoico, como o Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo Xistos San Ignacio e Complexo Granulítico Lomas Manechis, além de granitoides mesoproterozoicos do Complexo Granitóide Pensamiento, definidos por Litherland *et al.* (1986) em território boliviano. Ruiz (2005) individualiza o Granito Tarumã como uma intrusão de dimensões batolíticas juntamente com o Granito Lajes. Posteriormente, Ruiz *et al.* (2011) correlaciona os granitos Lajes, Passagem, Guaporé e Tarumã, como corpos intrusivos da Suíte Intrusiva Pensamiento.

Côrrea & França (2011) individualizam o Granito Morrinhos, como um batólito e o descrevem juntamente com o Granito Tarumã como pertencentes à Suíte Intrusiva Pensamiento, que seria correspondente, em terreno brasileiro, ao Complexo Granitóide Pensamiento da Bolívia.

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITOS TARUMÃ E MORRINHOS

O **Granito Tarumã** corresponde a um batólito alongado, que constitui morrotes, lajedos e blocos com dimensões variadas, ocorrendo na porção sudeste da área mapeada, como também no centro-leste onde se encontra recoberto pelo Grupo Aguapeí e marca contato tectônico concordante com os gnaisses Matão e Triunfo. Exibe foliação penetrativa ( $S_1$ ) com direção N20-40W e mergulhos íngremes, principalmente entre 70° e 90° para SW, por vezes, cortada por veios de quartzo de espessura milimétrica a centimétrica. Apresenta foliação espaçada desenvolvida segundo o plano-axial de dobras suaves de  $S_1$ , enquanto  $S_2$  tem orientação dominante N50°-70°E/subvertical.

A análise do Granito Tarumã apresentada nesse trabalho, corresponde à porção norte do corpo, onde é composto por monzo a sienogranitos, leucocráticos, cinza-rosado a rosa-esverdeado, inequigranulares a porfíricos, médios a grossos, possuindo como paragênese principal quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino e biotita como máfico primário. Os fenocristais de feldspato alcalino ocorrem frequentemente orientados (Fig. 2: A).

Opticamente, apresenta textura hipidiomórfica (Fig. 2: B e C), sendo que a paragênese acessória está representada por opacos, apatita, fluorita, titanita, zircão e monazita e a de alteração por clorita, epidoto, sericita, calcita, muscovita, clinozoizita, argilominerais e opacos.

O plagioclásio, identificado como oligoclásio, ocorre algumas vezes como fase hóspede de pertitas e com intercrescimento de quartzo vermicular caracterizando textura mirmequítica. Apresenta como processos de alteração a sericitização, argilização e saussuritização. O feldspato alcalino ocorre como fenocristais de microclina e como grãos da matriz, podendo apresentar textura pertítica e gráfica. O quartzo exibe-se por vezes, estirados, ou recristalizado em interstícios, como também intercrescido com plagioclásio e feldspato alcalino. O máfico primário está representado pela biotita, que ocorre levemente deformada, por vezes, parcial a totalmente cloritizada, com inclusões de rutilo, caracterizando a textura sagenítica.

O **Granito Morrinhos** corresponde a um batólito alongado cujo eixo maior encontra-se orientado segundo a direção NNW aflorando como morros e lajedos em áreas rebaixadas, alagadas ou em baías. Ocorre na porção centro-oeste da área mapeada, onde apresenta contato tectônico com o Complexo Granulítico Lomas Manechis, estando recoberto em suas extremidades pelos sedimentos quaternários inconsolidados da Formação Guaporé. Apresenta a uma foliação penetrativa ( $S_1$ ) com direção N20-40W e mergulhos íngremes, principalmente entre 70° e 90° para NW e SW, localmente cortada por veios pegmatíticos (com direção N10E) e diques de composição granítica de granulação fina.

Essa unidade é constituída por granodioritos a monzogranitos, leucocráticos, cinza-claro a cinza-rosado, inequigranulares a porfíricos, médios a grossos, tendo como paragênese principal quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, hornblenda e biotita. Os litotipos porfíricos caracterizam-se pela presença de fenocristais de plagioclásio (Fig 2: D) apresentando fraca deformação.

Opticamente, apresenta textura xenomórfica a hipidiomórfica (Fig. 2: E e F), com paragênese acessória primária composta por titanita, apatita, zircão, rutilo, epidoto magmático, allanita e opacos; e os produtos de alteração hidrotermal ou associados a metamorfismo da fácies xisto verde estão representados pela sericita, epidoto, argilo-minerais, clorita, muscovita, titanita e opacos.

O plagioclásio está representado pelo oligoclásio e andesina, constituindo algumas vezes fase hóspede de pertitas, como também intercrescimento de quartzo vermicular caracterizando textura mirmequítica. É claramente distinguível a presença de duas gerações desse mineral, uma primária em que se observam cristais intensamente alterados e uma segunda, pós-magmática, em que os cristais ocorrem límpidos e recristalizados. Apresenta como processos de alteração a sericitização, argilização e saussuritização. O feldspato alcalino apresenta-se como fenocristais, em geral, expondo intercrescimento pertítico e gráfico. O quartzo ocorre geralmente nos interstícios, como subgrãos ou formando agregado recristalizado, bem como de hábito vermicular intercrescido com plagioclásio e feldspato alcalino. Os máficos primários são representados pela biotita e hornblenda. A primeira apresenta frequentemente alteração parcial para opacos e clorita como também agulhas de rutilo, caracterizando textura sagenítica. A hornblenda pode exibir geminação setorial e formar agregados ou evidenciar alteração com geração de clorita, biotita e opacos, desenvolvendo também textura *drop-like quartz*.

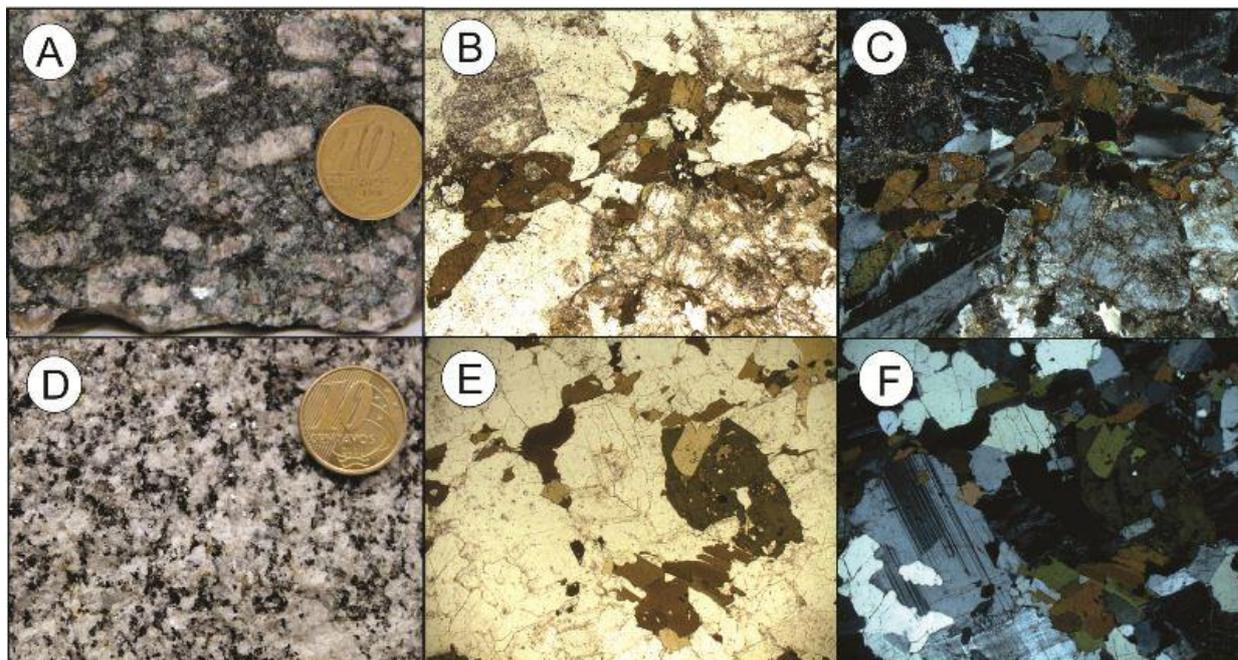


Figura 2- (A) Fotografia ilustrando fenocristais de feldspato alcalino orientados do Granito Tarumã; fotomicrografias ilustrando: (B e C) aspectos texturais e mineralogia principal do Granito Tarumã (plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita); (D) fotografia ilustrando aspecto tipicamente ígneo/pouco foliado do Granito Morrinhos; fotomicrografias ilustrando: (E e F) aspectos texturais e mineralogia principal do Granito Morrinhos (plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita e hornblenda). Polarizadores paralelos em B e E e cruzados em C e F.

### ASPECTOS DEFORMACIONAIS

Os Granitos Tarumã e Morrinhos estão situados a norte da Zona de Cisalhamento Guaicurus, exibem caráter polideformado, sendo identificadas duas fases de deformação dúctil a dúctil-ruptil. A primeira fase de deformação ( $F_1$ ), responsável principalmente pela formação de xistosidade penetrativa ( $S_1$ ) definida por uma trama orientada com direção geral NNW, e atitude média de 250/85 e 220/75. A segunda fase de deformação ( $F_2$ ) é responsável pelo desenvolvimento de uma superfície de foliação ( $S_2$ ), caracterizada por uma clivagem espaçada, do tipo clivagem de crenulação, segundo a atitude 350/80 e 170/80, que reorienta parcialmente as foliações  $S_1$  segundo a direção NEE, gerando dobras abertas e de arrasto, como também transpondo parcialmente a xistosidade  $S_1$ .

### CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os Granitos Tarumã e Morrinhos expõem-se na região da Vila Ponta do Aterro, município de Vila Bela da Santíssima Trindade-MT, compondo o Terreno Paraguá – SW do Cráton Amazônico, sendo definidos como corpos intrusivos de dimensões batolíticas. Ambos apresentam uma foliação penetrativa ( $S_1$ ), com direção N20-40W e mergulhos íngreme. O Granito Morrinhos é constituído por granodioritos a monzogranitos e o Granito Tarumã por monzo a sienogranitos; os dois são leucocráticos, com coloração predominantemente em tons de cinza a rosa; granulação média a grossa, por vezes porfíritica; tendo quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino como paragênese principal, e biotita como máfico primário do Granito Tarumã e biotita e hornblenda como máficos primários do Granito Morrinhos. Do ponto de vista deformacional, a área de ocorrência desses corpos situa-se a norte da Zona de Cisalhamento Guaicurus, onde ambos são afetados principalmente pela primeira fase de deformação ( $F_1$ ), resultando em uma foliação penetrativa do tipo xistosidade, condicionada por uma trama orientada com direção geral NNW.

### REFERÊNCIAS

Bettencourt, J. S.; Leite Jr., W. B.; Ruiz, A. S.; Matos, R.; Payolla, B. L.; Tosdal, R. M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An Overview. *J of S American Earth Sciences*, 29:28-46.

- Corrêa, A. D. P. & França O. 2011. Geologia, Geoquímica e Análise Estrutural da região Vila Ponta do Aterro (MT), ênfase nos granitos Tarumã e Morrinhos – Terreno Paraguá – Sw do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 90p. (Inédito).
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrangé, J.P., Bloomfield, K., Burton, C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Llanos, A., Mithcell, W.I., O Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G. E Webb, B.C. (Eds.) 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. Her Majesty's Stationery Office, London, 140 pp.
- Ruiz, A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 250p.
- Ruiz, A. S. ; Sousa, M. Z. A.; Matos, J. B.; Macambira, M. B. ; Lima, G. A. ; Faria, D. A. . Craton ou Terreno Paraguá? Uma discussão baseada em novos dados geológicos e geocronológicos do SW do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2011, Campinas. Anais do XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2011. v. único. p. 239-242.

## SUÍTE INTRUSIVA RIO PERDIDO: MAGMATISMO MÁFICO FISSURAL NO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – TERRENO RIO APA

Gabrielle Aparecida de Lima<sup>1,5</sup>; Moacir Buenano Macambira<sup>2,5</sup>; Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>3,5</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>4,5</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA (gabilimagel@gmail.com); <sup>2</sup>Departamento de Geoquímica e Petrologia, IG/UFPA; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM)

### INTRODUÇÃO

Enxames de diques e *sills* máficos constituem importante ferramenta para o entendimento dos processos geodinâmicos, especialmente por marcar o início de grandes eventos tectônicos extensionais, e são indicadores importantes da natureza e evolução das fontes mantélicas no tempo geológico.

Na porção sul-sudoeste do Cráton Amazônico ocorrências de enxames de diques e *sills* máficos proterozoicos são relatadas no oriente boliviano, em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Como exemplo tem-se os enxames de diques das suítes intrusivas Huanchaca, Rancho de Prata e Rio Perdido, bem como os *sills* máficos Huanchaca e Salto do Céu.

Este trabalho objetiva apresentar e discutir os dados geológicos, petrográficos e geoquímicos obtidos a partir do estudo do enxame de diques da Suíte Intrusiva Rio Perdido, que ocorre na região de Caracol e Porto Murtinho (MS), com o propósito de contribuir para a compreensão da evolução deste magmatismo fissural.

### TRABALHOS ANTERIORES

Araújo *et al.* (1982), em trabalho de mapeamento regional, descrevem diques máficos intrusivos no embasamento, e apresentam uma idade K/Ar, em plagioclásio, de  $914 \pm 9$  Ma, interpretando-a como demonstrativo da existência de fenômenos tracionais na crosta nesta época, que propiciaram a formação de magmatismo básico fissural.

Godoi *et al.* (2001) posicionam os diques, mapeados na região de Porto Murtinho e Corumbá, associados ao Complexo Rio Apa, na Formação Serra Geral (Grupo São Bento).

Lacerda Filho *et al.* (2006) descrevem a ocorrência de diques e *sills* máficos, indeformados, que cortam a maioria das unidades paleoproterozoicas do Bloco Rio Apa. Estes autores sugerem que a presença desses diques marca uma fase distensiva regional, associada às reativações de importantes falhas NW-SE, E-W e, subordinadamente, NE-SW.

A denominação Suíte Intrusiva Rio Perdido foi dada por Ruiz *et al.* 2010 para discriminar um enxame de diques máficos composto por diabásios e microgabros, maciços, intrudidos em gnaisses e granitos paleoproterozoicos do Terreno Rio Apa.

### CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA

O enxame de diques pertencente à Suíte Intrusiva Rio Perdido ocorre na porção sul do Cráton Amazônico, encaixado em rochas paleoproterozoicas, em toda a extensão do Terreno Rio Apa no Brasil (sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul) e no Paraguai.

Constitui-se por diabásios de granulação muito fina a fina e microgabros finos a médios, maciços, de cor cinza-esverdeado a cinza-escuro, com direção preferencial entre N70°-90°E e mergulhos íngremes entre 80° e 90° para os quadrantes SE e NW.

Foram identificados dezenas de diques cujas espessuras variam entre 1 a 30 m, com contatos abruptos e discordantes ao *trend* regional N60°-80°W das encaixantes, sem registros de deformação e metamorfismo.

Macroscopicamente estas rochas são maciças, equi a inequigranulares, mesocráticas, de composição gabrótica. Ao microscópio classificam-se como holocristalinas, com textura porfirítica, ofítica a sub-ofítica, intergranular e localmente, textura *quenching*, com morfologia do tipo “cauda de andorinha”, tipicamente relacionada a resfriamento rápido. Constituem-se essencialmente por plagioclásio, piroxênios e olivina; os minerais de alteração e acessórios são anfibólio, opacos, clorita, muscovita, biotita, apatita, epidoto, serpentina, sericita e argilominerais.



Figura 1- Afloramentos dos diques da Suíte Intrusiva Rio Perdido. (A) lajedo no curso de uma drenagem; (B) blocos isolados.

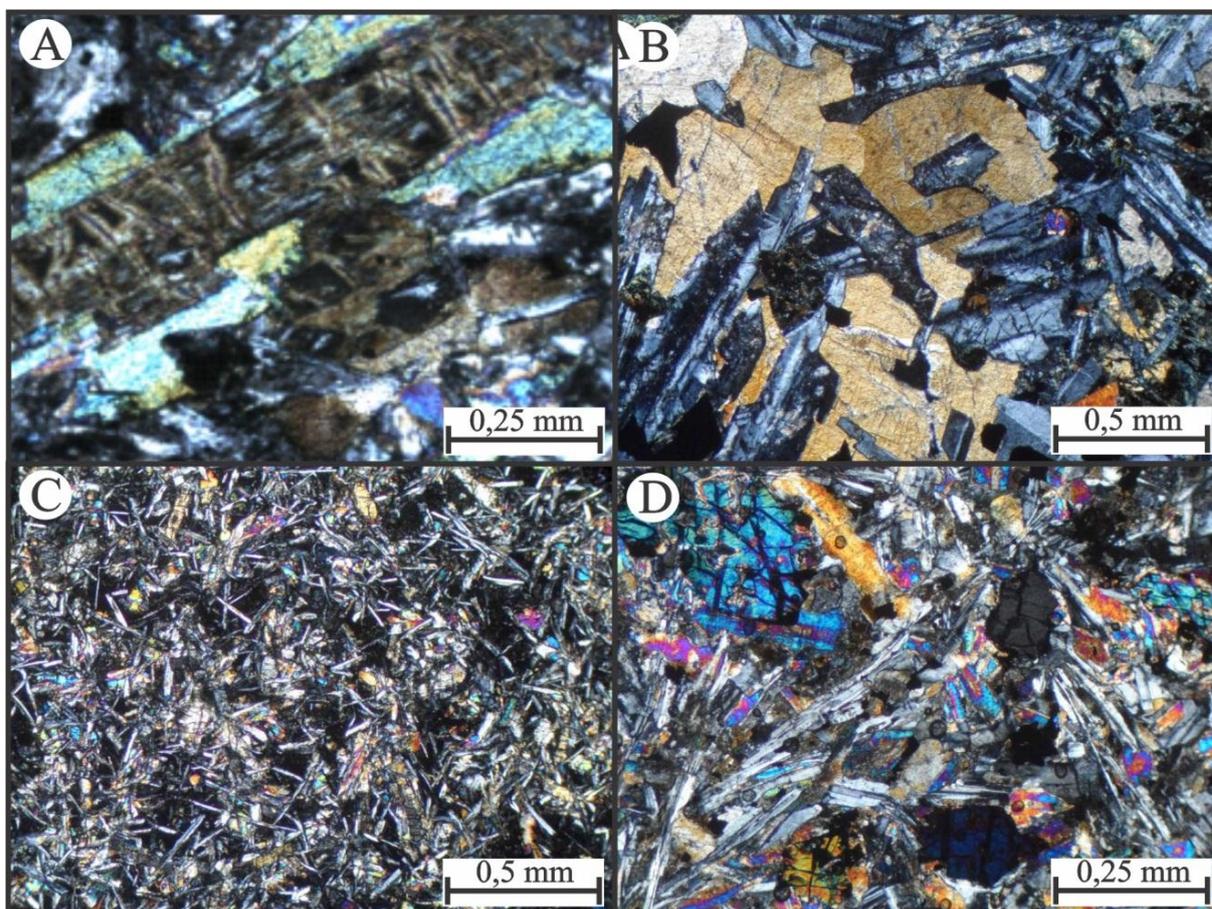


Figura 2- Fotomicrografias dos diques da Suíte Intrusiva Rio Perdido ilustrando: (A) olivina pseudomorfizada com textura coronítica formada por piroxênio; (B) textura ofítica a sub-ofítica; (C) ripas fibrorradiadas de plagioclásio; (D) textura sub-ofítica com destaque para cristais de orto e clinopiroxênio. Polarizadores cruzados em todas as imagens.

### CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

Para o estudo geoquímico foram selecionadas seis amostras, que quando plotadas no diagrama baseado no conteúdo de sílica total versus álcalis, proposto por Le Bas *et al.* (1986; Fig. 3C) e R1-R2 proposto por La Roche (1980; Fig. 3B), as rochas classificam-se como basaltos andesíticos. No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; Fig. 3A) observa-se que as amostras seguem um *trend* toleítico, com discreto enriquecimento em FeOt em relação aos álcalis. Quanto ao ambiente tectônico, o gráfico Zr versus Zr/Y

de Pearce & Norry (1979; Fig. 3D) discrimina essas rochas como basaltos intraplaca. O índice de diferenciação  $mg\#$  [ $mg\# = Mg+2/(Mg+2 + Fe+2)$ ] para as rochas estudadas apresentaram variações entre 0,31 e 0,48 sugerindo tratar-se de magmas basálticos evoluídos.

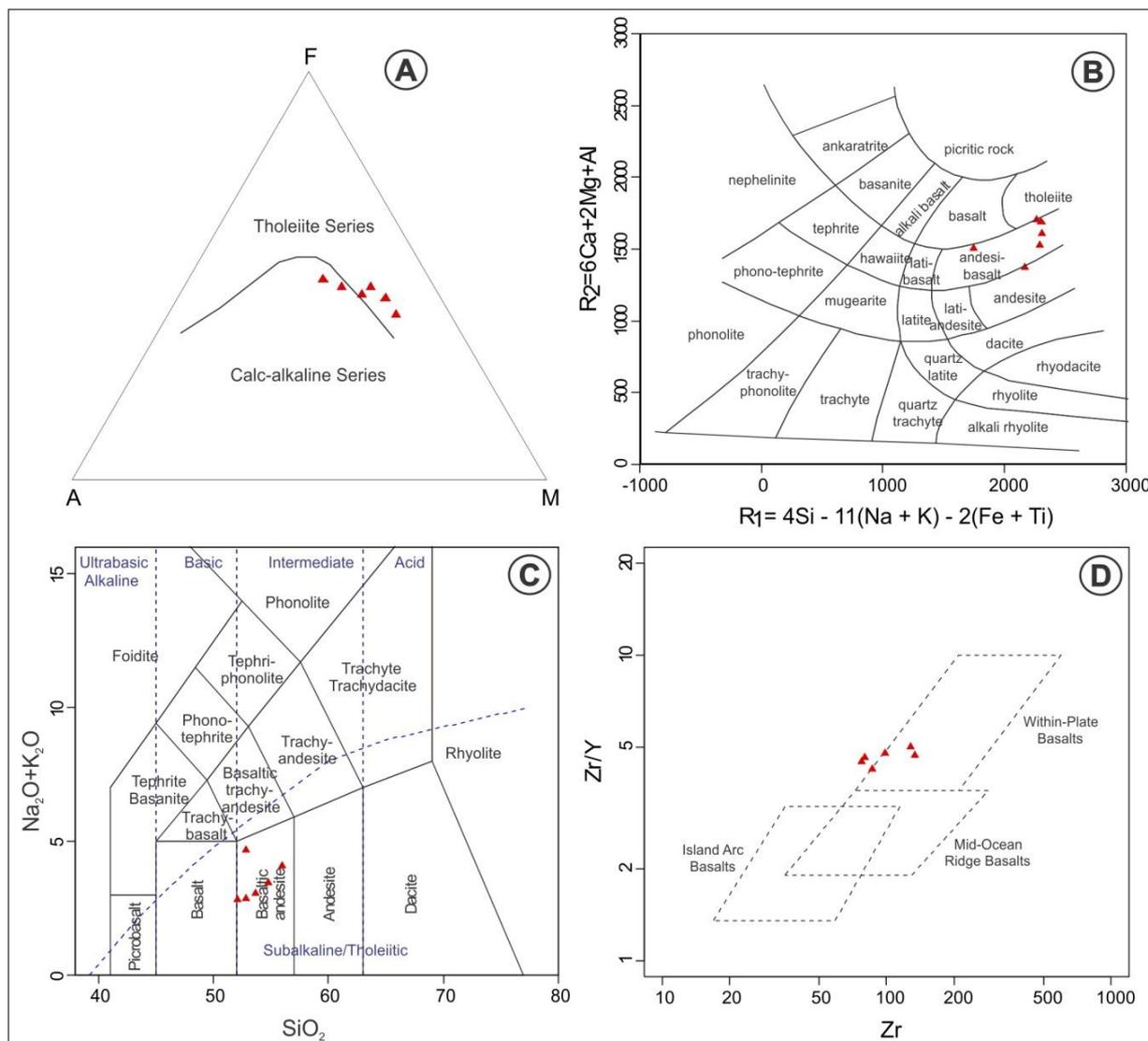


Figura 3- Diagramas classificatórios dos diques da Suíte Rio Perdido: (A) AFM de Irvine & Baragar (1971), (B) R1-R2 - La Roche (1980), (C) TAS de Le Bas *et al.* (1986) e (D) Zr versus Zr/Y de (Pearce & Norry 1979).

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os diques da Suíte Intrusiva Rio Perdido, bem como os enxames de diques máficos das suítes Huanchaca e Rancho de Prata e os *sills* máficos Huanchaca e Salto do Céu, apresentam idades meso a neoproterozoicas, e são constituídos por diabásios e gabros de afinidade toleítica, formados em ambiente intraplaca. Este episódio magmático máfico constitui uma *LIP* (*Large Igneous Province*) que retrata um evento magmático fissural relacionado aos processos de extensão e ruptura crustal que precederam a dispersão do Supercontinente Rodínia.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a CAPES (PROCAD 096/2007), CNPq (479779/2011-2) e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece ao CNPq pela concessão de bolsa de doutorado.

## REFERÊNCIAS

- Araújo H. J. T., Santos Neto A., Trindade C. A. H., Pinto J. C. A., Montalvão R. M. G., Dourado T. D. C.; Palmeira R. C. B., Tassinari C. C. G. 1982. Folha SF. 21 – Campo Grande. Rio De Janeiro, Ministério das Minas e Energia-Secretaria Geral, Projeto RADAMBRASIL – Geologia, 28:23-124.
- Godoi, H. O.; Martins, E. G. & Mello, J. C. R. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.21-Y-D - Corumbá; Folha SF.21-V. Geologia B - Aldeia Tomázia; Folha SF.21-V-D - Porto Murinho. Escala 1:250 000. Brasília: CPRM, 2001. 88p.
- Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Ruiz, A. S.; D'Agrella Filho, M. S.; Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A. 2010. Tonian *sills* and mafic dike swarms of S-SW Amazonian Cráton: records of Rodinia Supercontinent break-up? In: The Meeting of the Americas, 1, Abstracts.

## PETROLOGIA MAGNÉTICA E QUÍMICA MINERAL DOS GRANITOS DA SUÍTE PLANALTO, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS

Ingrid Roberta Viana da, Cunha<sup>1,2</sup>([ingrid.viana\\_0508@hotmail.com](mailto:ingrid.viana_0508@hotmail.com)), Gilmara Regina Lima Feio<sup>2,3</sup>([gilmara@ufpa.br](mailto:gilmara@ufpa.br)), Roberto Dall'Agnol<sup>1,2</sup>([robdal@ufpa.br](mailto:robdal@ufpa.br)),

(1) Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica- IG-UFPA

(2) Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides e INCT GEOCIAM – IG-UFPA

(3) Faculdade de Geologia-UFPA (campus de Marabá)

### INTRODUÇÃO

A Suíte Planalto é formada por diversos plutons que ocorrem ao longo da porção norte do Subdomínio de Transição, localizado entre a bacia Carajás e o Domínio Rio Maria na Província Carajás de idade arqueana (Dall'Agnol *et al.* 2006, Vasquez *et al.* 2008). Uma série de estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e estruturais vêm sendo realizados em granitos correlacionados à Suíte Planalto (Huhn *et al.* 1999, Gomes, 2003, Oliveira, 2003, Sardinha *et al.* 2004, Silva *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012), porém permanecem algumas lacunas. Este trabalho teve como objetivo estudar os granitos da Suíte Planalto em termos de petrologia magnética, definindo seu comportamento de suscetibilidade magnética (SM) e caracterizando os minerais óxidos de Fe e Ti, além de obter as composições químicas semiquantitativas das principais fases minerais de interesse petrológico.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Carajás (PC) está localizada na porção sul-oriental do Cráton Amazônico, o qual compreende terrenos arqueanos e proterozóicos. A área de Canaã dos Carajás situa-se imediatamente a sul da Bacia Carajás, na porção norte do Subdomínio de Transição. Nela ocorrem seis plutons e um pequeno *stock* graníticos com características petrográficas e geoquímicas similares, os quais foram agrupados na Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012). Esta suíte apresenta idade neoarqueana (2,73 Ga), caráter ferroso e afinidade com granitos tipo-A. As rochas da Suíte Planalto são intrusivas em unidades mesoarqueanas e no Supergrupo Itacaiúnas (2,76-2,73Ga; Machado *et al.* 1991) e acham-se espacialmente associadas com rochas charnoquíticas e granitoides sódicos (Feio *et al.* 2012).

### OBJETIVOS

O objetivo geral da presente pesquisa é efetuar estudos de petrologia magnética e a caracterização químico-mineralógica das principais fases minerais presentes nos granitos da Suíte Planalto, assim como estimar a fugacidade de oxigênio reinante durante a cristalização dos seus magmas.

### METODOLOGIA

A metodologia aplicada para o trabalho consistiu em realização de revisão bibliográfica com ênfase no magmatismo subalcalino da Província Carajás, de medidas de SM e de estudo petrográfico microscópico em luz transmitida e refletida minucioso das amostras representativas de diferentes variedades da suíte granítica, seguido de estudo mineralógico em microscopia eletrônica de varredura a fim de caracterizar os óxidos de Fe-Ti, biotita, anfibólio e zircão.

### RESULTADOS

As rochas da Suíte Planalto são hololeucocráticas a leucocráticas variando de monzogranitos, sienogranitos e raros álcali-feldspato-granitos (Fig. 1A). Microscopicamente estas rochas apresentam suas feições texturais magmáticas apenas parcialmente preservadas. A textura granular hipidiomórfica média a grossa tende a ser substituída por texturas protomiloníticas a miloníticas, com a presença de porfiroblastos ovalados de granulação média a grossa de microclina envoltos por matriz fina a base de quartzo e feldspatos intensamente recristalizados (Figura 1B).



Figura 1 - (A) Aspecto mesocópico do Granito Planalto; (B) Porfiroclasto de microclínio (Mc) com maclamento xadrez envolto por matriz fina formada por feldspatos potássicos recristalizados.

As análises de suscetibilidade magnética (SM) realizados em 78 amostras representativas de seis diferentes plutons e de um *stock*, localizados na área de Canaã dos Carajás forneceram valores de SM variáveis, os quais permitiram distinguir três populações reunidas em dois grupos com base em suas características petrológicas: (1) Grupo que engloba as populações A e B que apresentam valores de SM no intervalo de  $0,0102 \times 10^{-3}$  a  $0,6247 \times 10^{-3}$  SI (Sistema Internacional); (2) Grupo formado pela população C que se distingue do anterior por apresentar os mais altos valores de SM, variando entre  $0,8036 \times 10^{-3}$  e  $15,700 \times 10^{-3}$  SI, indicativos de conteúdo significativo de magnetita em sua composição modal (Figura 2).

Os minerais opacos na Suíte Planalto apresentam-se como cristais subédricos a anédricos e, subordinadamente, euédricos, de granulação fina a muito fina, raramente chegando a 1 mm. Ocorrem de três formas principais: inclusões em minerais máficos, tais como anfibólio, biotita e titanita; associados aos ferromagnesianos, apresentando por vezes, contato reto com essas fases minerais; grãos irregulares circundados por coroa de titanita. O principal mineral opaco identificado na Suíte Planalto foi ilmenita (Ilm) (Figura 1A e B). A magnetita (Mt) e hematita (Hm), esta última apenas da variedade martita (Mrt), são subordinadas. Nas populações A e B, de mais baixa SM, o mineral opaco presente é ilmenita, enquanto que nas amostras da população C além da ilmenita tem-se efetivamente a ocorrência de magnetita como fase expressiva (Fig. 1C e D), enquanto que pirita, calcopirita e hematita (produto de martitização da magnetita) são subordinadas.

Os estudos de química mineral semiquantitativa (EDS) realizados em amostras dos dois grupos ou populações mostraram que os anfibólios (79 pontos em oito amostras) são cálcicos e com composição oscilando entre hastingsita e ferro-pargasita, pois apresenta razão  $^{VI}Al/Fe^{+3}$  muito variável. Essas duas variedades de anfibólio ocorrem em proporções praticamente idênticas. Além disso, há raras variações para ferro-edenita em análises isoladas. Já as biotitas (46 análises pontuais em sete amostras) incidiram no campo das biotitas magmáticas primárias variando para biotitas magmáticas reequilibradas e mostram igualmente afinidade com micas de granitos anorogênicos ou de tipo A. As amostras do grupo 1 se formaram em condições reduzidas. Por outro lado o comportamento magnético do grupo 2 indica caráter oxidado e é aparentemente contraditório com a alta razão  $FeO_t/(FeO_t+MgO) > 0,9$  em rocha total que apresenta, típica de granitos reduzidos. Entretanto, isso pode ser explicado se for admitido que as rochas do grupo 2 se formaram em condições de fugacidade de oxigênio equivalentes às do tampão FMQ ou ligeiramente acima do mesmo, enquanto que às do grupo 1 teriam se formado em fugacidade inferior à do tampão FMQ.

Adicionalmente, análises por EDS em zircões nas diferentes variedades de granitos da suíte Planalto revelam altas razões Zr/Hf ( $\sim 30$ ), típicas de granitos não-especializados.

Foram efetuadas, ainda, comparações entre o Complexo Granítico Estrela e a Suíte Planalto em termos de petrografia, petrologia magnética e química mineral, as quais revelaram que os minerais formadores desses granitos são muito similares e sugerem que evoluíram em condições análogas.

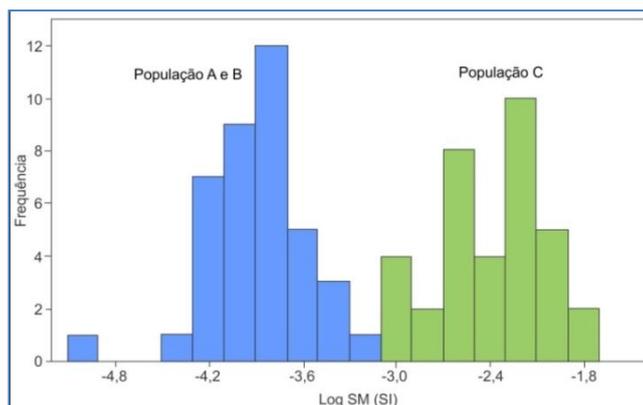


Figura 2 - Histograma de frequência referente aos dados de suscetibilidade magnética da Suíte Planalto.

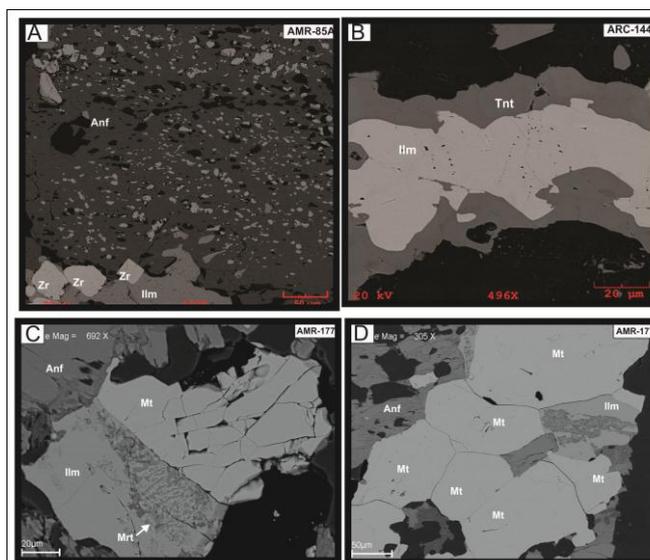


Figura 3 - Imagem de elétrons retro-espalhados obtida em microscópio eletrônico de varredura exibindo os tipos de ocorrência dos minerais opacos na Suíte Planalto. (A) Cristais diminutos de ilmenita com formato de gotas englobados por anfibólio e cristais de zircão associados a ilmenita individual; (B) Cristais de ilmenita alongada com coroa de titanita associados aos ferromagnesianos; (C) Cristais de magnetita martitizados, associado com ilmenita composta externa, parcialmente oxidada, e anfibólio corroído; e (D) Agregados de magnetita apresentando ilmenita composta, inclusos no anfibólio.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O estudo de petrologia magnética revelou que os granitos da Suíte Planalto apresentam dois grupos com características distintas em termos de SM: grupo 1, correspondentes aos mais baixos valores de SM, e grupo 2, apresentando as amostras com os valores de SM elevados. A ilmenita é o opaco dominante presente tanto no grupo de mais baixa SM, como no de mais alta SM, ocorrendo neste último caso associada com magnetita o que faz com que seus valores de SM sejam relativamente mais elevados.

Os dados de SM integrados com as características dos minerais óxidos de Fe e Ti e as composições de anfibólio e biotita, permitiram concluir que a formação da Suíte Planalto se deu em condições de baixa fugacidade de oxigênio. Independente se as rochas atuais registram apenas a atuação de processos ígneos ou também de superposições metamórficas, a sua formação se deu em condições muito próximas às do tampão FMQ, porém variáveis, possibilitando ora a formação apenas de ilmenita (abaixo de FMQ), ora também de magnetita (sobre ou ligeiramente acima de FMQ), mas sempre em ambiente redutor.

## REFERÊNCIAS

Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the carajás metallogenic province, eastern

- Amazonian Cráton. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISMO, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Excution Guide... , Belém, p. 99-150.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Santos, P. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the planalto granite suite and associated rocks: implications for the neoproterozoic evolution of the Carajás Province. *lithos* v.151, p. 57-73..
- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. 2003. 199 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 160p.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6.. 1999 Manaus. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus: SBG-NNO, v.1, p.463-466.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of archaic magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, n. 49, p. 329-354.
- Oliveira M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Tese de Conclusão de Curso – Universidade Federal do Pará, Belém, p. 47.
- Sardinha, A.S., Dall'Agnol R., Gomes, A.C.B., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004. CDROM.
- Silva, M.L.T., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de vila Jussara, Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45.. 2010, Belém: SBG, 2010. CDROOM.
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R. Geologia e recursos minerais do estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Org.). Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008b.

## SUÍTE INTRUSIVA VALE DO ALEGRE, MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DO TERRENO RIO ALEGRE – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

Isaac Siles Malta<sup>1,6,7,8</sup>, Newton Diego Couto do Nascimento<sup>2,6,7</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>4,6,7</sup>, Gabrielle A. de Lima<sup>3,6,7</sup>, Maria Zélia Aguiar de Souza<sup>5,6,7</sup>, Ronaldo Pierosan<sup>5,6,7</sup>, Bruna Coldebell<sup>1,6,7</sup>, Hálleph Antonio Campos Mariano<sup>1,6,7</sup>, Mateus Moura Agostta<sup>1,6,7</sup>

<sup>1</sup>Geologia/UFMT; <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>3</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG/UFPA; <sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>5</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>6</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>7</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; isaacmalt@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

As rochas da Suíte Intrusiva Vale do Alegre encontram-se no contexto geológico da Província Rondoniana-San Ignácio (1,56-1,30 Ga) inseridas no Terreno Rio Alegre. Segundo Bettencourt *et al.* (2010) esta província corresponde a um orógeno formado por acreções de arcos, fechamento de bacia oceânica e estágio final de colisão entre continentes, e pode ser compartimentada em cinco terrenos: Paragua, Jauru, Rio Alegre, Alto Guaporé e Nova Brasilândia. Com base em Matos *et al.* (2004) as unidades litoestratigráficas que constituem o terreno Rio Alegre são: Complexo Vulcanossedimentar Rio Alegre, Suíte Intrusiva Máfica-ultramáfica, Suíte Intrusiva Santa Rita e o Grupo Aguapeí. Ruiz *et al.* (2005) e Ruiz (2009) sugerem que a Suíte Intrusiva Máfica-ultramáfica agrupa plutons básicos e ultrabásicos circulares e elípticos alojados no Complexo Vulcanossedimentar Rio Alegre. Posteriormente, Ruiz *et al.* (em elaboração) propõem uma nova designação para essas rochas - Suíte Intrusiva Vale do Alegre. Este trabalho visa ampliar o acervo de dados e contribuir com conhecimento da Suíte Intrusiva Vale do Alegre, no qual serão apresentadas e discutidas novas informações com base em uma análise petrográfica detalhada, proporcionando assim, uma melhor compreensão deste evento magmático no Terreno Rio Alegre.



Figura 1- Aspectos de campo de rochas da Suíte Intrusiva Vale do Alegre: A) ocorrência em superfície aplainada; B) blocos em solo avermelhado e em C) matacões de ultramáficas plutônicas.

### ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

Na Suíte Intrusiva Vale do Alegre é possível distinguir quatro litotipos: serpentinito, gabronorito, gabro e diorito. Essas rochas ocorrem em blocos e matacões, compreendendo superfícies arrasadas, cujo solo possui uma cor avermelhada característica. (Fig. 1 A, B e C).

O **Serpentinito** exibe cor cinza escuro com alteração alaranjada (Fig. 2A). Opticamente é composto por fibras de serpentina e lamelas de clorita, que apesar de substituírem completamente os minerais primários, ainda sugerem uma textura cumulática pretérita (Fig. 2 B, C).

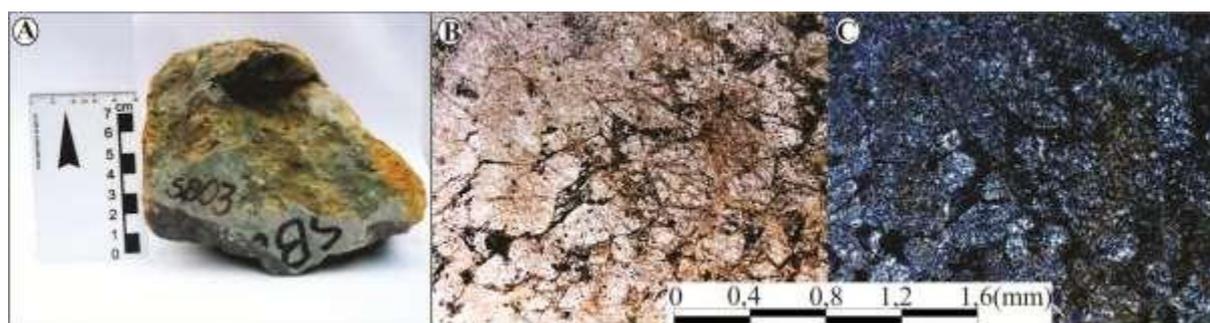


Figura 2 - Fotografias de amostra e seção delgada do serpentinito ilustrando: A) carapaça de alteração alaranjada; B) e C) fibras de serpentina e lamelas de clorita substituindo a paragênese primária que ainda conserva uma textura cumulática reliquiar. Polarizadores paralelos em (B) e cruzados em (C).

O **Gabronorito** é mesocrático a melanocrático, de granulação média a grossa (Fig. 3A). Ao exame óptico apresenta textura intergranular a subofítica formada por plagioclásio, piroxênios, anfibólio, apatita e opacos e exibem evidências de processos hidrotermais (Fig. 3 B, C). Contudo, as feições de alteração hidrotermal não podem ser vistas em todas as seções, algumas preservam a paragênese primária com piroxênios de textura coronítica mantendo o plagioclásio inalterado.

O plagioclásio (andesina) ocorre em cristais subédricos (7 mm), exibindo geminação albita, periclina e combinadas que às vezes estão deformadas com alteração incipiente (sericitização e argilização).

Os piroxênios estão representados pela augita e hiperstênio que ocorrem em prismas subédricos a grãos anédricos (1,5 a 5,5 mm) e distinguem-se, respectivamente, pelos tons pálidos a incolor e pela cor rosada de pleocroísmo fraco. Comumente ocorrem lamelas de exsolução da augita no hiperstênio, que se apresentam uralitizados e envolvidos por uma coroa de reação para anfibólio.

O anfibólio, identificado como da série tremolita-actinolita, ocorre nas bordas dos piroxênios ou os pseudomorfisando, com pleocroísmo fraco em tons de verde e hábito fibroso.

A apatita é subédrica (0,5 mm) inclusa no plagioclásio. Os opacos são subédricos (0,5 a 0,8 mm) e associados ao anfibólio.

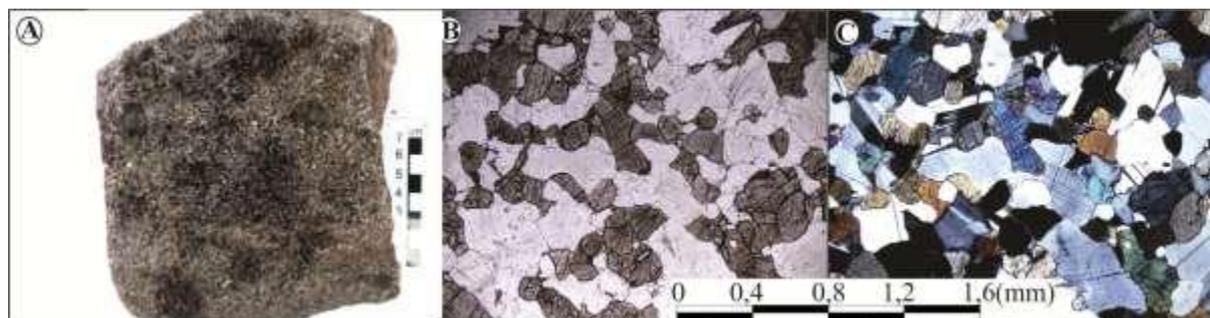


Figura 3- Fotografias de amostra e seção delgada do gabronorito, ilustrando: A) rocha pouco alterada; B) e C) Textura subofítica piroxênios (hiperstênio e augita) granulares e plagioclásio límpidos. Polarizadores paralelos em B e cruzados em C.

Os **Gabros** são melanocráticos, granulação média a grossa (Fig. 4A) e variam de intergranulares, porfíricos e cumuláticos (Fig. 4B, C). Compostos por plagioclásio, anfibólios, piroxênio, quartzo, titanita, apatita, epidoto e opacos.

O plagioclásio é subédrico (1,5 a 6 mm) e apresenta geminação albita ou periclina, por vezes combinadas, exibindo deformação das lamelas e alteração para sericita, epidoto e argilo-minerais, o que lhes confere um aspecto turvo.

A hornblenda pseudomorfisa antigos cristais de piroxênio que por vezes são identificados como relictos e forma agregados anédricos ou ocorre em primas subédricos alongados com forte pleocroísmo e granulação variando entre 1 e 5,5 mm. Exibe, por vezes, geminação setorial e comumente inclusões de

opacos e de quartzo caracterizando textura *drop-like quartz*.

A tremolita-actinolita ocorre em grãos prismáticos subédricos e mais raramente aciculares fibrosos com pleocroísmo variando de incolor a verde-claro permeando os cristais de plagioclásio. O piroxênio ocorre anédrico com dimensões variando de 0,5 a 2 mm, comumente uralitizado, envolvido por uma coroa de anfibólio verde-claro, podendo estar totalmente pseudomorfizado pelo anfibólio ou exibir-se apenas com grãos reliquiários.

O quartzo é raro, ocorre em grãos anédricos intersticiais variando de 0,5 a 1 mm, com lamelas de deformação e extinção ondulante. Apresentam-se, por vezes como grãos submilimétricos inclusos na hornblenda, provenientes do excesso de sílica proveniente do processo de uralitização.

Os opacos são comuns e ocorrem associados aos anfibólios, em grãos anédricos a subédricos chegando a 2,5 mm, com coronas de titanita e por vezes rutilo.

O epidoto ocorre em grãos prismáticos alongados menores que 0,2 mm associados ao plagioclásio, disseminados e em forma de vênulas, sendo representados pela clinzoisita, zoisita e pistacita.

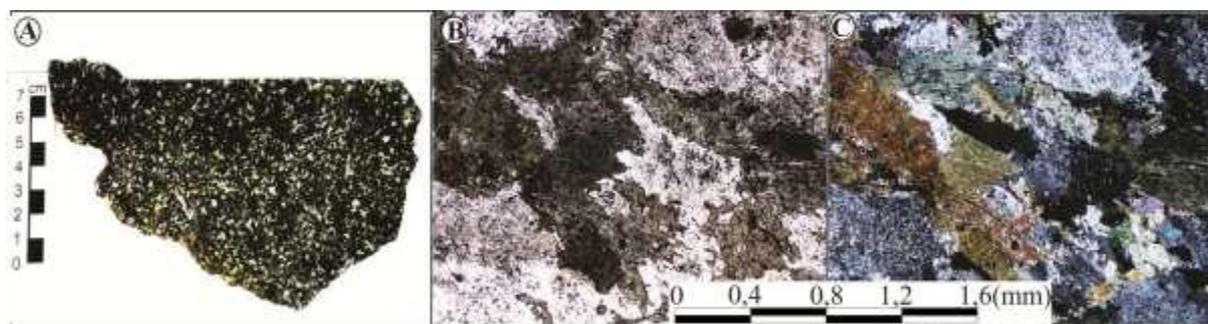


Figura 4- Fotografias de amostra e seção delgada do gabro, ilustrando: A) plagioclásio emerso a agregados de anfibólio; (B) e (C) – detalhe do hidrotermalismo, principalmente no plagioclásio. Polarizadores paralelos em B e cruzados em C.

A apatita é encontrada em cristais aciculares euédricos a subédricos com dimensões de 0,5 mm dispersos e por vezes permeando os agregados de plagioclásio.

O **Diorito** consiste de rochas mesocráticas de granulação média a grossa e textura sal e pimenta (Fig. 5A, B e C). É essencialmente formado por plagioclásio, anfibólio e quartzo, tendo como acessórios e minerais de alteração biotita, apatita, epidoto, clorita e opacos.

O plagioclásio ocorre em cristais subédricos, tabulares e encontra-se pseudomorfizado pelos produtos de saussuritização, sericitização e argilização que mascaram suas geminações.

O anfibólio representado pela tremolita-actinolita pseudomorfisa completamente os antigos cristais de piroxênio que não são mais identificados nem como relictos. Forma agregados anédricos de 5,0 mm formados por grãos de dimensões entre 1 e 2,5 mm.

O quartzo ocorre em grãos anédricos intersticiais variando de 1 a 1,5 mm, com lamelas de deformação e extinção ondulante, perfazendo uma maior porcentagem do que nos outros litotipos.

A biotita apresenta-se em palhetas anédricas de 0,5 até 1,5 mm, com pleocroísmo marrom a castanho-escuro, ocorrendo comumente alterada para clorita.

A apatita ocorre em cristais euédricos a subédricos aciculares de até 1 mm dispersos e por vezes permeando os agregados de plagioclásio. O epidoto ocorre em grãos anédricos de 0,5 a 1 mm, associados ao plagioclásio. Os opacos estão associados ao anfibólio, em grãos anédricos a subédricos de até 1,5 mm, apresentando raramente em algumas seções coronas de titanita.

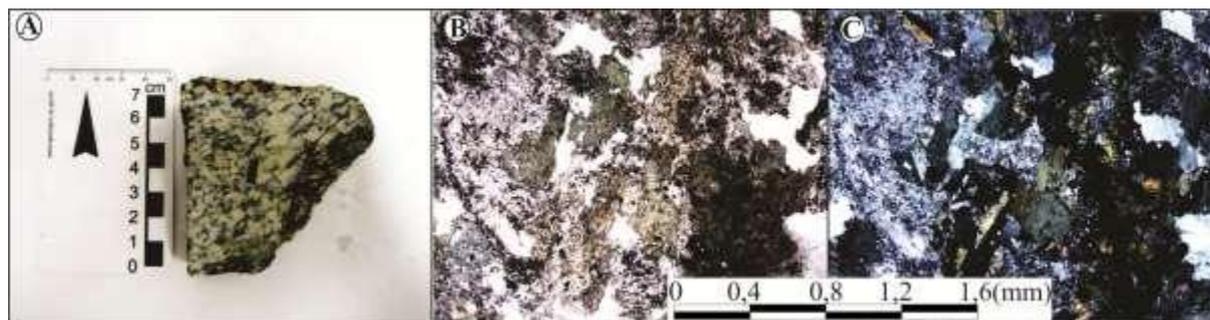


Figura 5- Fotografias de amostra e seção delgada do diorito, ilustrando: A) plagioclásio predominando sobre anfibólio; B) e C) – o quartzo começa a aparecer e a quantidade de anfibólio é superada pelo plagioclásio. Polarizadores paralelos em B e cruzados em C.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Suíte Intrusiva Vale do Alegre compreende corpos plutônicos ultramáficos a máficos, na qual distinguimos os seguintes litotipos: Serpentinitos, Gabronoritos, Gabros e Dioritos. Essas rochas apresentam semelhanças na mineralogia e hidrotermalismo, sendo clara a evolução de rochas primitivas (serpentinito) em rochas mais evoluídas (diorito). Outro detalhe interessante é as rochas não apresentarem uma estrutura deformacional bem desenvolvida, o que dificulta distinguir se o hidrotermalismo deriva de processo magmático ou metamórfico.

Entretanto, a presença de deformação nas lamelas de geminação do plagioclásio é uma forte evidência que essas rochas foram deformadas em estado sólido, o que sugere, então, a existência do metamorfismo. Como algumas rochas foram isentas do processo hidrotermal não podemos assumir um metamorfismo regional para essa unidade, sendo assim, outro mecanismo termodinâmico deve ter sido responsável pelo metamorfismo dessas rochas.

### REFERÊNCIAS

- Bettencourt, J. S.; Leite Jr, W. B.; Ruiz, A. S.; Matos, R.; Payolla, B. L.; Tosdal, R. M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An Overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:28-46.
- Matos, J. B.; Schorscher, J. H. D.; Geraldés, M. C.; Sousa, M. Z. A.; Ruiz, A. S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica Mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP – Série Científica*, **4**:75 – 90.
- Ruiz, A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.
- Ruiz, A. S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais. 159-163.

## GRANULITOS ORTODERIVADOS DA SUITE LOMAS MANECHIS, FRONTEIRA BRASIL-BOLÍVIA– GEOQUIMICA E GEOCRONOLOGIA

João Batista de Matos, Caetano Juliani, Claudia do Couto Tokashik, Regiane F. de Oliveira & Amarildo Salina Ruiz

Universidade Federal de Mato Grosso

O Cráton Amazônico se caracteriza por uma das maiores áreas expostas de Embasamento Paleo-Mesoproterozoicas do planeta e representa uma das principais entidades geotectônicas pré-cambrianas da América do Sul, possuindo uma superfície aflorante de aproximadamente  $4.3 \times 10^5$  km<sup>2</sup>. A parte setentrional é representada pelo Escudo das Guianas e meridional, o Escudo do Guaporé, separados pela Sinéclise do Amazonas, de idade Paleozóica. Espacialmente, é limitado por cinturões orogênicos Neoproterozóicas (Tucavaca na Bolívia, Paraguai e Araguaia-Tocantins no norte brasileiro), estando relativamente estável desde 1,0 Ga. A área estudada localiza-se no Terreno Paraguá onde são reconhecidos como Embasamento Paleoproterozóico as seguintes unidades lito-estratigráficas: Complexo Gnáissico Chiquitania, o Complexo Granulítico Lomas Manechi e o Grupo San Ignácio. Do lado brasileiro, Ferreira Filho & Bizzi (1985) e Pinho (1990) descrevem ocorrências granulíticas máficas nos domínios da Folha Rio Alegre, a norte. Os granulitos da Folha Santa Rita e adjacências bolivianas aqui mencionados são descritas pela primeira vez em Jesus & Assis (2006). Matos *et al* 2006 e Faria *et al.* (2010).

Figueiredo & Olivatti (1974), descreveram o Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Bárbara como pertencente à Suíte Intrusiva Rio Alegre. Os granulitos descritos por Menezes *et al.*, 1993 na Folha Santa Bárbara (Terreno Rio Alegre) são granulitos máficos, completamente diferentes (inclusive em idade) em relação aos granulitos félsicos da Folha Santa Rita e das rochas amostradas na Bolívia pertencentes ao Terreno Paraguá, todavia, há descrições de granulitos máficos na Bolívia na região da Fazenda Marrimia, estrada Ascención-San Raphael. A imagem de satélite mostrada na figura 01 apresenta a localização dos afloramentos estudados.

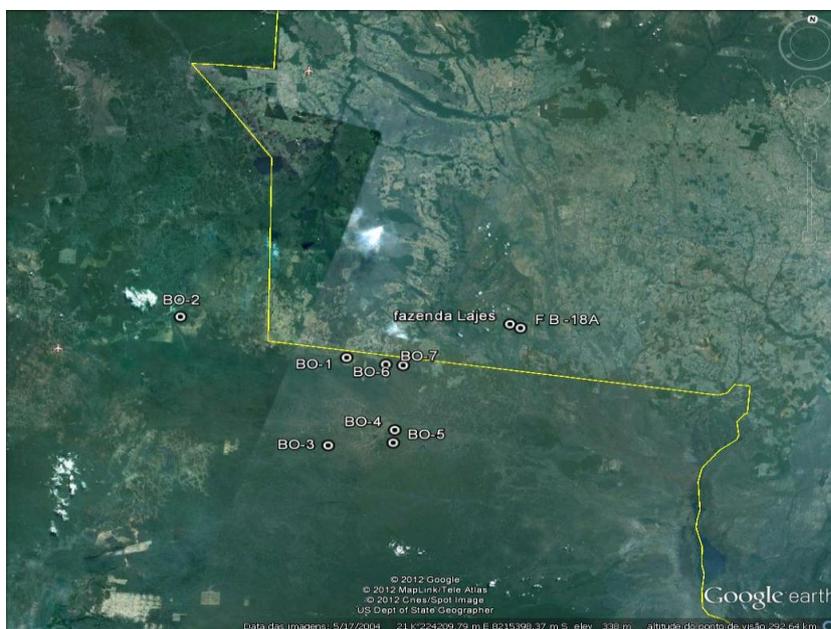


Figura 1- Mapa mostrando as localizações de afloramentos estudados.

Granulitos ortoderivados são observados na estrada San Raphael-Ascención, sendo que a sua característica petrográfica mais marcante é o fato de apresentarem composição granítica, feições texturais/estruturais porfiroclásticas indicativas de processos compatíveis com zonas de cisalhamentos e ainda enclaves de anfibolitos.

Os granulitos classificados como ortoderivados apresentam como modo de ocorrência comum o aspecto granítico porfirítico, com o desenvolvimento de porfiroclastos de K-feldspatos indicativos de

processos de deformação dúctil em zonas de cisalhamento. Possuem textura granoblástica, inequigranular média a grossa, constituídos, essencialmente, por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino (relíctos), biotita, hiperstênio, tendo como minerais secundários e/ou de alteração tais como: epidoto, clorita, sericita, muscovita e opacos. Não foram observadas associações minerais na moda destas rochas indicativas de derivação parametamórfica.



Figura 2 - Aspectos de campo dos granulitos ortoderivados da Suite Lomas Manechis.

A população das amostras analisadas não é suficiente para caracterizar uma tendência geoquímica, porém, é o que se tem já que as rochas analisadas são de afloramentos existentes em áreas pertencentes à planície do Chaco boliviano, nem sempre favorável à ocorrência de afloramentos. São classificadas como riolitos, riodacito-dacito segundo Winchester & Floyd (1977) que utiliza além da SiO<sub>2</sub>, elementos considerados menos móveis nos processos pós-magmáticos (Figura 3A), classificação corroborada no diagrama de Cox *et al.*, 1979 (figura 3B).

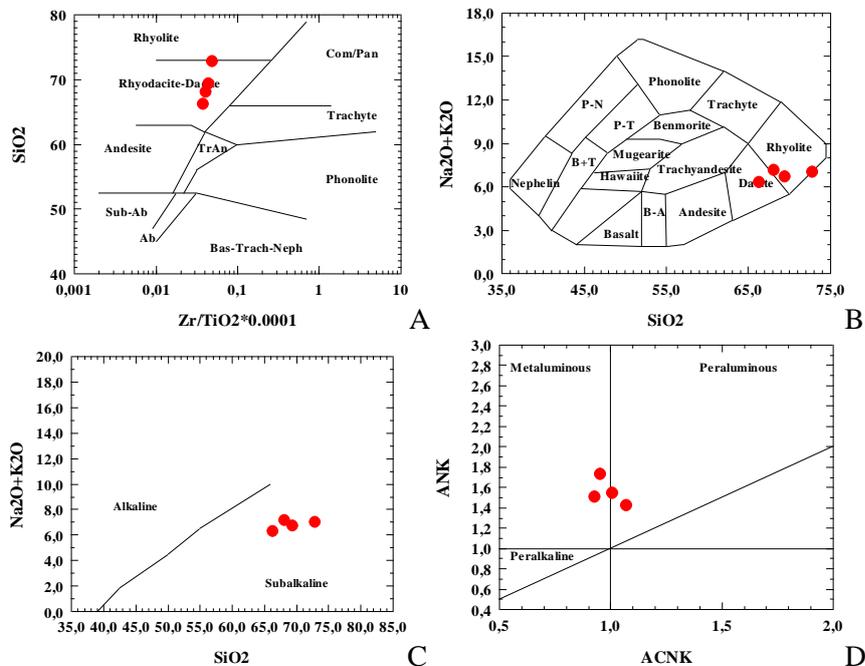


Figura 3 - Diagramas de classificação do quimismo dos granulitos ortoderivados BO-01, BO-03, BO-04 e BO-05. (A) SiO<sub>2</sub> x Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd, 1977) ; (B) Cox *et al.*, 1979; (C) Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> (Irvine & Baragar, 1971); (D) ANK x ACNK (Maniar & Piccoli, 1989).

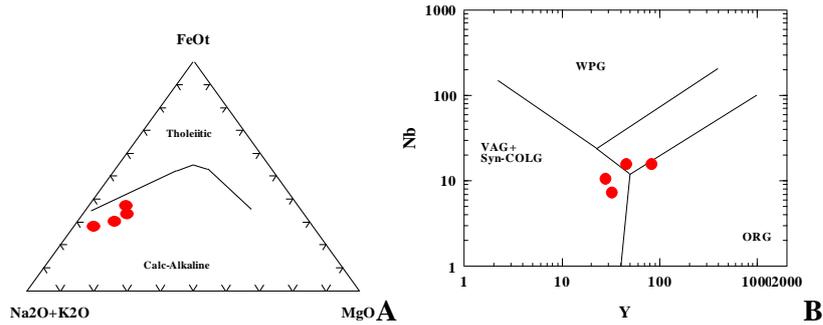


Figura 4 - (A) Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971 ) e (B) Nb x Y (Pearce et al., 1996) para os granulitos ortoderivados.

Quanto ao índice de saturação em alumina e álcalis, fica evidenciado segundo os índices de Shand no diagrama A/NK ( $Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O) \times A/CNK (Al_2O_3 / CaO+ Na_2O+K_2O)$ ) de Maniar & Piccoli (1989), que as amostras apresentam o caráter levemente peraluminoso (Figura 32D) sugerindo uma possível contaminação crustal. O excesso de sílica nessas rochas dão origem a estes granitos peraluminosos. Segundo Eklund *et al.*, (1998), granitos com conteúdos de  $SiO_2$  superiores a 65%, mostram uma relação direta e proporcional entre esses parâmetros, ou seja, quanto mais ácidos, mais peraluminosos.

No diagrama  $Na_2O + K_2O$  versus  $SiO_2$  (Irvine & Baragar 1971) da Figura 32C mostra que o magmatismo do qual originou essas rochas é de natureza sub-alcálico. Este caráter fica também evidenciado no diagrama AFM ( $A = Na_2O+K_2O$ ,  $F = FeO + 0,8998 Fe_2O_3$ , e  $M = MgO$ ), dos mesmos autores (Figura 4A), pertencentes à série cálcio-alcálica e descrevem tendência aproximadamente linear que evolui em direção ao vértice dos álcalis, para valores muito baixos e decrescentes de MgO. Sobre o arcabouço tectônico, o diagrama que utiliza elementos-traço Nb x Y de Pearce Pearce, 1996 (Figura 4B) classifica o protólito desses granulitos como granitos formados em ambiente de arco vulcânico.

Os resultados obtidos para as frações de zircão analisadas para datação U/Pb SHRIMP na Universidade de São Paulo-USP, quando plotados no diagrama da concórdia indicam idade de  $1758,8 \pm 4,9 Ma.$ , amostra BO-01 (figura 05A),  $1658 \pm 15 Ma$  (amostra BO-03, figura 04B) e  $1640 \pm 12 Ma$  (amostra BO-04, figura 05C) interpretados como idade de cristalização dos zircões da fonte magmática principal, com intercepto superior (figura 05C) de  $1708 \pm 120 Ma$  e inferior de  $1190 \pm 250 Ma$ . representativo de zircões oriundos de fontes mais antigas e possível abertura do sistema isotópico U/Pb para esse intervalo de idade, relacionado à orogenia Sunsás-Aguapeí, respectivamente. Referente à relação Th/U, os dados mostram valores situados entre 0,2 e 1,0, compatíveis com fontes magmáticas.

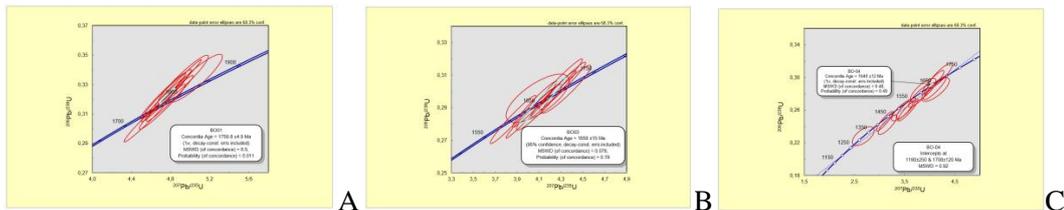


Figura 5 - (A) Diagramas concórdia para o Granulitos Lomas Manechis ortoderivados (amostra BO-01), (B) amostra BO-03 e (C) amostra BO-04.

## DISCUSSÕES

Os estudos petrográficos de cada unidade indicaram as seguintes particularidades: as rochas granulíticas ortoderivadas do Complexo Lomas Manechis foram classificadas como granulito charnoquíticos. A mineralogia é representada por plagioclásio, k-feldspato, ortopiroxênio (hiperstênio), anfibólio (hornblenda), biotita e quartzo.

O tratamento dos dados químicos dessas rochas reforçam os estudos petrográficos e sugerem para elas, altos valores de  $SiO_2$ , refletindo natureza evoluída do magmatismo, com porcentagens em sílica em torno de 66,31% a 72,8%, sub-alcálico, do tipo cálcio-alcálico, metaluminoso, sugerindo uma provável

contaminação crustal. Quanto ao arcabouço tectônico, seu protólito classifica-se como um granitóide de arco magmático. Apresenta evidência de apenas uma fase de deformação, marcada por uma foliação aproximadamente N-S, cortado por veios de quartzo métricos e diques sin-plutônicos de granulação fina.

Na área estudada foram reconhecidos três eventos metamórficos distintos: o primeiro, refere-se ao metamorfismo regional de alto grau que afetou as rochas do embasamento paleoproterozóico referentes à Orogenia Lomas Manechis cujas idades apresentaram um intervalo entre  $1769 \pm 21$  Ma a  $1648 \pm 12$  Ma., interpretado como a idade dessa orogênese. O segundo, caracterizado por um metamorfismo de fácies anfíbolito médio a baixo com atuação no Granito Tarumã e correlatos com idade em torno de 1,3 Ga (Orogenia San Ignácio) e o terceiro de fácies xisto verde, com atuação no Granito Lajes e coberturas meso-proterozoicas relacionadas ao Grupo Aguapeí, causando retrometamorfismo nas rochas pré-Lajes, com idade amplamente descrita na bibliografia por volta de 1.1 a 1,0 Ga.

#### **AGRADECIMENTOS**

Os autores desejam expressar agradecimentos pelo suporte financeiro parcial ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), CAPES (PROCAD Nº 096/2007), e à Universidade Federal de Mato Grosso e ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

## POR QUE O DIAGRAMA “TAS” (ÁLCALIS VERSUS SILICA) NÃO DEVE SER USADO PARA CLASSIFICAR ROCHAS VULCÂNICAS

João Orestes Schneider Santos

Centre for Exploration Targeting – University of Western Australia  
Redstone Resources Ltd.

### INTRODUÇÃO

Existe uma dificuldade clássica para classificar rochas vulcânicas causada pela presença de matriz muito fina ou vítrea onde a composição modal é difícil, dispendiosa ou mesmo impossível de ser obtida. Algumas propostas foram feitas no passado para classificar as rochas vulcânicas usando a composição em elementos maiores, composição normativa, ou usando elementos-traço. Um bom exemplo é a classificação de Irvine and Baragar (1971) que usa a composição normativa. Todavia, essa classificação não é capaz de identificar uma precisa distribuição de albita normativa entre o plagioclásio e o feldspato alcalino.

A classificação de rochas magmáticas (plutônicas e vulcânicas) é fundamentada em dois parâmetros maiores: o **grau de saturação de sílica** e a **relação entre os feldspatos** (e feldspatóides). Os limites para os graus de saturação em sílica (Shand, 1913; Streckeisen, 1976) são:

- Q = 0-5% (rochas saturadas)
- Q = 5-20% (rochas pouco supersaturadas)
- Q = 20-60% = (rochas supersaturadas)
- Q = 0% (com olivina e/ou feldspatóide normativo; >5%) = rochas subsaturadas.

A relação entre os feldspatos é a proporção entre plagioclásio e feldspato alcalino (K-feldspato, sanidina, albita, etc.). Cinco grupos são reconhecidos entre as rochas vulcânicas (sem feldspatóide e não máficas e ultramáficas):

- Rochas ricas em plagioclásio (feldspato alcalino <10%): andesito, quartzo-andesito, dacito1.
- Rochas ricas em feldspato alcalino (plagioclásio <10%): feldspato alcalino riolito, quartzo-feldspato alcalino traquito, e feldspato alcalino traquito.
- Rochas com plagioclásio predominante (plagioclásio >2/3 dos feldspatos): dacito2, traquiandesito, quartzo-traquiandesito.
- Rochas onde o feldspato alcalino é predominante (feldspato alcalino >2/3 dos feldspatos): riolito, quartzo-traquito, traquito.
- Rochas com equivalência entre os feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino entre 1/3 e 2/3): riodacito, quartzo-latito e latito.

Esses quatorze grupos ou famílias de rochas vulcânicas estão dispostos no diagrama QAP (Figura 1).

Um teste do diagrama “TAS” foi feito com a plotação de três grupos de rochas vulcânicas (Figura 2). O primeiro corresponde às composições químicas de amostras das áreas-tipo de diversas famílias, na sua maioria extraídos de Tröger (1933). O segundo grupo provém das médias composicionais mundiais estabelecidas por Le Maitre (1979) para rochas ígneas e o terceiro representa as médias de rochas vulcânicas do Cráton Amazonas compiladas por Santos (1985). Notar que a maioria das análises químicas feitas a partir da década de 1980 não podem ser usadas, pois as classificações usando o diagrama TAS são bastante duvidosas.

### DIAGRAMA “TAS”: PRINCIPAIS PROBLEMAS

**Origem:** O diagrama álcalis versus sílica não foi criado para classificar rochas, mas sim para definir o grau de alcalinidade de séries vulcânicas, discriminando entre rochas tholeiíticas e alcalinas (MacDonald, 1968). Posteriormente, Irvine and Baragar (1971) usaram um procedimento semelhante separando rochas alcalinas e subalcalinas nesse diagrama.

**Conceito de saturação de sílica:** O diagrama TAS propõe que os teores de sílica (SiO<sub>2</sub>) podem ser usados para separar as rochas ultrabásicas (menos que 45% de sílica), básicas (45-52% sílica), intermediárias (52-

63% de sílica), e ácidas (mais de 63% de sílica). Esse é um equívoco considerável por que o que separa esses quatro grupos de rochas não é o simples teor de  $\text{SiO}_2$ , mas sim o grau de saturação em sílica da rocha. O TAS mostra, por exemplo, que rochas com menos de 63% de sílica seriam intermediárias e com mais de 63% seriam ácidas. Ora, certamente existem rochas intermediárias com mais de 63%  $\text{SiO}_2$  e rochas ácidas com menos de 63%  $\text{SiO}_2$ . São comuns traquitos (rocha intermediária) com mais de 63% de  $\text{SiO}_2$ .

**Emprega teores de  $\text{Na}_2\text{O}$ :** Um dos principais problemas nas classificações químicas de rochas vulcânicas é a distribuição do sódio, pois esse elemento pode ocorrer tanto no plagioclásio como no feldspato alcalino. Albita (modal) é um feldspato alcalino sódico comumente presente em muitas rochas vulcânicas félsicas em grãos individuais ou em pertitas em feldspato potássico. Os plagioclásios mais comuns em rochas vulcânicas félsicas e intermediárias são oligoclásio e andesina, ambos ricos em  $\text{Na}_2\text{O}$ . Esse óxido, assim como os teores modais e normativos de albita, por estar presente em dois minerais opostos usados para classificar as rochas (plagioclásio e feldspato alcalino), não é muito útil em diagramas classificatórios. Considerando as variações químicas entre um basalto (menos evoluído) e um riolito (mais evoluído) e usando composições de Tröger (1933) observa-se grandes variações nos conteúdos de  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ , mas muito pouca variação nos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$ . Um riolito tem 11,75 vezes mais  $\text{K}_2\text{O}$  (4.82%) do que um basalto (média=0.41%) e 19,75 vezes menos  $\text{CaO}$  (0.56%) que um basalto (11.06%). A diferença no conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O}$  entre basalto (2.38%) e riolito (4.18%) é de apenas 1,76, o que mostra a pouca utilidade do  $\text{Na}_2\text{O}$  para discriminar rochas vulcânicas.

**Não usa os teores de  $\text{CaO}$ :** A maior parte do  $\text{CaO}$  presente nas rochas vulcânicas (ácidas e intermediárias) está no plagioclásio, embora algumas rochas mais ricas em minerais máficos (como melandesitos) possam ter uma significativa parcela presente em anfíblio e clinopiroxênio. A melhor maneira de avaliar a abundância de plagioclásio em uma rocha vulcânica é observando o seu conteúdo em  $\text{CaO}$ . Portanto, qualquer diagrama classificatório usando elementos maiores deve considerar os teores de  $\text{CaO}$ , o que não acontece com o “TAS”.

**Não mantém a correspondência entre rochas vulcânicas e plutônicas:** A classificação de rochas vulcânicas deve manter uma correspondência com os equivalentes plutônicos, onde o andesito é o correspondente extrusivo ou hipabissal do diorito; latito é o equivalente extrusivo de monzonito, etc. A classificação de Le Bas et al. (1986) não é capaz de manter essa equivalência. Usando esse diagrama, o correspondente vulcânico de monzonito seria andesito (em lugar de latito); o equivalente de monzogranito seria dacito, em vez de riodacito; o par de quartzo-traquito seria granito e não o correto quartzo-sienito, etc.

**Falha em classificar nove famílias de rochas:** Existem quatorze (Figura 1) famílias principais de rochas vulcânicas (não considerando rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, rochas com feldspatóide e rochas especiais como carbonatitos): andesito, quartzo-andesito, latito, quartzo-latito, dacito, riodacito, riolito, álcali-riolito, traquito, quartzo-traquito, álcali-quartzo-traquito, e álcali-traquito (campos em cinza médio na figura 1, adaptada de Streckeisen, 1978). O diagrama de Le Bas et al. (1986) é capaz de classificar apenas cinco (riolito, dacito, andesito, traquiandesito, e traquito: campos em cinza claro na figura 1) entre esse grupo de 14 famílias de rochas vulcânicas, deixando de classificar nove famílias, as quais são “confundidas” com riolito, andesito, dacito e traquito.

**Classifica erradamente nove famílias de rochas:** Os resultados do teste feito com rochas de composição e nomes definidos (Figura 2) mostram que o TAS funciona razoavelmente para riolitos, dacitos, traquitos e fonolitos, pois todas as rochas assim classificadas plotam nesses campos. Todavia, não funciona para andesitos, latitos, riodacitos, quartzo-traquitos, quartzo-latitos e traquibasaltos. Todas essas rochas plotam em campos errados o que levaria a serem erroneamente classificadas. Andesitos são erroneamente “classificados” como andesito basáltico, traquiandesito e traquiandesito basáltico. Latitos são equivocadamente classificados como traquiandesito ou como traquiandesito basáltico; quartzo-latitos são classificados como dacito ou traquito; quartzo-traquitos classificam como traquito ou riolito; riodacitos plotam como riolitos ou como dacitos.

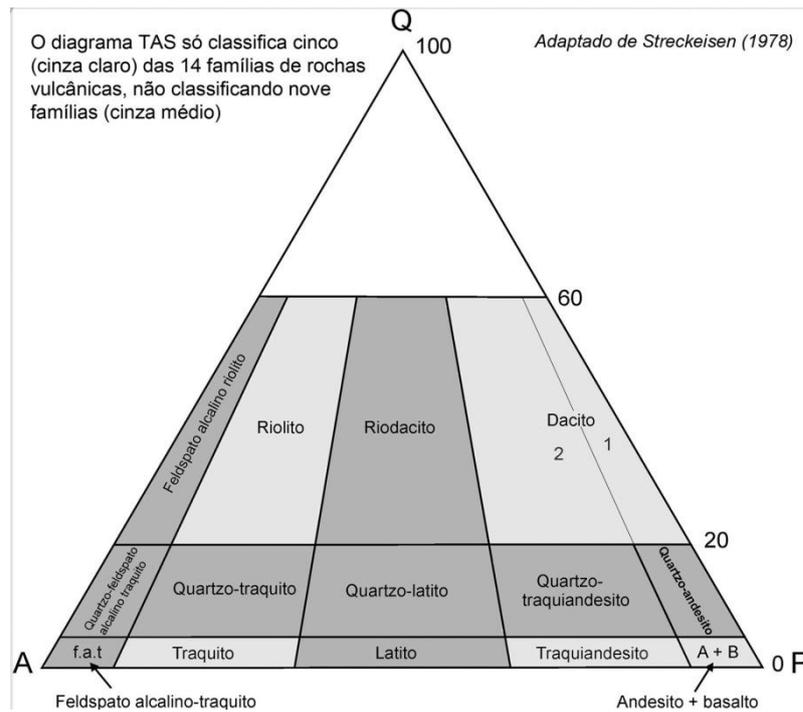


Figura 1. Diagrama QAP mostrando em cinza claro as famílias de rochas vulcânicas classificáveis no diagrama “TAS”. As rochas nos campos mais escuros não são classificáveis no diagrama “TAS”.

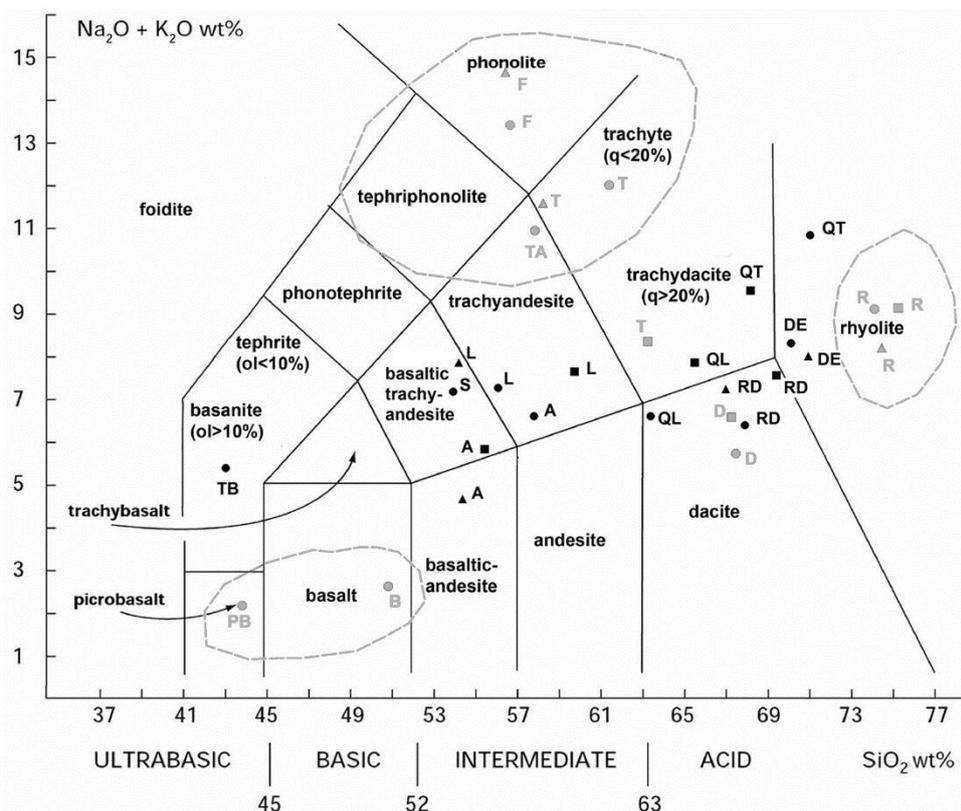


Figura 2. Teste feito com o diagrama “TAS” usando composições de Tröger (1933) – círculos; Le Maitre (1979) – triângulos; e de Santos (1985) – quadrados. Os pontos em cinza são aqueles em que a classificação TAS concorda com o nome real da rocha; os pontos em preto são aqueles onde o diagrama plota em campos errados. Os símbolos dos pontos são: PB-picrobasalto; B-basalto; A-andesito; TB-traquibasalto; L-latito; TA-traquiandesito; S-shoshonito; T-traquito; QL-quartzo-latito; QT-quartzo-traquito; F-fonólito; DE-delenito; D-dacito; RD-riódacito; R-riolito.

## ALGUMAS CONCLUSÕES

Qualquer esquema classificatório baseado na composição química da rocha vulcânica deve considerar os três principais elementos para classificar a rocha: Si, Ca, and K. O sódio é para ser evitado pois pode estar presente tanto em P (plagioclásio) como em A (feldspato alcalino). O uso de Na<sub>2</sub>O e a ausência de CaO são dois fatores que fazem com que o diagrama “TAS” fracasse como uma ferramenta para classificar rochas vulcânicas.

O resultado do emprego do diagrama TAS é uma classificação genérica, simplista e muitas vezes errada, pois troca os nomes de muitas rochas. A resultante desse simplismo é que certas rochas estão sofrendo uma extinção artificial, pois passam a ser ignoradas e “classificadas” com nomes de outras rochas. É o caso de riodacito – provavelmente a rocha vulcânica félsica mais abundante na Terra – e de latito. Os riodacitos são classificados erroneamente como riolitos ou como dacitos, enquanto que os latitos passam a ser “classificados” como andesitos e traquiandesitos. Uma estimativa, baseada no estudo de Santos (1985) em vulcânicas do Cráton Amazonas, é de que pelo menos 30% de todas as rochas classificadas como andesitos no Brasil sejam, na realidade, latitos.

O diagrama “TAS” não é recomendado para classificar rochas vulcânicas.

## REFERÊNCIAS

- Irvine, T.N., and Baragar, R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, D., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Maitre, R.W., 1976. The Chemical Variability of some Common Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 17 (4): 589-598.
- MacDonald, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geological Society of America Memoir* 116, pp. 477-522.
- Santos, J.O.S., 1985. Classificação dos vulcanitos Uatumã. In: *Simposium Amazonico*, 1981, Puerto Ayacucho, Venezuela. *Memoria, boletim* 10, p. 259-272.
- Shand, S.J., 1913. On saturated and unsaturated igneous rocks. *Geological Magazine*, 10: 508-514.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences reviews*, 12: 1-33.
- Streckeisen, A., 1978. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilite rocks. *Recommendations and suggestions*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 143: 1-14.
- Tröger, W.E., 1933. *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur Compendium*. Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Stuttgart, 360 pp.

## PALEOMAGNETISMO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO DE PRATA – CRÁTON AMAZÔNICO

Larissa N. Tamura<sup>1</sup>, Manoel S. D'Agrella-Filho<sup>1</sup>, Ricardo I. F. Trindade<sup>1</sup>, Wilson Teixeira<sup>2</sup>, Amarildo S. Ruiz<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IAG-USP, São Paulo, Brasil; <sup>2</sup>IGc-USP, São Paulo, Brasil; <sup>3</sup>UFMT, Mato Grosso, Brasil.

### INTRODUÇÃO

São raros os blocos continentais para os quais curvas de deriva polar aparente (CDPAs) são definidas para períodos de tempo mais antigos. No caso do Cráton Amazônico, a CDPA é limitada a um curto período do tempo, entre 2,15 e 1,97 Ga (Théveniaut et al., 2006). Portanto, novos polos paleomagnéticos são necessários de modo a definir a CDPA para o Cráton Amazônico durante o Proterozóico e para testar os modelos paleogeográficos propostos com base em correlações geológicas. Este trabalho apresenta novos dados paleomagnéticos obtidos para o enxame de diques de Nova Lacerda, localizado adjacente à chamada orogênese Rio Alegre (1,51-1,48 Ga) e terreno Jauru (1,79-1,60 Ga), com implicações para a definição da curva de deriva polar aparente do Craton Amazônico durante o Mesoproterozóico.

### ASPECTOS GEOLÓGICOS E AMOSTRAGEM

Na região de Nova Lacerda (Mato Grosso), aflora um enxame de diques máficos, os quais foram denominados, coletivamente, de enxame de diques Rancho de Prata (Ruiz, 2005) e/ou Nova Lacerda (Corrêa da Costa et al., 2009). Adotaremos aqui o primeiro nome, devido a existência do nome Nova Lacerda para um granitóide na região. Os diques máficos apresentam direções de N30°-50°W a NE e cortam rochas metamórficas policíclicas e graníticas do chamado domínio Jauru (1.79 e 1.60 Ga; Ruiz, 2005, Sousa et al., 2006). Localmente alguns diques cortam o pluton granitoide Nova Lacerda (1462 ± 12 Ma) da suite intrusiva Pindaiatuba (e.g., Bettencourt et al., 2010). A idade deste pluton é equivalente a do batólito Santa Helena que aflora mais a leste (Geraldés et al., 2001). Do ponto de vista tectônico, Sousa et al. (2006) interpretaram estes diques como um evento magmático tardio associado ao colapso do orógeno Sunsás-Aguapeí. Entretanto, um estudo isocrônico Rb-Sr compreendendo amostras de varios diques deste enxame indicou uma idade de 1380±32 Ma (Corrêa da Costa et al., 2009). Portanto, os diques Rancho de Prata podem estar tectonicamente associados à evolução da Província Rondiana-San Ignacio, mais precisamente à um episódio intraplaca antecedente à fase compressional do cinturão Alto Guaporé, cujo ápice ocorreu entre 1,35-1,32 Ga (Bettencourt et al., 2010).

Para o trabalho paleomagnético, foram coletados 242 cilindros orientados de 2,5 cm de diâmetro e três blocos de mão orientados de 24 sítios. Em um dos sítios amostrados, um dique máfico de ~2 m de largura cortava rochas graníticas do pluton Nova Lacerda. Neste sítio, foram coletadas 8 amostras do dique e 16 amostras do granito de ambos os lados do contato, até a distância máxima de 2,80 m, para a realização de um teste de contato cozido.

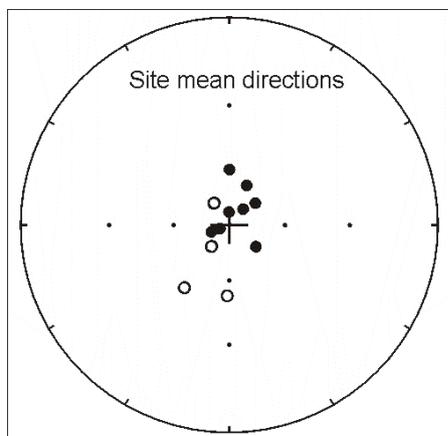
### RESULTADOS E ANÁLISES

Foram feitas desmagnetizações de 226 amostras pertencentes aos 24 sítios amostrados. Porém, somente 13 sítios apresentaram direções coerentes. Os demais sítios não apresentaram coerência nas direções de magnetização isoladas durante o tratamento, muito provavelmente, em decorrência de movimentos dos blocos de rocha amostrados. Assim, estes sítios foram desprezados da determinação de direções médias e cálculo do polo paleomagnético.

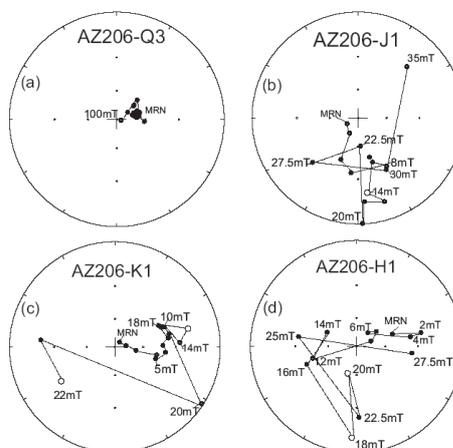
A desmagnetização térmica foi efetuada para uma amostra de cada sítio estudado. De modo geral, este tratamento não foi eficiente para separar as componentes de magnetização presentes nas amostras. Já o tratamento por campos magnéticos alternados foi eficiente para isolar direções com inclinações positivas e negativas altas nestas amostras (**Fig. 1**). Após inverter as direções com polaridade normal, uma direção média  $D_m=35,3^\circ$ ,  $I_m=80,7^\circ$  ( $N=13$ ,  $\alpha_{95}=9,5^\circ$ ) foi determinada, a qual forneceu o pólo paleomagnético localizado em  $310,7^\circ$  E,  $0,5^\circ$  S ( $A_{95}=16,9^\circ$ ,  $K=7,0$ ).

Um teste de contato cozido foi realizado para o sítio 5 (AZ-206), onde um dique máfico corta um corpo granítico (vide acima). As amostras do dique apresentaram direções norte/nordeste com inclinações positivas altas (AZ206Q3 na **Fig. 2a**). Entretanto, não foi possível isolar a direção do corpo granítico, pois a maioria das amostras coletadas apresentou direções instáveis. As **Figs. 2b, c e d** apresentam as desmagnetizações efetuadas para as amostras do granito coletadas no contato com o dique (amostras

AZ206J1 e AZ206K1) e a 20 cm do dique (amostra AZ206H1). Note que, apesar de não ser possível identificar a direção característica para estas amostras, o tratamento AF mostra uma componente de coercividades baixas, similar à obtida para as amostras do dique. Esta componente não é observada para amostras mais afastadas do contato.



**Fig. 1-** Direções médias por sítio (símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas)).



**Fig. 2-** Teste de contato cozido: desmagnetizações AF (símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas)) de uma amostra do dique máfico (a) e de amostras de granito no contato (a, b) e a 20 cm do contato (d).

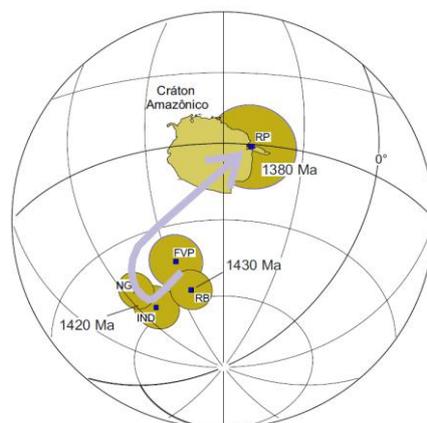
Embora o teste de contato cozido não possa ser considerado positivo, pois a direção do granito mais antigo não pode ser isolada, a componente Rancho de Prata (RP) é bem diferente da direção do campo atual. Estas evidências, aliadas ao fato de que os diabásios não apresentam sinais de metamorfismo (conforme estudo petrográfico), nos levam a supor uma origem primária para esta magnetização remanente característica.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para os diques Rancho de Prata propiciaram o cálculo de um polo paleomagnético localizado em  $310.7^{\circ}\text{E}$ ,  $0.5^{\circ}\text{S}$  ( $N=13$ ,  $A95=16,9^{\circ}$ ;  $K=7.0^{\circ}$ ). Determinações geocronológicas Rb-Sr indicam idade de  $1380\pm 32$  Ma para estas rochas, a qual pode corresponder à idade da magnetização característica isolada nos tratamentos de laboratório. Atualmente existem quatro polos paleomagnéticos determinados para o Cráton Amazônico, com idades Mesoproterozóicas: o polo Nova Guarita (NG) obtido para diques da região norte do estado do Mato Grosso, cuja idade de  $1418,5\pm 3,5$  Ma é bem determinada através de datações  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  e um teste de contato cozido positivo confirma o caráter primário da magnetização isolada (Bispo-Santos et al., 2012). Outro polo foi determinado para a Intrusiva Indivaí situada em região próxima dos diques de Rancho de Prata, cuja idade de  $1415.9\pm 6.9$  Ma é bem definida através de determinações U-Pb (D'Agrella-Filho et al., 2012; Teixeira et al., 2011). Outros dois polos correspondem, respectivamente, aos sills máficos da região de Rio Branco e rochas sedimentares, na qual, os sills estão intercalados (Elming et al., 2009, D'Agrella-Filho et al., 2008). Queiroz e colaboradores (2013) apresentam novos resultados paleomagnéticos obtidos em sills e rochas sedimentares desta mesma região, os quais corroboram os resultados previamente apresentados por Elming et al. (2009) e D'Agrella-Filho et al. (2008) para estas rochas. Datações obtidas através do método U-Pb em zircões forneceram idades de  $1471\pm 8$  Ma e  $1427\pm 10$  Ma para um gabro e um granófiro, respectivamente, pertencentes a suíte máfico-félsica Rio Branco (Geraldés et al., 2001). Os sills de Rio Branco podem também pertencer a este evento, já que xenólitos de rochas sedimentares da região (nas quais os sills se encaixam) são encontrados em rochas da suíte Rio Branco (Ruiz, 2005).

Estes quatro polos, juntamente com o polo Rancho de Prata aqui determinado, estão representados na **Fig. 3**. A localização próxima dos polos Rio Branco e Formação Vale da Promissão com os polos Nova Guarita e Indivaí sugerem que eles podem corresponder a direções de magnetização adquiridas entre 1430 e 1420 Ma. Já o polo Rancho de Prata (1387 Ma) situa-se bem distante dos polos acima mencionados.

Esta diferença pode indicar uma rápida deriva polar aparente para o Cráton Amazônico entre 1420 Ma e 1380 Ma, como indicado na **Fig. 3**.



**Fig. 3-** Polos paleomagnéticos do Cráton Amazônico para idades entre 1430 Ma e 1380 Ma: NG – Diques Nova Guarita; IND – Intrusiva Indiavaí; RB – Sills de Rio Branco; RS – Rochas sedimentares da região de Rio Branco; RP – Diques Rancho de Prata. Cráton Amazônico na sua posição atual.

#### AGRADECIMENTOS

À FAPESP (2011/50887-6) e ao CNPq pelo apoio financeiro. Este trabalho faz parte do projeto INCT-GEOCIAM.

#### REFERÊNCIAS

- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Ruiz, A.S., Matos, R., Payolla, B.L. e Tosdal., R.M., 2010, The Rondonian-San-Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview, *J. South Amer. Earth Sci.*, 29, 28-46.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Janikian, L., Vasconcelos, P.M., Perillo, B.M., Pacca, I.G., Silva, J.A. e Barros, M.A.S., 2012, Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Prec. Res.*, 196-197, 1-22.
- Corrêa da Costa, P.C., Girardi, V.A.V., Ruiz, A.S., Matos, J.B. 2009, Geocronologia Rb-Sr e características geoquímicas dos diques máficos da região de Nova Lacerda e Conquista D'Oeste (MT), porção sudoeste do Craton Amazônico: *Geologia USP: Série Científica* 9 (1), 115–132.
- D'Agrella-Filho, M.S., Tohver, E., Santos, J.O.S., Elming, S-A., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G. e Geraldles, M.C., 2008, Direct dating of paleomagnetic results from Precambrian sediments in the Amazon craton: Evidence for Grenvillian emplacement of exotic crust in SE Appalachians of North America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 267, 188-199.
- D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldles, M.C., Pacca, I.I.G., Barros, M.A.S. e Ruiz, A.S., 2012, The 1420 Ma Indiavaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent, *Gond. Res.*, 22, 956-973.
- Elming, S.-Á., D'Agrella-Filho, M.S., Page, L.M., Tohver, E., Trindade, R.I.F., Pacca, I.I.G., Geraldles, M.C. e Teixeira, W., 2009, A palaeomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study of Late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian Craton: Amazonia in the Rodinia reconstruction, *Geophys. J. International*, 178, 106-122.
- Geraldles, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W. e Babinski, M., 2001, Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil, *Prec. Res.*, 111, 91-128.
- Queiroz, M.V.B., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Teixeira, W. e Ruiz, A.S., 2013, Estudo paleomagnético e de anisotropias de suscetibilidade magnética de sills máficos da região de Rio Branco – MT (SE do Cráton Amazônico), *Latinmag* 2013. Este volume.

- Ruiz, A.S., 2005, Evolução geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico na região limítrofe Brasil-Bolívia. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, 2005, 259pp.
- Sousa, A.A., Ruiz, A.S., Caten, B.T. e Simões, L.S.A., 2006, Caracterização estrutural e petrográfica dos enxames de diques máficos pertencentes a Suíte Intrusiva Rancho da Prata, In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, S14, P-317.
- Teixeira, W., Geraldés, M.C., D'Agrella-Filho, M.S., Santos, J.O.S., Barros, M.A.S., Ruiz, A.S. e Costa, P.C.C., 2011, Mesoproterozoic juvenile mafic-ultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U-Pb geochronology and Nd-Sr constraints of the Figueira Branca Suite, *J. South Am. Earth Sci.*, 32, 309-323.
- Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J. M., Monie, P., Rossi, P. e Lahondere, D., 2006, Paleoproterozoic (2155-1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana, *Prec. Res.*, 150, 221- 256.

## GRANITO TAQUARAL - CORUMBÁ/MS - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO - GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR

Letícia Alexandre Redes<sup>1,6,7</sup>; Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,2,6,7</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>1,3,6,7</sup>; Gabrielle A. Lima<sup>4,6,7</sup>;  
Lorena C. Dias Martins<sup>5</sup>.

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, DRM/UFMT  
<sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT, <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT, <sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA, <sup>5</sup>Geóloga, <sup>6</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>7</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM  
Email: leticiaredes@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A porção sul do Cráton Amazônico no estado do Mato Grosso do Sul, especificamente na região do município de Corumbá, tem sido descrita como pertencente ao Complexo Rio Apa (Godoi *et. al.* 2001) do Terreno Rio Apa (Ruiz 2005). Redes & Martins (2013) indicam que o embasamento dessa região é representado pelo Gnaiss Sant'Ana e Granito Taquaral, e que este é recoberto pelas unidades Neoproterozóicas dos Grupos Corumbá e Jacadigo e Quaternárias.

O objetivo deste trabalho é apresentar os aspectos petrográficos e geoquímicos do Granito Taquaral, e contribuir para o entendimento da evolução magmática do Terreno Rio Apa.

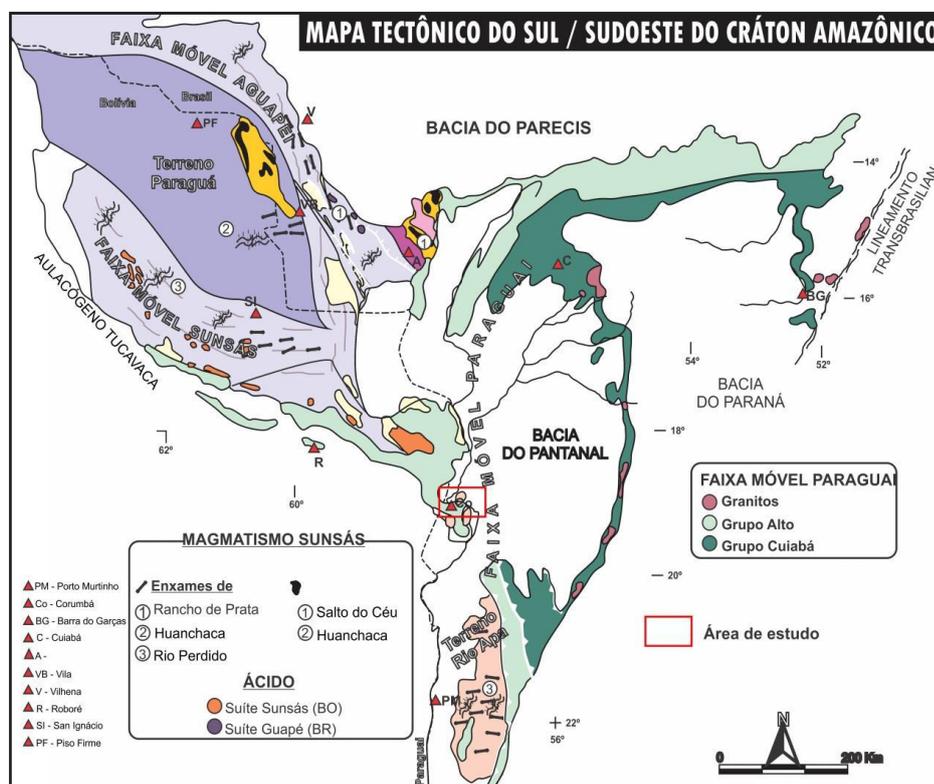
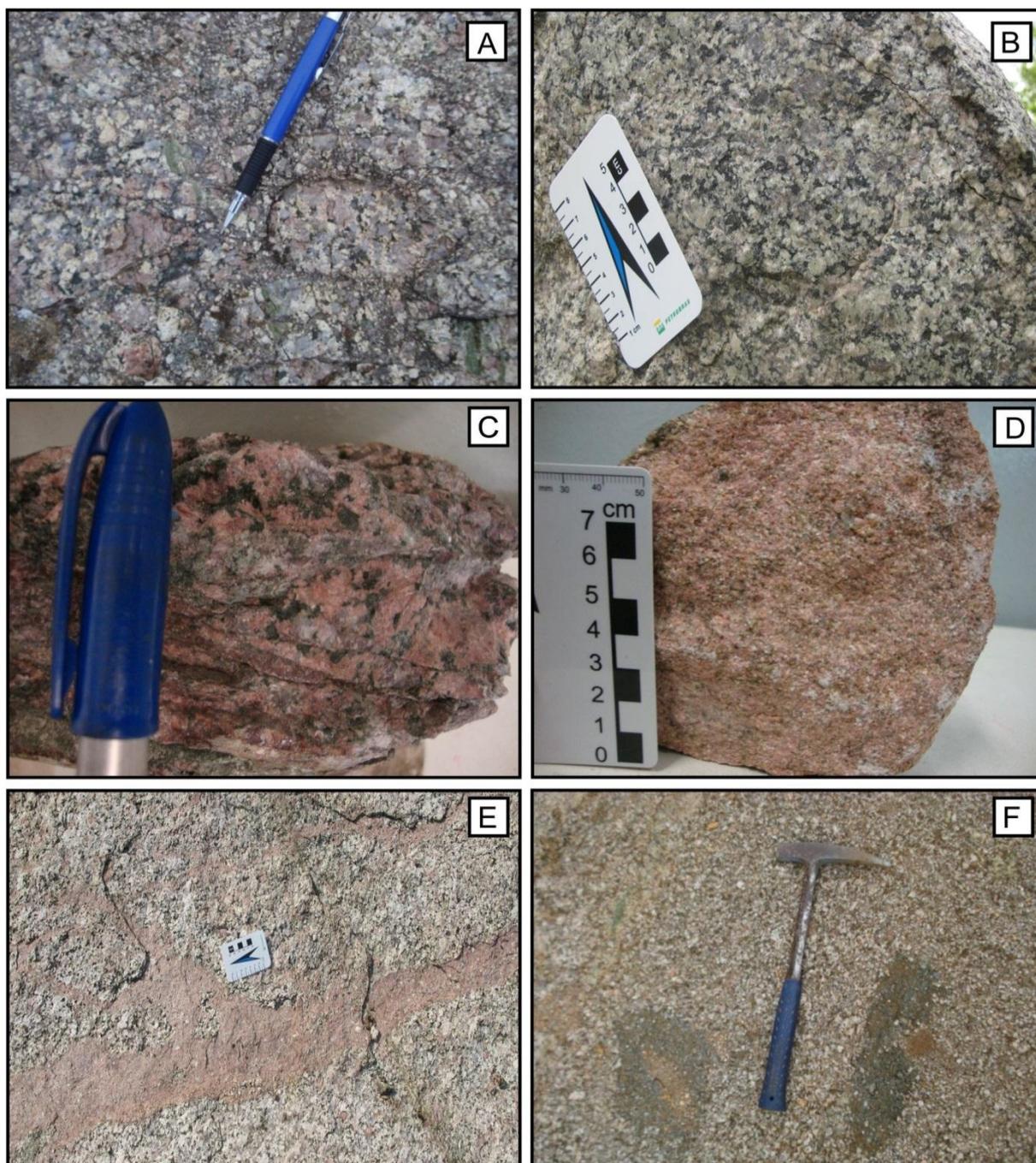


Figura 1- Mapa Tectônico do Sul/Sudoeste do Cráton Amazônico (Ruiz *et. al.* 2010).

### ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

O Granito Taquaral possui dimensões batolíticas e ocorre como lajedos, blocos e em açudes secos. Seu contato com as formações Tamengo e Bocaina é de natureza tectônica e, em parte, por discordância, encontrando-se, parcialmente, recoberta pelos sedimentos da Formação Pantanal. Constitui-se de rochas leucocráticas de cor cinza-claro a rosa-avermelhado, predominantemente inequigranulares, de granulação média a grossa (fig.2 A, B e C e D). Exibe duas fácies petrográficas, uma granodiorítica a monzogranítica dominante e outra sienogranítica, subordinada, encontrada em diques (fig.2 E) e. Enclaves máficos, de dimensões decimétricas a métricas e composição gabróica, ocorrem como autólitos nas rochas graníticas (fig.2 F). Apresenta-se maciço ou com foliação discreta e, por vezes, com foliação milonítica indicando zonas de cisalhamento.



**Figura 2.** Aspectos macroscópicos do Granito Taquaral ilustrando: (A) monzogranito foliado de granulação média; (B) granodiorito de granulação média e foliação discreta; (C) rocha de cor rosa avermelhada, inequigranular com grãos estirados de feldspato alcalino e faixas cataclásticas; (D) aplito de granulação fina e composição sienogranítica; (E) Diques aplíticos de cor rosa com espessura de até 15 cm em contato abrupto e reativo com monzogranito; (F) enclaves microgranulares máficos de dimensões decimétricas no Granito Taquaral.

A Fácies Granodiorítica a Monzogranítica opticamente, apresenta textura inequi a equigranular média, predominantemente, xenomórfica, constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e minerais máficos, identificados como, biotita, raramente anfibólio e opacos. A paragênese acessória está representada por titanita, apatita, allanita e zircão. Esta fácies exhibe-se intensamente alterada, com evidências de atuação de fase hidrotermal, responsável pelos processos de sericitização, argilização e saussuritização dos feldspatos e cloritização da biotita, que produziram grande quantidade de sericita, argilominerais, epidoto, clinzoisita, zoisita, calcita, muscovita e clorita. A Fácies

Sienogranítica consiste de uma paragênese primária formada por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio (hornblenda), tendo como minerais acessórios, titanita, apatita e opacos, e como produto de alteração sericita, argilominerais, epidoto e clorita. Nas rochas de granulação grossa, destacam-se cristais maiores de feldspato alcalino com dimensões variando de 1,0 a 5,0 cm. As rochas desta fácies encontram-se intensamente alteradas, sendo identificada também a atuação de fase hidrotermal, responsável pelos processos de sericitização, argilização, saussuritização e cloritização.

Os diques aplíticos são predominantemente equigranulares e são compostos por feldspato alcalino (microclina), quartzo, plagioclásio e biotita, tendo titanita, apatita e opacos como minerais acessórios e vênulas de epidoto são comuns. Apresentam alteração incipiente, sendo evidenciadas saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita.

### ASPECTOS GEOQUÍMICOS

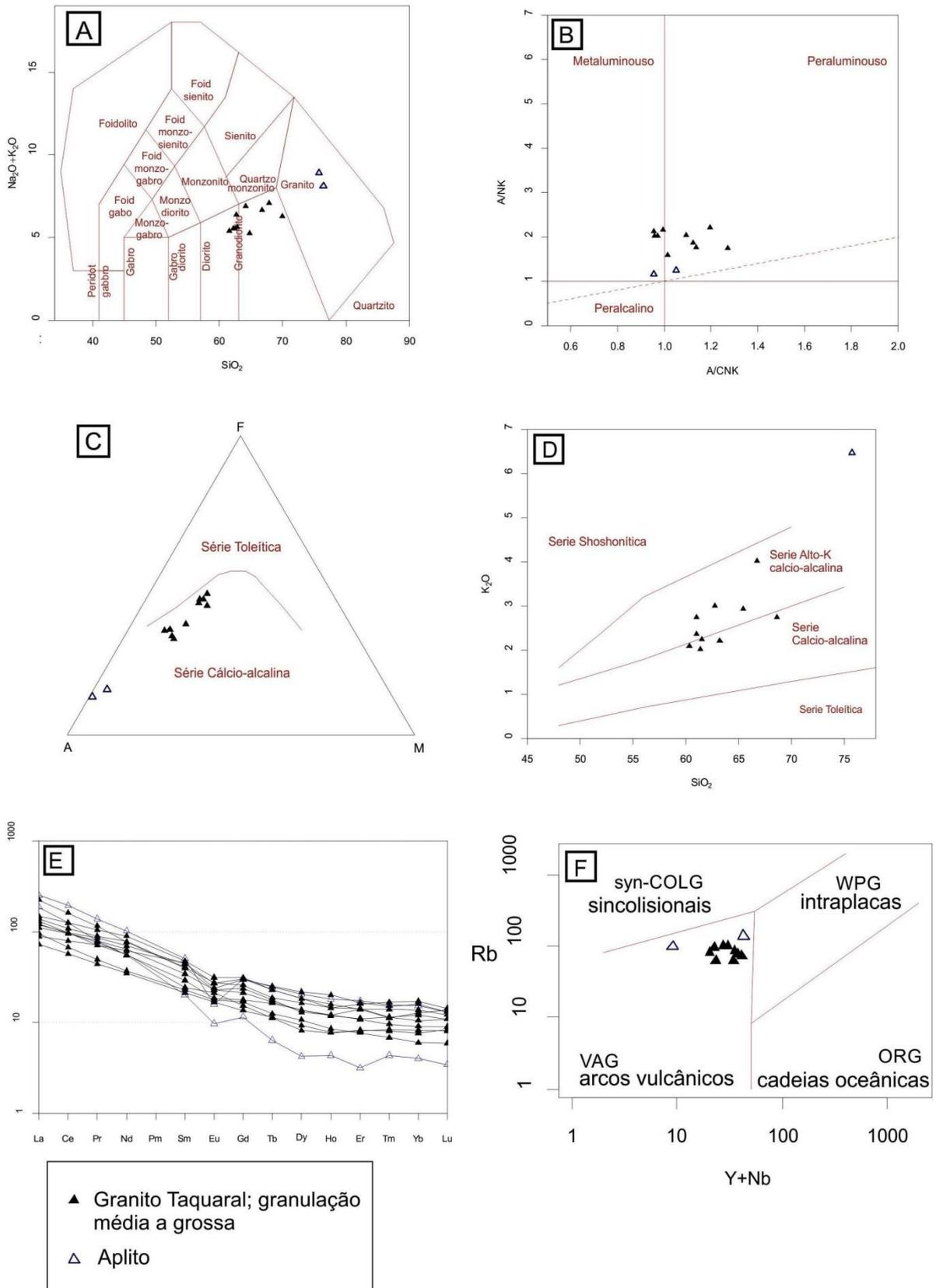
O tratamento geoquímico de 12 amostras do Granito Taquaral revela que suas rochas apresentam uma ampla variação composicional, com teores de sílica entre 61 e 68 %, sendo classificadas como dioritos, granodioritos e granitos no diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ , de Middlemost (1985; fig. 3A). Quanto ao índice saturação em alumina em relação aos álcalis, esses litotipos caracterizam-se como metaluminosos a peraluminosos no diagrama de Maniar & Piccoli (1989) que utiliza os índices de Shand ( $\text{ACNK}$  versus  $\text{ANK}$ ; fig. 3B). O magmatismo que os formou é classificado como cálcio-alcálico de alto K nos diagramas AFM e  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  propostos, respectivamente, por Irvine & Baragar (1971; fig. 3C) e Peccerillo & Taylor (1976; fig. 3D). O espectro de Elementos Terras Raras (ETR), normalizados pelo condrito de Boynton (1984; fig. 3E), mostra um enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados e forte anomalia em Eu nos aplitos. Ainda a partir dos dados químicos obtidos, a disposição dos pontos representativos dessas rochas coincidente com o domínio de arco vulcânico delimitado para rochas fanerozóicas por Pearce *et. al.* (1984; Rb versus Y+ Nb; fig. 3F) sugerem a colocação do magmatismo que as originou em ambiente de arco magmático.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Taquaral é constituído por rochas granodioríticas até sienograníticas, leucocráticas cinza-claras a rosa-avermelhadas, predominantemente inequigranulares médias a grossas, da série cálcio-alcálica de alto K, metaluminosas a peraluminosas refletindo o predomínio de biotita e hornblenda como seus principais minerais máficos. Foram formadas a partir de um magmatismo de ampla variação composicional registrada pela presença de enclaves microgranulares máficos, e colocado, possivelmente, em um ambiente de arco magmático.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a CAPES (PROCAD nº096/2007) e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa.



**Figura 3.** Diagramas classificatórios do Granito Taquaral: (A)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  de Middlemost (1985); (B)  $\text{A/NK}$  versus  $\text{A/CNK}$  de Maniar & Piccoli (1989); (C) AFM de Irvine & Baragar (1971), (D)  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  de Peccerillo & Taylor (1976); (E) distribuição de ETR, normalizados pelo condrito segundo Boynton (1984); (F)  $\text{Rb}$  versus  $\text{Y}+\text{Nb}$  de Pearce *et al.* (1984).

## REFERÊNCIAS

- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) Rare earth element geochemistry. Elsevier. p.63-114.
- Godoi, H.O. Martins, E.G.; Mello, C.R.; Scislowski, G. Geologia. MME/SG. Projeto Radam-Brasil Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folhas Corumbá (SE. 21- Y-D), Aldeia Tomázia, (SF.21-V-B) e Porto Murtinho (SF.21-V-D), Mato Grosso do Sul, escala 1:250.000, 2001.
- Irvine I.N. & Baragar W.R.A. 1971. A Guide To The Chemical Classification Of The Common Volcanics Rocks. Canadian Journal Earth Science, 8:523-548.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. 1986. Chemical Classification Of Volcanic Rocks Based On Total Alkali-Silica Diagram. Journal of Petrology, 27:745-750.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Pearce J.A. & Norry M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in Volcanic Rocks. *Contrib.Mineral. Petrol*, 69:33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.C. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956– 983
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Miner. Petrol*, 58:63-81.
- Redes, L. A. & Martins, L. C.D. 2013. Geologia e Análise Estrutural da Região de Corumbá – MS: Ênfase no Granito Taquaral – Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 23-54 p.
- Ruiz, A. S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 14-245p.

## **BASALTOS ALMOFADADOS DA REGIÃO SUL DA SERRA DO TAPA, SE DO PARÁ – CINTURÃO ARAGUAIA**

*Luisa Dias Barros (luisadbars@gmail.com)*  
*Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (gorayebp@ufpa.br)*

Projeto Instituto de Geociências da Amazônia – GEOCIAM MCT-CNPq/FAPESPA  
Universidade Federal do Pará

### **INTRODUÇÃO**

Na região conhecida como Serra do Tapa, incluída nos municípios de Sapucaia e Xinguara, no sudeste do Estado do Pará estão expostos um dos maiores corpos máfico-ultramáficos do Cinturão Araguaia que aflora na forma uma faixa alongada de mais de 70 km na direção N-S, com larguras de 15 – 20 km, que compreende um megafragmento bem preservado da litosfera oceânica e parte do manto superior do Oceano Araguaia do Neoproterozoico, que constitui a Suite Ofiolítica Serra do Tapa (SOST).

A suíte compreende uma associação constituída por metabasaltos com marcantes estruturas em almofada, formações ferríferas bandadas, metacherts, metasilexitos ricos em hematita e/ou magnetita além de peridotitos serpentinizados, que se acham embutidos tectonicamente nas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, na porção oeste do Cinturão Araguaia.

A associação dessas rochas é mundialmente interpretada como representação de assoalhos oceânicos e porções do manto superior, denominados de ofiolitos. A presente investigação se deteve em uma área da porção sul da referida serra com ênfase nos basaltos almofadados envolvendo análises petrográficas e estudos litoquímicos. A pesquisa faz parte da linha de pesquisa “Magmatismo do Cinturão Araguaia” desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, e contou com o apoio financeiro do projeto Instituto de Geociências da Amazônia –INCT-GEOCIAM – MCT/CNPq/FAPESPA (Proc. No 573733/2008).

### **CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA**

A área está situada na fronteira entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia, em que na porção oeste está exposto o Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria de idade arqueana constituído de trondhjemitos, tonalitos e granodioritos fracamente metamorfizados, e sucessões de metabasaltos almofadados e metacherts. No restante da área, em grande maioria, afloram rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico (metarenitos, metassiltitos e ardósias) da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins). Na porção central, situa-se a associação ofiolítica que se apresenta na forma de uma megamêndoa disposta na direção N-S fortemente afetada por cavalgamentos com orientação N-S. A sucessão de metabasaltos e rochas metassedimentares apresentam baixos valores de mergulho para leste, que se acham deslocadas por zonas de cisalhamento transcorrentes nas direções NW-SE e ENE-WSW (figura 1).

O substrato da sucessão basáltica é constituído por peridotitos mais ou menos serpentinizados, talco xistos e clorititos. O conjunto de basaltos é coberto por camadas de cherts, silexitos e argilitos fortemente laminados, que mergulha suavemente para leste. Todo o conjunto de rochas apresenta transformações metamórfico-metassomáticas incipiente.

### **METABASALTOS ALMOFADADOS**

Os basaltos exibem estruturas em almofadas bem preservadas, havendo também, localmente, brechas de derrame nas zonas de borda superior das almofadas, hialoclastitos (Figura 2). As estruturas em almofadas possuem tamanhos variando de 50 cm a 3 m de comprimento, em formas achatadas, elípticas, cilíndricas ou abauladas de modo que todas as formas apresentam-se alongadas definindo uma orientação preferencial.

Analisando as almofadas individualmente, estas apresentam um zoneamento em que na sua porção mais interna é constituída por um basalto maciço de cor verde, afanítico, de granulação fina, na zona de borda, com espessuras até 5 cm, por um basalto de cor verde amarelado, de granulação fina. A zona mais externa com espessuras de até 10 cm é constituída por material verde escuro, micro a criptocristalina, constituída por material vítreo transformado em clorita definida como zona interalmofada (*interpillow*) que representa a borda de resfriamento das superfícies interalmofadas.

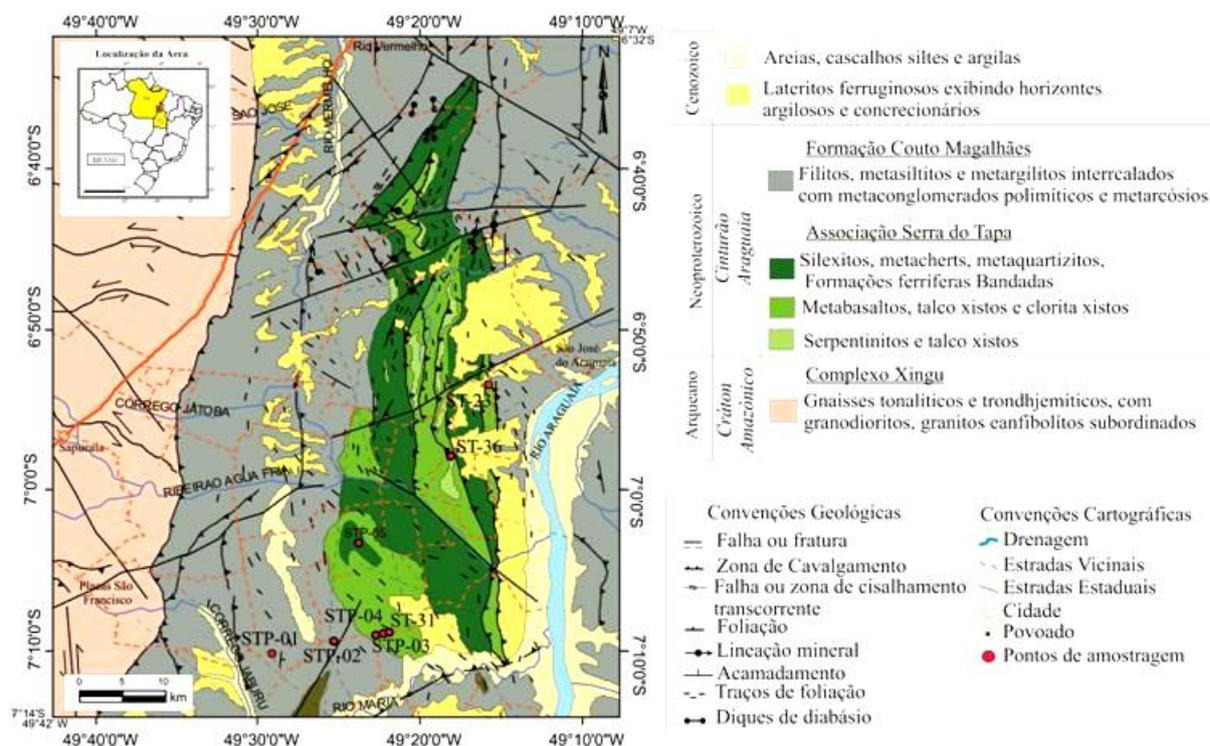


Figura 2 – Mapa geológico da região da Serra do Tapa com pontos amostrados. Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

Em determinados locais da zona interalmofada são encontradas brechas de superfície de derrames basálticos caracterizando hialoclastitos. São fragmentos subangulosos, mas muitas vezes estão arredondados devido à deformação e metamorfismo, que causou também o alongamento das almofadas. A matriz que suporta os fragmentos é composta por material vítreo (zona interalmofada) com fragmentos milimétricos. Alguns fragmentos exibem um aspecto sigmoidal, levando a crer que alguma movimentação ocorreu durante o fluxo de lava e, possivelmente com interferências da deformação.

Ao microscópio são registradas transformações na mineralogia original da rocha, no entanto, ainda é possível identificar alguns minerais primários e as texturas magmáticas tais como microporfírica, intersertal e localmente esferulítica (Figura 3).

Os basaltos almofadados apresentam um zoneamento em que o núcleo é constituído por um basalto maciço de cor marrom esverdeada, de granulação fina, com textura intersertal composta por cristais ripiformes de plagioclásio com interstícios ocupados por clinopiroxênio (intensamente transformados para tremolita-actinolita) e material vítreo e criptocristalino. Os basaltos hipovítreos da zona de borda apresentam cor verde amarelada, com forte disseminação de cristais granulares de epidoto e apresentam feições texturais de resfriamento ultrarrápido como esferulitos, cristais aciculares e radiais de plagioclásio, além de texturas tipo “rabo de andorinha” e seções ocas destes cristais. Os basaltos hipovítreos da zona interalmofada possuem coloração verde escura, são afaníticos e são essencialmente compostos por material vítreo desvitrificado e transformado para cristais lamelares de clorita e uma massa criptocristalina que são produtos da transformação de vidro vulcânico. Exibem estruturas de fluxo magmático com a presença de fragmentos de basaltos vítreos e cristais envolvidos e rotacionados na estrutura fluidal.

Os basaltos estão fracamente metamorfisados e a paragênese  $Ab + Act + Cl + Ep \pm Stp$  foi estabilizada em condições da fácies xisto-verde baixo.

As formações ferríferas bandadas, caracterizadas como jaspilitos e cherts correspondem à unidade sedimentar química de ambiente oceânico marinho profundo, constituindo a porção superior da SOST.

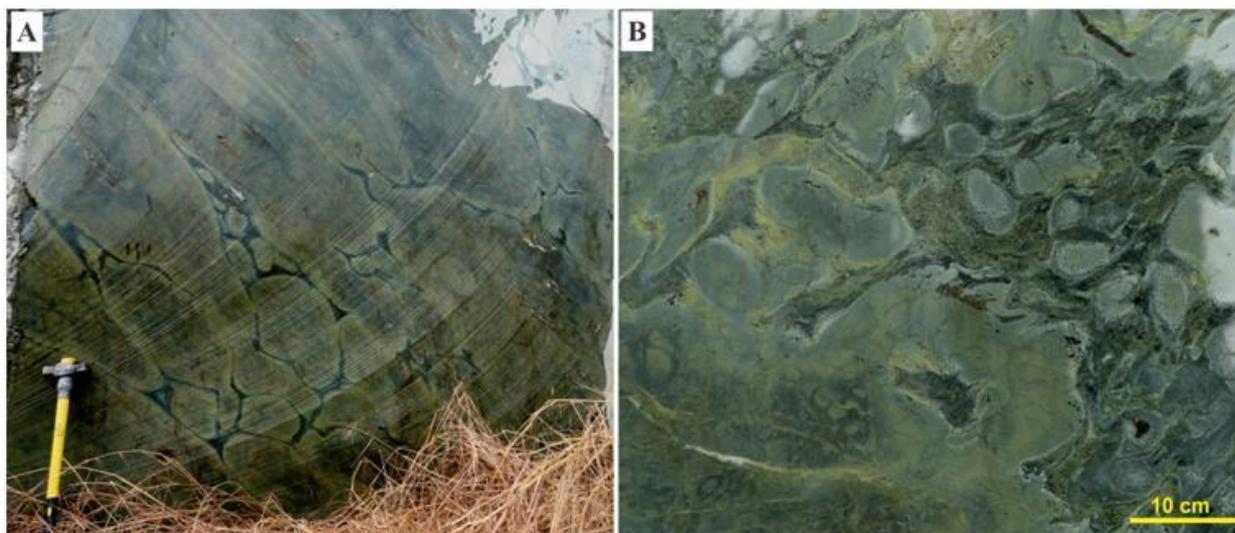


Figura 3 - Aspectos gerais dos basaltos e hialoclastitos. A) Visão em perfil realçando as estruturas almofadadas e foliação (S1), notar formas elipsoidais das almofadas de tamanhos métricos dos basaltos; B) Zona de brecha da superfície do derrame com fragmentos de basalto hipovítico (hialoclastito) plasticamente deformados.

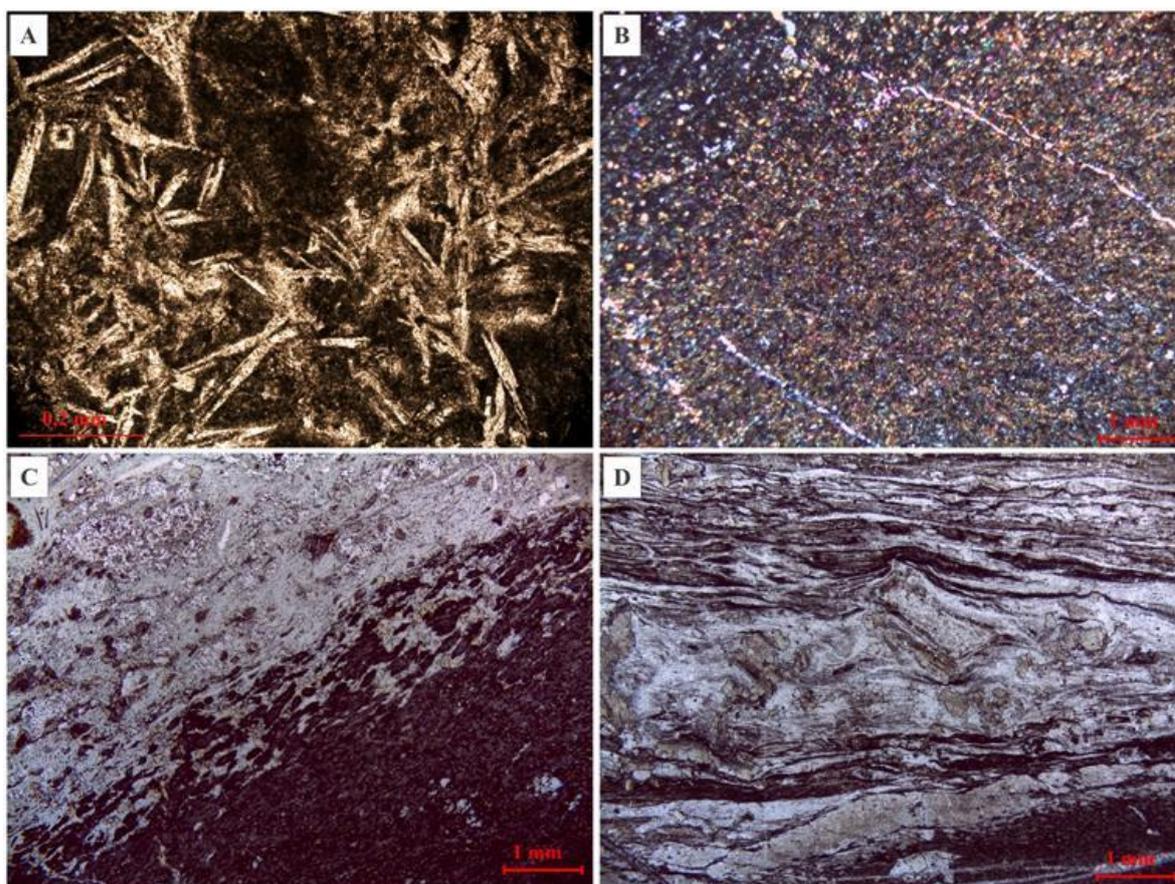


Figura 4 - Fotomicrografias dos metabasaltos: A) Textura intersertal feições texturais de resfriamento ultrarrápido destacando cristais aciculares esqueletais de plagioclásio com textura tipo “rabo de andorinha” e cristais ocios preenchidos com material vítreo; B) Alto conteúdo de cristais granulares de epidoto em basalto muito transformado; C) Zona de transição entre borda e interalmofada de uma almofada, definido pela gradação de rocha vítrea (transformada para clorita) para esferulitos individuais de albita, de cor castanha, até esferulitos coalescentes; D) Estruturas de fluxo com dobras e fragmentos vítreos rotacionados.

## GEOQUÍMICA DOS BASALTOS

As assinaturas geoquímicas desses basaltos revelam a natureza subalcalina-toléitca oceânica e é comparável a basaltos de cadeia meso-oceânica tipo N-MORB (Figura 4). Estas rochas apresentam pouca variação em sua composição química, entretanto a zona interalmofada sofreu fortes transformações devido ao metassomatismo oceânico que levou a um enriquecimento considerável nos teores de CaO, MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> caracterizado pela concentração de clorita e epidoto nesta zona. Os basaltos também apresentam um leve empobrecimento no teor de SiO<sub>2</sub> e de álcalis. Segundo Yardley (2004) essa situação é característica das bordas vítreas dos basaltos almofadados e ocorrem devido aos processos metamórficos e metassomáticos de fundo oceânico.

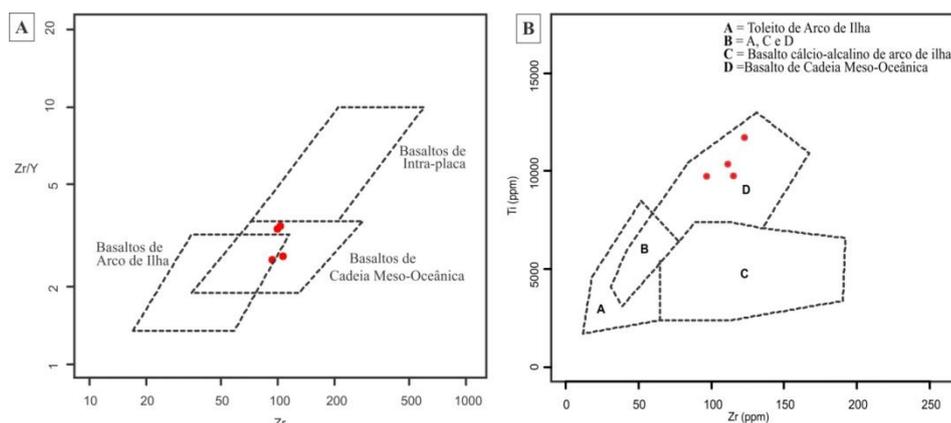


Figura 5 - Diagramas de paleoambiência de Pearce & Norry (1979) e Pearce & Cann (1993) (*apud* Rollinson, 1993) onde as amostras plotam no campo de basaltos de cadeia meso-oceânica.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando os dados de campo, as análises petrográficas e geoquímicas, e o conhecimento acumulado na literatura sobre estes corpos conclui-se que estes basaltos, como sendo um conjunto de derrames e frentes de extravasamento de lavas, em associação com peridotitos serpentinizados, jaspilitos e cherts representam frações de uma litosfera oceânica antiga representando um ambiente de fundo oceânico onde se desenvolveu um vulcanismo extrusivo submarino de um magma basáltico toleítico tipo MORB durante o estágio inicial de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozoico. Posteriormente foi obductada e fracamente metamorforizada durante processos de inversão do Cinturão Araguaia, ao longo de zonas de cavalgamento com transporte em direção ao Cráton Amazônico, constituindo a Suite Ofiolítica Serra do Tapa.

## REFERÊNCIAS

- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (Eds.) 1979. *The Interpretation Of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.
- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., Albuquerque, C.A. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly involved crust?. 2005. *J. South Amer. Earth Sci.*, 20: 211-230.
- Paixão, M. A. P. & Nilson, A. A. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. 2002. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3: 85–103.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation*. Zimbabwe, 355p.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. Programa Geologia do Brasil (PGB). Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais. Geologia e Recursos MInerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos MInerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.

## GRANITO SÃO DOMINGOS: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO TIPO S RELACIONADO À FAIXA MÓVEL AGUAPEÍ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Luzia Helena Siqueira<sup>1,4</sup> [luh@ufmt.br](mailto:luh@ufmt.br); Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,3,4,5</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>1,2,4,5</sup>; Gabrielle Aparecida de Lima<sup>4,5</sup>; Maria Elisa Fróes Batata<sup>4</sup>; Shayenne Fontes Nogueira<sup>1,4,5</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral/ICET/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais/ICET/UFMT; <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência de Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM).

### INTRODUÇÃO

O Granito São Domingos (GSD) é o objeto deste trabalho e corresponde a um corpo batolítico, circular a elíptico, levemente alongado segundo a direção NE, de aproximadamente 150 km<sup>2</sup>. Expõe-se ao norte do distrito de São Domingos, município de Jauru-MT, no SW do Crátón Amazônico, na área de influência da Faixa Móvel Aguapeí (FMA) (Figura 1).

O objetivo desse trabalho é apresentar as características de campo, petrográfica e geoquímica do batólito São Domingos, contribuindo para o entendimento da história magmática relacionada à evolução da FMA, da Orogenia Sunsás, de idade 1,11 a 1,0 Ga (Teixeira *et al.* 2010).



Figura 1- Mapa de compartimentação em terrenos para o SW do Crátón Amazônico em Mato Grosso e oriente da Bolívia com destaque para a área de ocorrência do Granito São Domingos. Extraído de Ruiz (2009).

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Menezes *et al.* (1993) denominam e descrevem o Granito São Domingos como um corpo semicircular isotrópico contendo granada, com características petrológicas que sugerem derivação crustal tipo S, encaixado no Batólito Santa Helena e nas rochas paleoproterozoicas do complexo metavulcanossedimentar do Grupo Alto Jauru. Geraldes (2000) apresenta idades U-Pb em zircão de  $930 \pm 12$  Ma e  $936 \pm 26$  Ma interpretadas como de cristalização desse corpo, que pode estar correlato temporalmente a outras unidades ligadas à Orogenia Sunsás.

Ruiz (2005) apresenta uma síntese sobre o evento magmático de idade toniana no oriente boliviano e sudoeste de Mato Grosso, sendo reconhecidas, neste último, quatro intrusões seguramente relacionadas ao Ciclo Sunsás: granitos (1) Guapé, (2) São Domingos, (3) Sararé e (4) Guaporé, além de intrusões menores.

A Suíte Intrusiva Guapé foi classificada como anorogênica, gerada após encerramento dos processos da orogenia Sunsás sendo correlacionável temporalmente com a Suíte Granítica Rio Pardo que ocorre ao sul da Província de Estanho de Rondônia de idade  $905 \pm 7$  Ma (Teixeira *et al.* 2010).

### ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

As rochas do GSD ocorrem em blocos e lajedos (Figura 2A) e são isotrópicas a localmente orientadas com características de intrusão rasa. São leucocráticas, por vezes hololeucocráticas, de cor rosá-claro a cinza-rosado (Figura 2D), inequigranulares predominantemente médias ocorrendo, por vezes, em diques de granulação fina até muito grossa (Figura 2C). São classificadas de acordo com diagrama QAP (Streckeisen 1976) como granodioritos a sienogranitos e caracterizam-se por uma paragênese formada por feldspatos alcalinos, plagioclásio e quartzo tendo biotita, granada e muscovita como máficos primários e fluorita, apatita, zircão, sericita, argilominerais, epidoto/clinozoizita, rutilo, clorita e opacos como minerais acessórios e/ou de alteração. Quando cortado pela Zona de Cisalhamento Indivaí-Lucialva, apresenta orientação preferencial de biotita e *ribbons* de quartzo, como efeito da deformação dinâmica provocada pela *shear zone* (Figura 2B).



Figura 2- Fotos de campo do GSD: (A) forma de ocorrência do granito; (B) afloramento com lineação, em área da falha transcorrente que o desloca; (C) veio pegmatítico com megacristais de feldspato alcalino de cor rosa; (D) rocha inequigranular com duas micas primárias (biotita e muscovita).

O plagioclásio corresponde ao oligoclásio, ocorre em cristais subédricos tabulares a anédricos granulares, com geminação albita e periclina, apresentando, por vezes, zonação normal e aspecto turvo devido a processos pós-magmáticos tais como, argilização e saussuritização. Os feldspatos alcalinos, geralmente pertíticos, estão representados pela microclina e ortoclásio e ocorrem em cristais subédricos e grãos anédricos, com geminações, respectivamente, Carlsbad e tipo Grade. O quartzo apresenta-se em grãos anédricos intersticiais, por vezes, com extinção ondulante e lamelas/bandas de deformação, podendo também ocorrer com hábito vermicular intercrescido com plagioclásio e feldspato alcalino, caracterizando textura, respectivamente, gráfica e mirmequítica. A biotita, parcial a totalmente cloritizada, ocorre em lamelas e palhetas de pleocroísmo marrom escuro a castanho, com inclusões de apatita e de zircão que nela desenvolvem halos pleocróicos. A muscovita corresponde a uma fase primária comum ocorrendo em palhetas subédricas intersticiais, por vezes pleocróica, bem como, pode representar um produto de alteração dos feldspatos e biotita, exibindo-se em minúsculas plaquetas a eles associada. A granada também constitui paragênese magmática ocorrendo em grãos anédricos bem desenvolvidos.

## GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos obtidos para rochas do GSD quando lançados no diagrama TAS (Le Bas 1986; Figura 3A) permitiram classificá-las como dacitos e riolitos, correspondentes vulcânicos dos granodioritos e granitos, respectivamente. Essa classificação é corroborada quando se considera a maioria dos elementos maiores, conforme o diagrama  $R_1 \times R_2$  (La Roche 1980; Figura 3B).

Quando os resultados analíticos das amostras do GSD são lançados no diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  com o limite proposto por Irvine & Baragar (1971; Figura 3A), o magmatismo que deu origem a essas rochas é caracterizado como subalcalino, e de natureza cálcio-alcalina pela interseção dos *trends*

de total de álcalis e CaO *versus* SiO<sub>2</sub> no gráfico de Peacock (1931; Figura 3C), sendo que no diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* K<sub>2</sub>O de Peccerillo & Taylor (1976; Figura 3D) os dados situam-se no campo das rochas de alto K. Quanto à saturação em alumina e álcalis, esses litotipos classificam-se como peraluminosos no diagrama A/NK *versus* A/CNK de Maniar & Piccoli (1989; Figura 3E).

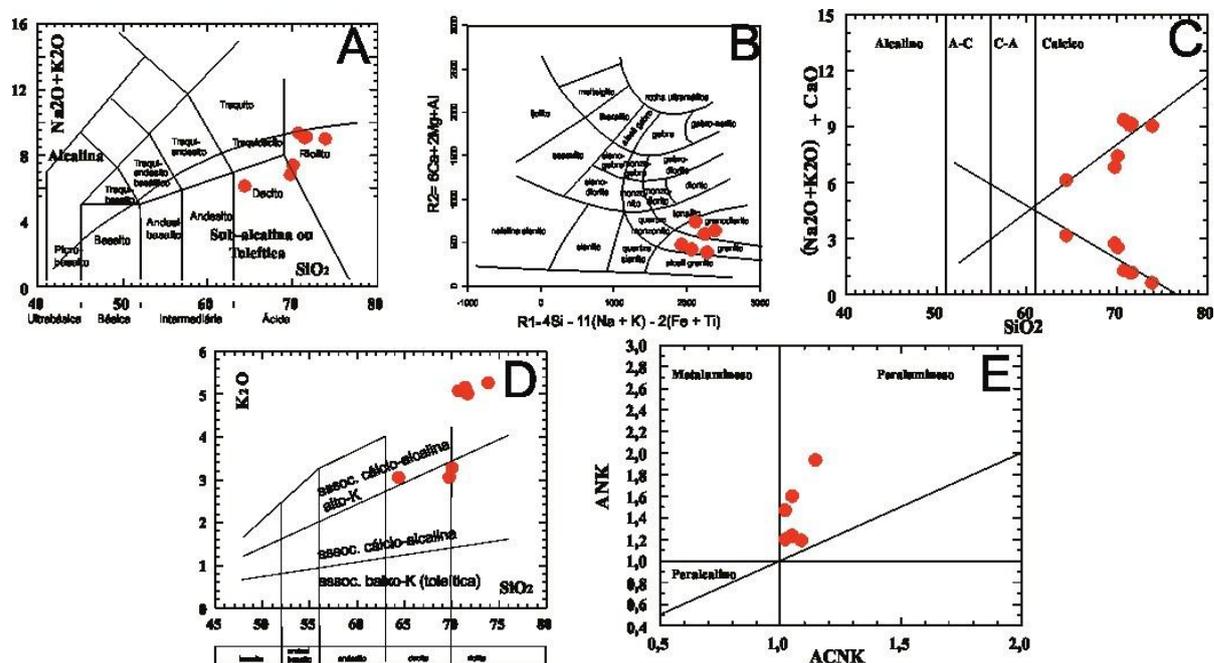


Figura 3- Diagramas classificatórios para as rochas do GSD: (A) TAS de Le Bas (1986) com limite entre subalcalino e alcalino de Irvine & Baragar (1971); (B) R1-R2 (La Roche *et al.* 1980); (C) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O e CaO *versus* SiO<sub>2</sub> (Peacock 1931); (D) K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> de Peccerillo & Taylor (1976); (E) A/NK *versus* A/CNK (Maniar & Piccoli 1989).

### CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O GSD é formado por rochas tardi a pós-cinemáticas relacionadas às zonas de cisalhamento Indaivaí-Lucialva e Nhambiquara, leucocráticas a hololeucocráticas, de cor rosa-claro a cinza-rosado, inequigranulares médias a finas, isotrópicas a localmente orientadas, classificadas desde granodioritos até sienogranitos. Corresponde a uma intrusão epizonal formada por rochas intermediárias a ácidas, peraluminosas, portadoras de muscovita e granada primárias coincidentes com granitoides do tipo S, tendo comportamento geoquímico que caracteriza seu magmatismo como cálcio-alcalino colocado em ambiente de arco magmático. Neste trabalho, concluiu-se também que o Granito Guaporé, definido por Ruiz (2005, 2009) e localizado a NE do GSD, é um prolongamento do mesmo que foi deslocado pela Zona de Cisalhamento Indaivaí-Lucialva.

A Suite Intrusiva Guapé, da qual este batólito faz parte, mostrou dados isotópicos U-Pb em zircão de 917±18 Ma e 930±12 Ma, idades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar iguais a 940-905 Ma e apresentou valores de ε<sub>Nd(t)</sub> entre -1 e -14,5, que reflete processos de fusão de crosta continental na geração do magma parental (Ruiz 2005).

### REFERÊNCIAS:

- Geraldes M. G. 2000. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 193 p.
- Menezes R. G., Silva, P. C. S., Silva, L. C., Takahashi A. T., Lopes Jr. & Bezerra, J. R. I. 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD.21-Y-C-II. In: MME/DNPM, Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, 126 p.
- Ruiz A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 250p.

- Ruiz A. S. 2009. Compartimentação tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: XVIII Congreso Geológico Boliviano, Potosi, Anais. p. 159-163.
- Teixeira W., Geraldes M. C., Matos R., Ruiz A. S., Saes S. G., Vargas-Mattos G. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 29:47-60.

## OBSERVATIONS ON THE VOLCANISM OF THE TAPAJÓS PROVINCE: UNDERSTANDING OF THE VOLCANIC UNITS

Matteo Roverato<sup>1</sup>, Caetano Juliani<sup>1</sup>, Carlos Mario Echeverri Misas<sup>1</sup>, Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade de São Paulo, IGC Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental. <sup>2</sup> Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Campus Universitário do Guamá. rotoe@hotmail.com

### Introduction

Occurrences of volcanic rocks in several portions of the Amazon craton were generally grouped in the Uatumã supergroup, one of the most complete and best preserved Paleoproterozoic magmatic episodes within the Amazonian craton (Almeida et al., 1981; Costa and Hasui, 1997, Cordani and Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Tassinari and Macambira, 1999; and Santos et al., 2000) This widespread large province outcrops in an area with more than 1,200,000 km<sup>2</sup>, and is characterized mainly by intermediate to felsic volcanic sequences, anorogenic granitic intrusions and subordinate plutonic bodies. One region is considered in this preliminary work, the Tapajós Gold province (TGP) that is part of the Tapajós-Parina tectonic Amazon province (Tassinari and Macambri, 1999) that consists of metamorphic, igneous and sedimentary sequences resulted from a ca. 2.10-1.87 Ga oceancontinent orogeny. Massive, bedded, and foliated rhyolitic lava flows, large dikes of banded rhyolite and ignimbrite, highly rheomorphic felsic ignimbrite, ash-fall tuff, felsic crystal tuff, lapilli-tuff, co-ignimbritic breccias; pyroclastic flows, ash-falls, stocks and dikes of granitic porphyry, subordinate equi-granular granitic intrusions and volcanoclastic deposits are the lithotype volcanic sequences that characterized the Uatumã supergroup. Recent studies recognized high-sulfidation (HS) gold mineralization of ca. 1.87 Ga hosted in volcanoclastic deposits and hydrothermal breccias in post-caldera ring volcanoes associated with a nested ash-flow caldera system in the Tapajós Gold Province (Juliani et al., 2002, Juliani et al., 2005). The metallogenetic implications and importance, and the incomplete knowledge of the Amazon Craton, encourage us to continue to investigate the volcanic and geologic processes occurred in this still unknown area specially focusing on the detailed stratigraphic description and reconstruction of the volcanic and volcanoclastic sequences.

### Geological framework

The TGP is located in the Central Brazilian Shield in southern Amazonian craton (Almeida et al., 1981; Fig. 1). The craton has been divided into several predominantly NW-oriented tectonic or geochronologic provinces (Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000). The TGP is located on the boundary between the Central Amazonian Province (>2.3 Ga) and ~2.10-1.87 Ga Ventuari-Tapajós (Tassinari and Macambira, 1999; Fig. 1) or Tapajós/Parima (Santos et al., 2000) Province.

The Central Amazonian Province is mainly composed of felsic volcano-plutonic and sedimentary units, the Ventuari/Tapajós Province is related to an ocean/continent orogeny with shallow east-dipping subduction accompanied by sedimentation and intrusion of late- to post-tectonic calc-alkaline granites (Santos et al., 2000). The orogenic units are mainly composed of the Jacareacanga Group (~2.10 Ga detrital zircons), which is a low-grade metamorphic volcano-sedimentary sequence, and by the Cuiú/Cuiú and Parauari calcalkaline magmatic arcs (Santos et al., 2000). The Cuiú/Cuiú arc (~2.01-1.90 Ga) is composed of migmatites, gneisses, amphibolites and metasomatised granitoids and is cut by granites, granodiorites and tonalites of the Creporizão intrusive suite (1.97-1.90 Ga) (Ricci et al., 1999; Klein and Vasquez, 2000; Vasquez and Klein, 2000). All these rocks are intruded by granitoids of the Parauari intrusive suite (~1.92-1.88 Ga) and by gabbroic rocks of the

Ingarana intrusive suite (1.89 Ga) (Almeida et al., 2000; Bahia and Quadros, 2000). The late- to post-orogenic volcanic rocks of the TGP are represented by the Bom Jardim Formation followed by the Iriri Group; the latter is divided into the volcanic Salustiano and Aruri Formations dated at 1.88 Ga (Almeida et al., 2000; Klein and Vasquez, 2000). The basal Bom Jardim Formation is composed of andesitic and dacitic flow tuffs, which represent the precaldera phase. The overlying Salustiano and Aruri formations represent the caldera-related sequences with ash flow tuffs, rhyolitic flows, and rhyolitic epiclastic volcanic rocks. Postcaldera rocks have been formed mainly in rhyolitic composite volcanoes and domes, in which remains of radiating lava flows, crystal and welded tuffs, and breccias have been identified. These post-caldera units were cut by inverted cone shaped hydrothermal breccia bodies, where

the high-sulfidation epithermal gold deposit occurs (Juliani et al., 2005). Genetically linked to this mineralization, gold–copper and copper–molybdenum porphyry- type deposits were also recognized (Juliani et al., 2002, 2008).

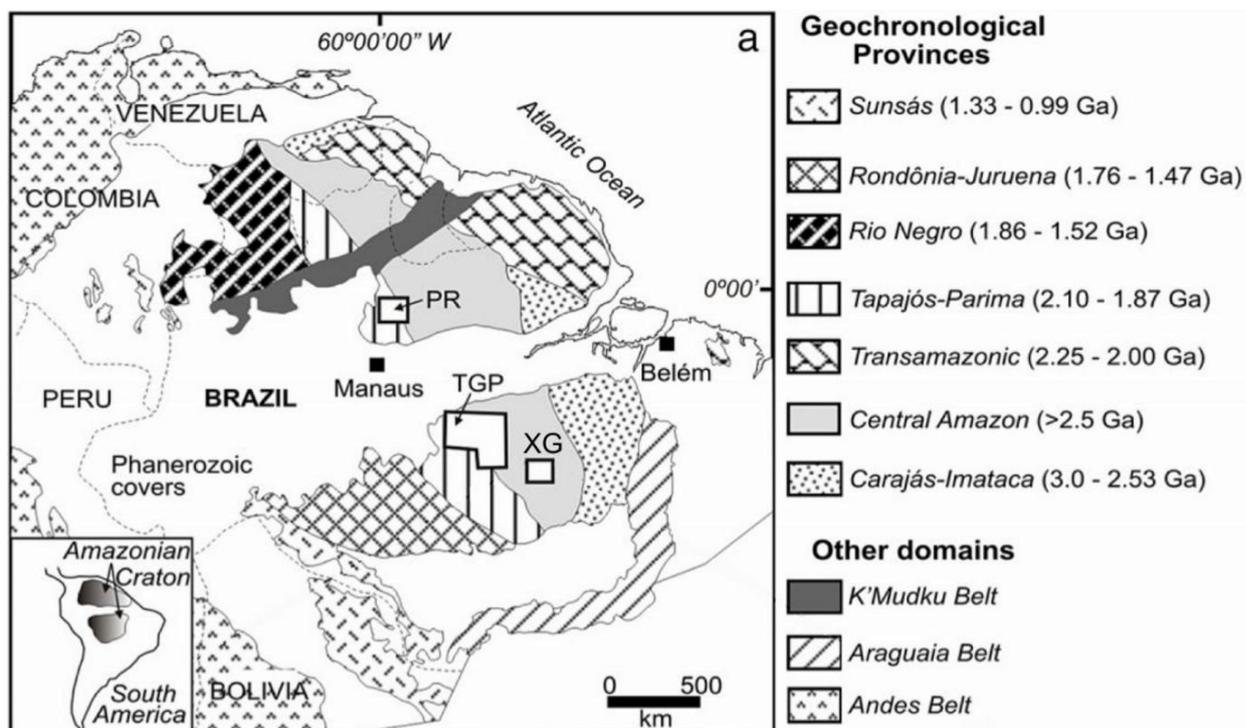


Fig. 1. Geochronological provinces of the Amazon Craton according to Santos et al. (2000). PT: Pitinga Region; TGP: Tapajós Gold Province; Xgú: Xingu Region.

### Proposal

There is an ample literature on the Uatumã magmatism, but the conclusions concerning ages, composition, and stratigraphic correlation are still divergent. The Uatumã supergroup is heterogeneous and includes several volcanic units and according to the geographic area, received different denominations as we described above. We saw that the Tapajós Gold Province is related to a volcanic continental-arc tectonic setting but also with post-orogenic processes probably strongly related to extensional behavior. Intermediate to felsic volcanic sequences and plutonic bodies, andesitic and dacitic flow tuffs, rhyolitic flows, caldera-related sequences with ash flow tuffs and rhyolitic epiclastic volcanic rocks and A-type granitic intrusions are represented in this region. High-K to shoshonitic calc-alkaline signature of the Sobreiro Formation (Fernandes, 2011) suggests magmatism in a mature volcanic arc to postorogenic transitional scenario although an alternative model for generation of high-K calcalkaline magmas by anatexis of metaluminous metamorphic crustal rocks unrelated to subduction arises from experimental petrology (Roberts and Clemens, 1993; Clemens, 1999). On the other hand the evolution of the Santa Rosa Formation appears to be related to fissure eruption similar to the formation of the Sierra Madre Occidental in Mexico (AguierreDiaz and Labarthe-Hernandez, 2003). This mechanism could explain, in part, the origin of this giant felsic magmatic province. An important discovery in the last years is the recognition of large Silic Large Igneous provinces (SLIP) that represent a new class of large igneous provinces recognized in the past 25 yr (Bryan et al., 2013), where the scale of the silicic magmatism is similar to the better-known continental flood basalt provinces and basaltic volcanic rifted margins, and eruptive volumes are an order of magnitude larger than silicic volcanism generated in arc-rift to back-arc extensional settings (Bryan et al., 2002). We believe that part of the Amazon Craton could be a large paleoproterozoic Silicic LIP. The large volumes of rhyolite generated in these events require partial melting of the crust, and this is achieved by the underplating and intrusion of large igneous province–scale intraplate basaltic magmas, and thus silicic large igneous provinces can be thought of as “hidden” mafic large igneous provinces (Ernst, 2013). New researches are required to reinforce this concept but many

other data already collected point to this idea. The exploration of the old volcanism, present in the TGP will strongly contribute to the knowledge of several units that form the Uatumã supergroup, especially related to the different eruptive style that produced them. This job has the aim to give a preliminary overview of the stratigraphy, facies-description, and understanding of the volcanic units existing in the Tapajós region to better constrain their origin, genesis mechanisms, and stratigraphic relationship.

## References

- Aguirre-Diaz G. J. & Labarthe-Hernandez G., 2003. Fissure ignimbrites; fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with basin and range faulting. *Geology*, 31, 773-776.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B., Fuck R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB. 21-X-C). Estado do Pará Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CD-ROM].
- Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Leat, P.T., and Stephens, C.J., 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins, in Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., and Baker, J., eds., *Magmatic Rifted Margins: Geological Society of America Special Paper 362*, p. 99–120.
- Bryan, S.E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., and López-Martínez, M., 2013. Pulling apart the mid to late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: Is there a Comondú arc?, in Gomez-Tuena, A., Straub, S.M., and Zellmer, G.F., eds., *Orogenic Andesites and Crustal Growth: Geological Society of London Special Publication 385* (in press).
- Clemens, J.D., 1999. Origins of high-K granitic magmas: constraints from experimental petrology. In: Barbarin, B. (Ed.), *The Origin of Granites and Related Rocks*, p. 49. 4th Hutton Symposium Abstr. Documents du BRGM.
- Costa J.B.S. & Hasui Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 16-90.
- Cordani U.G. & Brito-Neves B.B., 1982. The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências* 12, 78-88.
- Ernst, R.E., 2013. *Large Igneous Provinces (LIPs)*: Cambridge, UK, Cambridge University Press (in press).
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro-Soares L.V., Lagler B., Echeverri-Misas C.M., 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 1-18
- Juliani C., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D., 2002. The Batalha Au-granite system e Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, 119, 225-256.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Fernandes C.M.D., 2008. Epithermal and porphyry related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism e Tapajós Gold Province, Amazonian craton. In: IUGS (Ed.), 33rd International Geological Congress, Oslo Abstract, CD-ROM.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215, 95-125.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L., 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB. 21-Z-A). Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CD-ROM] (in Portuguese).
- Ricci, P.S.F., Santos, A., Klein, E.L., Jorge-João, X.S., Martins, R.C., 1999. Sui'te Intrusiva Creporizã o-Província Tapajós: proposta e critérios de definição. 6th Simp. Geol. Amazônia, Manaus, Brazil. SBG/N, Anais, 519-522.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium calc-alkaline I-type granitoids. *Geology* 21, 825 e 828.

- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3, 453-488.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22 (3), 174-182.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 213-227.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-ZC). Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil.

## GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DA ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS - PARÁ

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira<sup>1</sup>, Roberto Dall'Agnol<sup>1,2</sup>, Alice Cunha da Silva<sup>1</sup>, Patrick Araújo dos Santos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA

<sup>2</sup>Instituto Tecnológico Vale (ITV), mayfraeda@gmail.com, robdal@ufpa.br, alicecunha@ufpa.br, patrick.santos86@gmail.com

### INTRODUÇÃO

No Subdomínio de Transição (SDT), especificamente na região compreendida entre as cidades de Sapucaia e Canaã dos Carajás, foram reportadas expressivas ocorrências de granitoides arqueanos com assinaturas geoquímicas distintas. Dentre estes, ocorrem leucogranodioritos porfiríticos seccionados por leucogranitos deformados arqueanos com assinatura geoquímica similar a de granitos tipo-A. O objetivo deste trabalho é apresentar uma síntese dos novos dados de campo, petrográficos e geoquímicos destes granitos e compara-los a granitoides similares da Província Carajás, a fim de contribuir no avanço da compreensão da evolução magmática e, indiretamente, tectônica do SDT.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O SDT, porção sul do Domínio Carajás, é um importante segmento da Província Carajás, e abrange a região situada entre o norte de Xinguara e a borda sul da Bacia de Carajás. As unidades que o constituem, em ordem estratigráfica são: Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), Diopsídio-Norito Pium (Hirata *et al.* 1982; Pidgeon *et al.* 2000; Vasquez *et al.* 2008; Santos 2012), Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2011), Granito Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2012), Trondjhemito Rio Verde (Feio *et al.* 2012), Granodioritos Água azul e Água Limpa (Gabriel 2012), Complexo Tonalítico Campina Verde (Feio *et al.* 2012), Granitos Bom Jesus (Feio *et al.* 2012), Cruzadão (Feio *et al.* 2012), Serra Dourada (Feio *et al.* 2012), Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997), Suíte Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004; Gomes & Dall'Agnol 2007; Feio *et al.* 2012a), e pelos plútons da Suíte Plaquê e Planalto (Avelar *et al.* 1999; Huhn *et al.* 1999; Oliveira 2003; Gomes 2003; Sardinha *et al.* 2004; Vasquez *et al.* 2008; Feio *et al.* 2012). A porção extrema leste do SDT, alvo deste trabalho, região situada entre o Rio Parauapebas e o Cinturão Araguaia, é constituída por tonalitos diferentes das típicas associações TTG arqueanas, o Tonalito São Carlos (Silva 2012; Teixeira 2013), associações TTG típicas, e dominantes na área, o Trondjhemito Colorado (Silva 2012; Santos 2013), e intrusivos nesta unidade, ocorrem os granodioritos porfiríticos de alto Ba e Sr denominados Leucogranodiorito Pantanal (Teixeira 2013), e *stocks* graníticos diversos que compõe a Suíte Vila Jussara e Suíte Planalto (Sila 2012; Teixeira 2013), e monzogranitos cálcio-alcalinos (Teixeira 2013). Além dessas unidades ocorre ainda uma associação de rochas máfico-enderbiticas (Teixeira 2013).

### RESULTADOS

#### Geologia e Petrografia

O Leucogranodiorito Pantanal forma um corpo de aproximadamente 40 km<sup>2</sup>, que configura uma pequena serra, alongada segundo a direção E-W, aparentemente alojado em associação TTG (Trondjhemito Colorado, ~2,87 Ga) e seccionado em sua porção oeste por leucogranitos deformados, e ainda hornblenda-biotita granitos, cujas relações de contato com o leucogranodiorito não foram observadas. De modo geral, o Leucogranodiorito Pantanal é porfirítico, apresentando fenocristais/porfiroclastos grossos a médios ovalados de plagioclásio e feldspato potássico, ambos com bordas recristalizadas, em uma matriz fina a média, por vezes com textura granoblástica poligonal. Os leucogranitos exibem fenocristais subédricos de feldspato potássico e, subordinadamente, plagioclásio em matriz de granulação fina, intensamente deformada e recristalizada. O hornblenda-biotita granito possui granulação variando de média a grossa e exibe textura granular a granoblástica ou, localmente, porfirítica.

#### Geoquímica

Foram selecionadas para análises químicas 15 amostras, sendo 8 do leucogranodiorito Pantanal, 5 do leucogranito e 2 do Hb-Bt granito. As análises químicas foram realizadas no Laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTDA.

O índice de Shand revela que, de modo geral, os leucogranodioritos e leucogranitos são peraluminosos, enquanto que o Hb-Bt granito varia de metaluminoso a peraluminoso. O Leucogranodiorito Pantanal é cálcio-alcálico, enquanto que os leucogranitos e Hb-Bt granitos revelam assinaturas de granitos tipo-A reduzidos e oxidados, respectivamente, no diagrama  $FeOt/(FeOt+MgO)$  vs  $Al_2O_3$ , proposto para diferenciar granitos tipo-A oxidados e reduzidos, entre si, bem como de associações cálcio-alcálicas (Dall'Agnol & Oliveira 2007).

As rochas que compõem o Leucogranodiorito Pantanal, os leucogranitos e Hb-Bt-granitos apresentam conteúdo de  $SiO_2$  variando, respectivamente entre 72,8-73,62%, 75,34-77% e 69,7- 72,00%. No Leucogranodiorito Pantanal exceto para o  $K_2O$  e a razão  $K_2O/Na_2O$  os óxidos são correlacionados negativamente com a sílica. Nos leucogranitos, a maioria dos óxidos exibe pouca variação, mas se constata correlação negativa com a sílica de  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  e  $K_2O$ . Os teores de  $Al_2O_3$  são altos no Leucogranodiorito Pantanal (14,51 a 15,52%), muito baixos nos leucogranitos (11,66 a 12,84%) e intermediários no Hb-Bt granito (13,08 a 13,64%). As razões  $FeOt/(FeOt + MgO)$  distinguem muito bem essas variedades, sendo baixas no Leucogranodiorito Pantanal (0,77 a 0,81), moderadas a altas no Hb-Bt granito (0,84 a 0,90) e muito elevadas nos leucogranitos (0,97 a 0,99). No que diz respeito aos elementos traço o Leucogranodiorito Pantanal possui altos conteúdos de Ba (898 a 1064 ppm, com uma amostra exibindo teor de 1610 ppm) e Sr (394 a 563 ppm), e baixos de Rb (41 a 102 ppm, geralmente <70ppm). O Hb-Bt granito mostra teores similares de Ba (1018 a 1234 ppm), mais elevados de Rb (93 a 164 ppm) e mais baixos de Sr (123 a 201 ppm) do que o Leucogranodiorito Pantanal. Os leucogranitos, por sua vez, possuem valores extremamente baixos de Ba (45 a 151 ppm) e Sr (22 a 40 ppm) e altos de Rb (233 a 338 ppm).

No Leucogranodiorito Pantanal, as razões Sr/Y são elevadas (87,88 a 214,23), enquanto que para os leucogranitos as razões Sr/Y são extremamente reduzidas (0,19 a 0,36), e no Hb-Bt essa razão Sr/Y (2,14 a 6,78) é baixa, mas intermediárias entre os valores obtidos nas amostras de granodiorito e leucogranito. O Leucogranodiorito Pantanal é empobrecido nos elementos HFSE [Zr (99,7-140,1 ppm); Hf (2,7-4,0 ppm); Y (2,2-4,8 ppm); Nb (1,4-4,7 ppm); e Ta (0,3-0,8 ppm)], quando comparado ao leucogranito [Zr (110-222 ppm); Hf (8,0-14 ppm); Y (85-213 ppm); Nb (38,3-50 ppm); e Ta (2,7-4,3 ppm)] e ao Hb-Bt granito [Zr (385-616 ppm); Hf (10,5-13,4 ppm); Y (29,6-57,5 ppm); Nb (13,4-19,2 ppm); e Ta (1,1-1,3 ppm)] que são enriquecidos nesses elementos.

Para os elementos terras raras (ETR), o Leucogranodiorito Pantanal possui acentuado enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, com altas razões  $(La/Yb)_n$  (33,02-86,87), e anomalias positivas ou negativas de Eu ausentes ou incipientes ( $Eu/Eu^* = 0,92-1,19$ , com um valor isolado de 0,66). Exibem ainda concavidade no padrão de ETR pesados, o que indica provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução. Os leucogranitos, por sua vez, são mais enriquecidos em ETR e revelam padrões extremamente distintos dos observados para o Leucogranodiorito. Exibem fraco enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, anomalia negativa extremamente acentuada de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,04-0,12$ ), sem fracionamento significativo dos ETR pesados [ $(La/Yb)_n = 0,68-5,47$ ], determinando, assim, padrões em “gaivota”, típicos de granitos derivados de magmas evoluídos. No Hb-Bt granito os ETR leves se superpõem e os ETR pesados são ligeiramente inferiores aos observados nos leucogranitos. Exibem anomalias negativas de Eu moderadas ( $Eu/Eu^* = 0,36 a 0,56$ ) e ligeiro aumento no fracionamento dos pesados ( $La/Ybn = 9,29 a 9,91$ ) em relação aos leucogranitos.

## DISCUSSÃO

O Leucogranodiorito Pantanal apresenta afinidade cálcio-alcálica peraluminosa e possui altos conteúdos de Ba e Sr o que indica similaridade geoquímica com a Suíte Guarantã e Leucogranodioritos e granitos afins (~2,86 Ga; Almeida *et al.* 2010; Almeida *et al.* 2013) do Domínio Rio Maria. Provavelmente essas rochas derivaram de processos e fontes semelhantes e, possivelmente, são contemporâneas. Os altos valores das razões  $La/Yb$  e  $Sr/Y$  indicam que granada teria sido fracionada durante a evolução desses magmas, ao contrário do plagioclásio, e sugere que essas rochas foram derivadas de magmas gerados em condições equivalentes ao campo de estabilidade da granada, a pressões entre 10-15 kbar. Por outro lado, a origem dessas rochas poderia estar relacionada à interação em ambiente crustal entre fluidos enriquecidos em K, Sr e Ba, derivados do manto metassomatizado e o Trondhjemitó Colorado (2,87 Ga). Neste caso, a assinatura geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal seria em grande parte herdada do referido trondhjemitó, porém modificada pela adição de elementos litófilos. Os leucogranitos revelam assinatura geoquímica de granitos tipo-A reduzidos, afins geoquimicamente dos

granitos Planalto e Serra do Rabo e, provavelmente, foram formados durante o evento neoarqueano que afetou o Domínio Carajás. A origem dos leucogranitos não pôde ser estabelecida, mas seu magma poderia ter sido formado a partir do baixíssimo grau de fusão em condições subsaturadas de rochas cálcico-alcalinas semelhantes ao Leucogranodiorito Pantanal ou, eventualmente, de rochas granulíticas similares às do Complexo Pium. O hornblenda-biotita granito é afim geoquimicamente de granitos tipo-A oxidados e foi correlacionado à Suíte Vila Jussara, também de idade neoarqueana.

Granitoides arqueanos com características geoquímicas semelhantes às daqueles do Domínio Rio Maria começam a ser identificadas no Subdomínio de Transição (sanukitoides: granodioritos Água Azul e Água Limpa, Gabriel 2012; associações TTG, Silva 2012; Santos 2013). Os dados obtidos neste trabalho sobre o Leucogranodiorito Pantanal reforçam essa tendência. Inversamente, o leucogranito identificado na área é mais provavelmente correlacionável ao magmatismo neoarqueano que afetou apenas o Domínio Carajás. Os resultados obtidos tendem a fortalecer a hipótese de que a porção do Subdomínio de Transição estudada neste trabalho represente uma extensão do Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano.

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, 120: 235-257.
- Almeida J. A. C, Dall'Agnol R. & Leite A. A. S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 103-126.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 454-460.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93:215–233.
- Feio G.R.L & Dall'Agnol R., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, 154: 33-52.
- Gomes, A. C. B. (2003). *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.
- Gomes, A. C. B., Dall'Agnol, R. (2007). Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 182-193.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 1., Belém. Anais... SBG. v.1, p. 100- 110.
- Huhn S.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6: 463-466.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília. 384p.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S. Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789–811.
- Gabriel, E. O. (2012). *Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água azul do norte, Provincia Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.
- Oliveira M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de susceptibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 47p.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the

ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.

Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba. Anais, SBGeo, p. 535.

Santos R.D., 2012. Geologia, geoquímica e geocronologia do diopsídio-norito pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 82p.

Santos, P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalítico-Trondhjemítico-Granodiorítica (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 128p.

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42.

Silva, A.C. 2012. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos da área de Vila Jussara, Província Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Teixeira, M.F.B. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-Pa. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

## GNAISSE FURNA AZUL – EVIDÊNCIAS DE ANATEXIA SOB METAMORFISMO DE ALTA TEMPERATURA NO TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

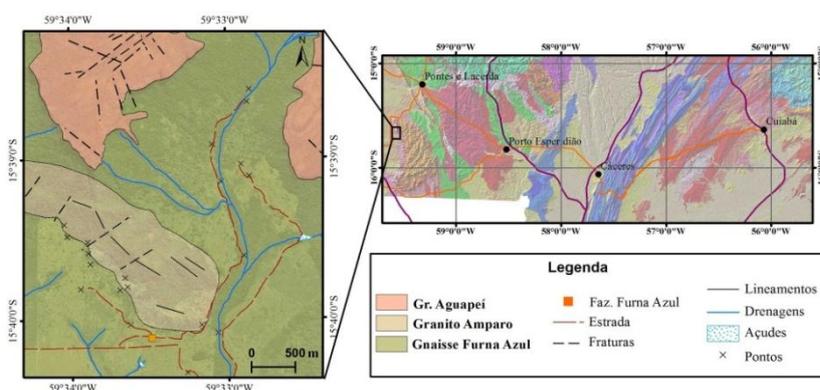
Newton Diego Couto do Nascimento<sup>(1,4,5,6)</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>(1,2,4,5)</sup>; Ronaldo Pierosan<sup>(1,3,4)</sup> e Maria Zélia Aguiar de Souza<sup>(1,3,4,5)</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>6</sup>newtongeologia@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

O Gnaiss Furna Azul (Campos & Nascimento, 2013) faz parte da Suíte Intrusiva Serra do Baú definida por Ruiz (2005) Terreno Paraguá, estando localizada em uma região de fronteira entre o Brasil e a Bolívia (Fig. 1). Na ocasião, estes autores relacionaram a ocorrência com o Complexo Gnáissico Chiquitania cartografado em território boliviano (Litherland *et al.* 1986, Vargas Mattos 2006).

O presente trabalho tem como objetivo apontar e discutir evidências de fusão parcial associada a metamorfismo de alta temperatura, a fim de contribuir para a evolução do conhecimento das condições metamórficas que atuaram durante o processo de formação dos gnaisses do Terreno Paraguá. A investigação constou de mapeamento lito-estrutural de detalhe e da análise petrográfica dessas rochas e injeções associadas.



### ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICO

O Gnaiss Furna Azul corresponde a uma intrusão alojada em anfibolitos e granulitos paraderivados que ocorrem como enclaves (Complexo Lomas Manechis, Fig. 2A) e recortada por diques pegmatíticos e aplíticos do Granito Amparo (Suíte Intrusiva Pensamiento).

Em campo, as estruturas deformacionais, tais como, bandamento gnáissico, sistema de dobras assimétricas, dobras parasíticas e xistosidade espaçada milonítica misturam-se com texturas magmáticas (Fig. 2B), sendo possível reconhecer as feições típicas de anatexia descritas por Mehnert (1968).

A rocha cinza, com um regular bandamento gnáissico polideformado, milimétrico a centimétrico, definindo um padrão de repetições entre os níveis máficos e félsicos, cuja composição é essencialmente granodiorítica pode representar o paleossoma de um sistema anatético (Fig. 3A). Sendo assim, as feições que apresentam características texturais de rochas ígneas também foram observadas e classificadas de forma preliminar, entre elas nota-se uma maior concentração de minerais máficos formando algumas feições semelhantes a um melanossoma (Fig. 3B), neste caso composto principalmente por biotita e granada que predomina sob plagioclásio, quartzo e raro feldspato alcalino. De contrapartida, observam-se diversas feições texturais de rochas ígneas formadas essencialmente por minerais félsicos (Fig. 3B), cuja composição varia de tonalítica a granítica, sendo a primeira composta por plagioclásio, biotita e quartzo (Fig. 3C), e a granítica composta principalmente por feldspato alcalino e quartzo (Fig. 3D), em ambas as situações suspeita-se que essas feições representem um leucossoma.

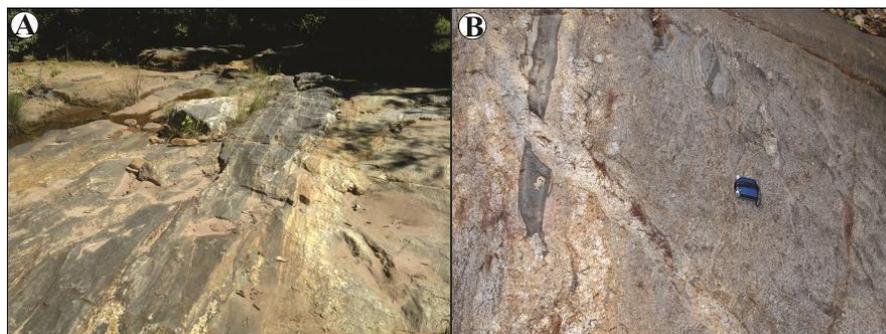


Figura 2. Aspectos de afloramento do Gnaiss Furna Azul: A) forma de ocorrência; B) da esquerda para a direita observa-se domínio de textura ígnea e contato abrupto concordante e discordante com o domínio de estruturas deformacionais.

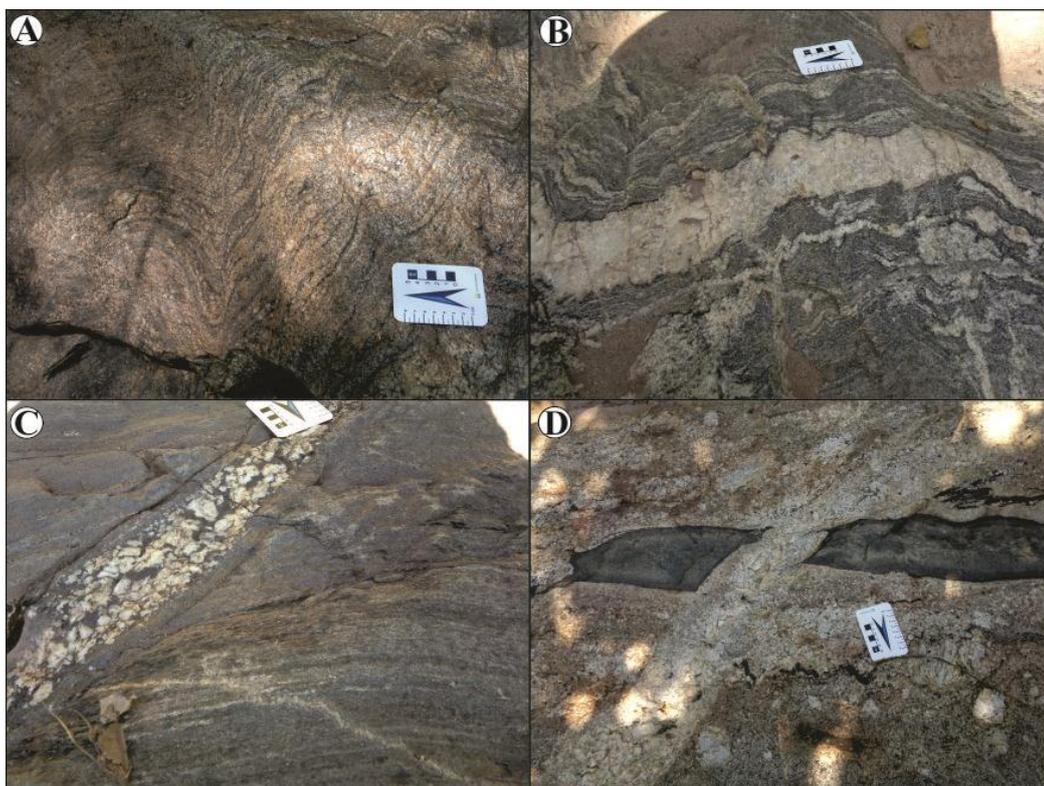


Figura 3. Principais evidências de fusão parcial do Gnaiss Furna Azul: A) paleossoma ou protólito da anatexia; B) neossoma composto por melanossoma cinza escuro e leucossoma branco, com presença de canaletas por onde o líquido migrou; C) leucossoma tonalítico; D) leucossoma granítico.

Essas feições ocorrem quase sempre concordantes com a estruturação deformacional do Gnaiss Furna Azul, além disso, as texturas diagnósticas, como canaletas por onde material fundido migrou podem ser observadas facilmente em afloramento (Fig. 3B); no entanto, algumas outras feições necessitam de atenção especial, são elas representadas por diversas injeções (Fig. 3C e D) que podem ou não ser provenientes deste contexto.

Mehnert (1968) cria uma nomenclatura para os diferentes tipos de feições que se formam da relação paleossoma e neossoma, partindo-se desse referencial, pode-se discutir algumas características do Gnaiss Furna Azul, usando-se tais classificações. Por exemplo, na figura 4A, é nítida a ocorrência de um “melanossoma” sendo cortado e assimilado por filetes de “leucossoma” anastomosado que se entrecruzam semelhante à textura dictionítica apresentada por Mehnert (1968). Outra feição apresentada pelo autor é a *Schlieren*, que assim como na figura 4B, o “neossoma” apresenta alta plasticidade e o fluxo forma lentes difusas e alongadas orientadas subparalelamente entre si.



Figura 4. Exemplos do Gnaiss Furna Azul -Aspecto do neossoma: A) textura dictionitica; B) textura Schlieren.

A análise petrográfica, em microscópio, revela uma paragênese essencial formada por plagioclásio, quartzo, feldspatos alcalinos, biotita e granada, os minerais acessórios e de alteração são silimanita, rutilo, monazita, zircão, epidoto, muscovita, clorita, carbonato, argilominerais e opacos. A presença de silimanita é um importante indicador de temperatura (Fig. 5A). Por vezes, observam-se texturas de fusão, onde nos contatos dos minerais começam fundir de modo que, conforme aumenta a taxa de fusão, os minerais começam a perder o formato se transformando em grãos envolvidos ou não pelo líquido formado, como ilustrado na figura 5B. Sawyer (2008) explica mais detalhadamente como funciona o mecanismo de fusão e quais são as texturas características.

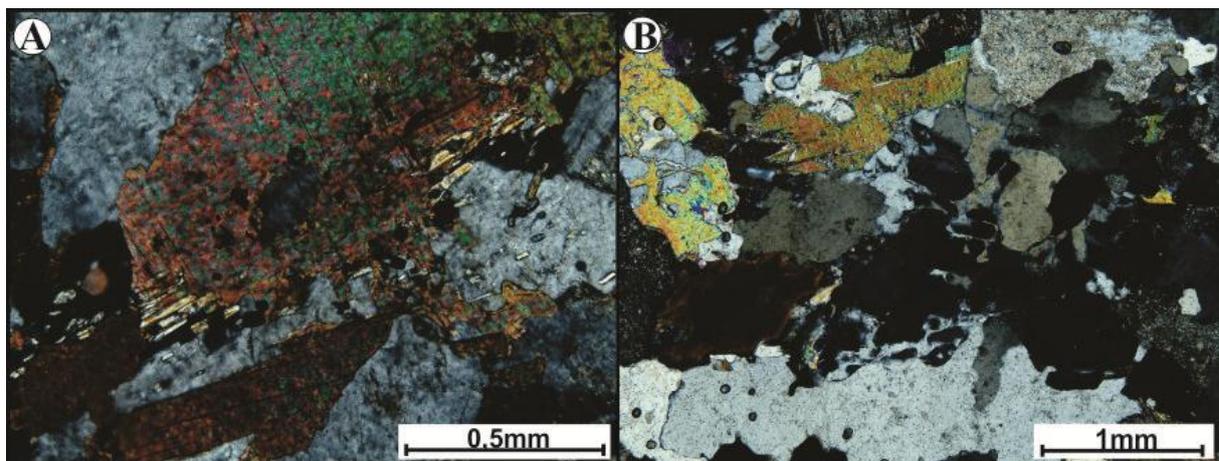


Figura 5. Fotomicrografias do Gnaiss Furna Azul: A) biotita reagindo para formar silimanita; B) textura de fusão (melt), grãos arredondados envolvidos por um material quartzo-feldspático.

## CONCLUSÕES

O Gnaiss Furna Azul se enquadra na descrição de um migmatito, ou seja, rocha metamórfica de alta temperatura com evidência de anatexia. As feições nele encontradas se assemelham com paleossoma, melanossoma e leucossoma, sendo possível a distinção de alguns aspectos que são gerados a partir da interação entre o material protólito, o resíduo e o anatético, tais como dictionitica e *Schlieren*.

Petrograficamente é possível distinguir uma paragênese formada por biotita, granada e silimanita que sugere condições de elevada temperatura, dentro da fácies anfibolito alto, ultrapassando a curva da fusão granítica, favorecendo a idéia de migmatização. Entretanto é possível notar um retrometamorfismo com formação do epidoto, cloritização da biotita, sericitização e argilização dos feldspatos. A relação entre o pico metamórfico com a geração de silimanita a partir da biotita, e o retrometamorfismo é ainda vaga, pode ser que a paragênese retrometamórfica seja gerada no final de um único evento deformacional,

entretanto não se deve descartar a possibilidade de outro evento de baixo grau metamórfico ( fácies xisto verde) ter afetado essas rochas.

Litherland *et al.* (1986) consideram que, durante a Orogenia San Ignacio, houve processos de migmatização acompanhando a geração de granitos sin-cinemáticos, relacionados com a D<sub>3</sub> com direção NNW por volta de 1690 Ma. As características geológicas permitem associar as feições apresentadas neste trabalho com esse importante evento no Terreno Paraguá.

A fim de ampliar a quantidade e qualidade dos dados científicos agora produzidos, se faz necessária a aplicação de outras técnicas que auxiliarão o mapeamento e a petrografia, tais como, geoquímica de rocha e geocronologia, adensando a amostragem e investigando cada feição em particular.

## REFERENCIAS

- Campos, F.A.P. & Nascimento, N.D.C. 2013. Análise Estrutural e Metamórfica do Terreno Paraguá, Porção Norte da Folha São João do Guaporé - SW do Cráton Amazônico (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Trabalho de Conclusão de Curso, 116p.
- Litherland M. Annels R.N. Darbishire D.P.F. Fletcher C.J.N. Appleton J. D. Berrangé J.P. Bloofield K. Burton C.C.J. Hawkin M.P. Klinck B.A Llanos A. Mitchell W.I. O'connor E.A. Pitfield P.E.J. Power G. Webb B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. London: British Geological Survey (Natural Environment Research Council). 153 p.
- Mehnert, K. R. 1968. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, Price 393 p.,138 figs.
- Ruiz A.S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist. In: Special Publication, vol. 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, p. 371.
- Vargas Mattos G. L. 2006. Estudo petrográfico e geoquímico do embasamento e dos granitoides das Orogenias Sunsás e San Ignacio da região de San Ramón e Concepción , SW do Cráton Amazônico da Bolívia. Dissertação de mestrado, faculdade de geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 110f.

## GRANITO MORRINHOS – MAGMATISMO DA SUÍTE INTRUSIVA PENSAMIENTO – TERRENO PARAGUÁ

Ohana França<sup>1,4,5</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>1,3,4,5</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,2,4,5</sup>, Maria Elisa Fróes Batata<sup>4</sup>,  
Moacir Macambira<sup>5,6,7</sup>, Cinthya de Deus Souza<sup>4,5</sup>, Gabriela dos Santos<sup>4,5</sup> e  
Gabrielle Aparecida de Lima<sup>4,5,7</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT (ohana.geo@gmail.com); <sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé); <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM); <sup>6</sup>Departamento de Geoquímica e Petrologia/UFPA; <sup>7</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA.

### INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento da evolução magmática e deformacional relacionada à Orogenia San Ignácio, Suíte Intrusiva Pensamiento no Terreno Paraguá, utilizando-se do mapeamento lito-estrutural, análise petrográfica e geoquímica e investigação geocronológica (U-Pb) e isotópica (Sm-Nd) do Granito Morrinhos (GM).

### MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras selecionadas foram previamente processadas pelos métodos convencionais exigidos para cada análise, no Laboratório de Preparação de Amostra do DRM/UFMT, e em seguida enviadas ao Laboratório de Laminação do IGCE/UNESP para confecção de seções delgadas, ao Acme Analytical Laboratories (Vancouver/Canadá) para análises litogeoquímicas através dos métodos ICP (*Inductively Couple Plasma*) e ICP-MS (*Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry*), ao Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG/USP para obtenção dos dados geocronológicos U-Pb (*SHRIMP*) e ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso/UFPA) para análise Sm-Nd.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O SW Cráton Amazônico exposto em Mato Grosso guarda registros geológicos e tectônicos da Província Rondoniana-San Ignácio, que, segundo a compartimentação apresentada por Bettencourt *et al.* (2010), trata-se de um orógeno que compreende os terrenos Jauru (1,78-1,42 Ga), Paraguá (1,74-1,32 Ga) e Rio Alegre (1,51 -1,38 Ga) e o Cinturão Alto Guaporé (1,42-1,34 Ga). De acordo com esses autores, o Terreno Paraguá, onde a área de estudo está geologicamente contida, é descrito como um fragmento crustal alóctone, acrescido à margem do Proto-cráton Amazônico, abrangendo rochas do embasamento paleoproterozoico (Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo Xistos San Ignácio e Complexo Granulítico Lomas Manechis) e granitoides mesoproterozoicos (Complexo Granitoide Pensamiento).

### ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

O GM caracteriza-se como uma intrusão alongada de aproximadamente 1.100 km<sup>2</sup>, com seu eixo maior orientado segundo a direção NNW. Apresenta contato tectônico com o Complexo Granulítico Lomas Manechis e é recoberto, em suas extremidades, por sedimentos inconsolidados da Formação Guaporé (Fig. 1). Suas rochas constituem morros e lajedos aflorando principalmente em áreas rebaixadas, alagadas ou em baías.

Ao microscópio, apresenta textura inequigranular, xenomórfica a hipidiomórfica, média a grossa, localmente, porfirítica. A paragênese essencial é constituída por plagioclásio, feldspatos alcalinos em geral perfiticos, quartzo, tendo biotita como máfico predominante em uma das fácies e hornblenda na outra. São identificadas duas fácies petrográficas: Hornblenda Biotita-Granodiorito (FHBG, Fig.2A) e Biotita-Monzogranito (FBM, Fig. 2B). As fases acessórias/alteração são constituídas por titanita, apatita, allanita, zircão, rutilo, opacos, clorita, epidoto, sericita/muscovita e argilominerais. Essas rochas exibem graus variados de saussuritização, argilização, sericitização e cloritização.

### ASPECTOS DEFORMACIONAIS

Do ponto de vista deformacional essa unidade apresenta evolução estrutural marcada por duas fases deformacionais dúcteis a dúcteis-rúpteis denominadas F<sub>1</sub> e F<sub>2</sub>. A primeira (F<sub>1</sub>) é a principal, e resulta em uma trama orientada com direção NNW, formada por xistosidade (S<sub>1</sub>) com atitude em torno de 210/82 marcada pela orientação preferencial dos minerais placóides (micas) e prismáticos (plagioclásio e

feldspatos alcalinos), assim como pelo achatamento generalizado dos minerais. O efeito mais notável da fase  $F_2$  é a implantação de uma superfície de foliação ( $S_2$ ) segundo a atitude 350/82 que se caracteriza por clivagem espaçada, do tipo clivagem de crenulação, e reorientação parcial da foliação  $S_1$  segundo a direção NEE; esta fase ainda é responsável por gerar dobras abertas ( $D_2$ ) e transposição parcial de  $S_1$ .

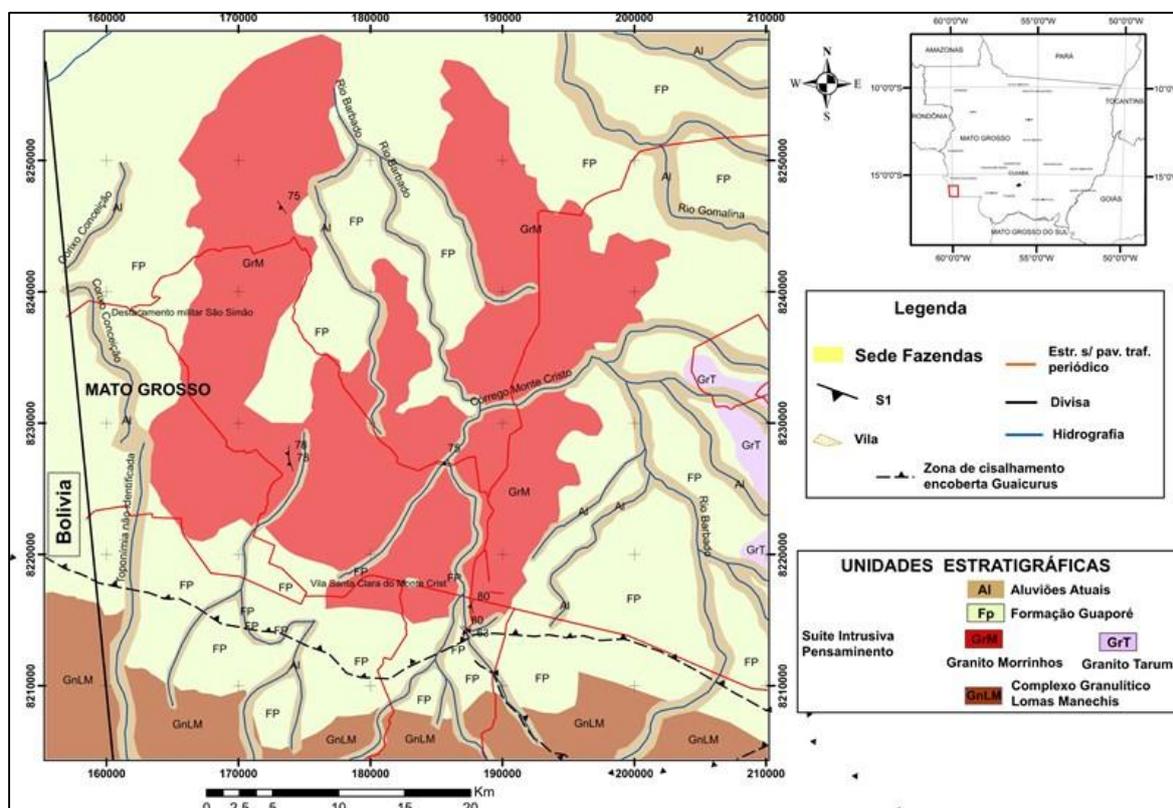


Figura 1- Mapa geológico da área de estudo na escala de 1:300.000 (extraído de França *et al.* em preparação).

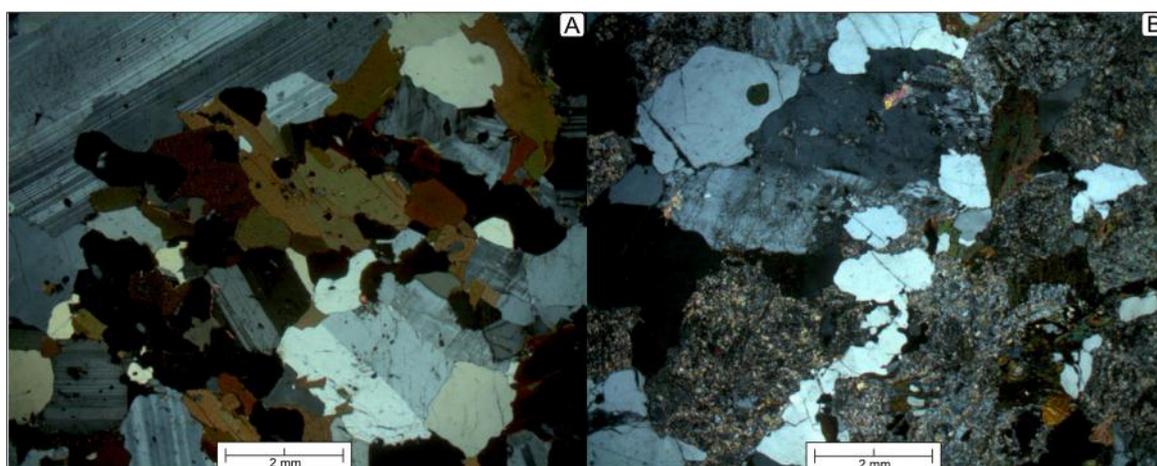


Figura 2- Fotomicrografias das rochas do GM ilustrando: (A) textura inequigranular xenomórfica a hipidiomórfica formada por plagioclásio, feldspato alcalino e agregado máfico constituído por hornblenda, biotita com *textura* do tipo *drop-like quartz* e minerais opacos; (B) textura xenomórfica e nítida distinção entre quartzo, feldspatos alcalinos mais límpidos e plagioclásio intensamente saussuritizado; palhetas de biotita parcialmente cloritizada. Polarizadores cruzados.

## LITOGEOQUÍMICA

Do ponto de vista geoquímico, as amostras do GM classificam-se como traqui-andesitos e traquidacitos no diagrama TAS (Le Bas 1986; Fig. 3A) e como tonalitos, granodioritos e monzogranitos no R1-R2 (La

Roche 1980; Fig. 3B). Conforme a figura 3A, a linha divisória de Irvine & Baragar (1971) sugere que o magmatismo que originou essas rochas é de afinidade subalcalina, e o caráter cálcio-alcalino é evidenciado no diagrama AFM proposto pelos mesmos autores. Utilizando o gráfico A/CNK versus A/NK (Maniar & Piccoli 1989; Fig. 3D), as amostras estudadas classificam-se como metaluminosas, à exceção de duas delas correspondentes a FBM que se caracterizam como levemente peraluminosas. Quanto à ambiência tectônica foram utilizados os diagramas Hf-Rb-Ta\*3 e Rb versus Y+Nb propostos, respectivamente, por Harris *et al.* (1986) e Pearce *et al.* (1996), os quais sugerem um magmatismo compatível com as séries graníticas geradas em arcos magmáticos (Fig 3E) em estágio pós-colisional (Fig. 3F).

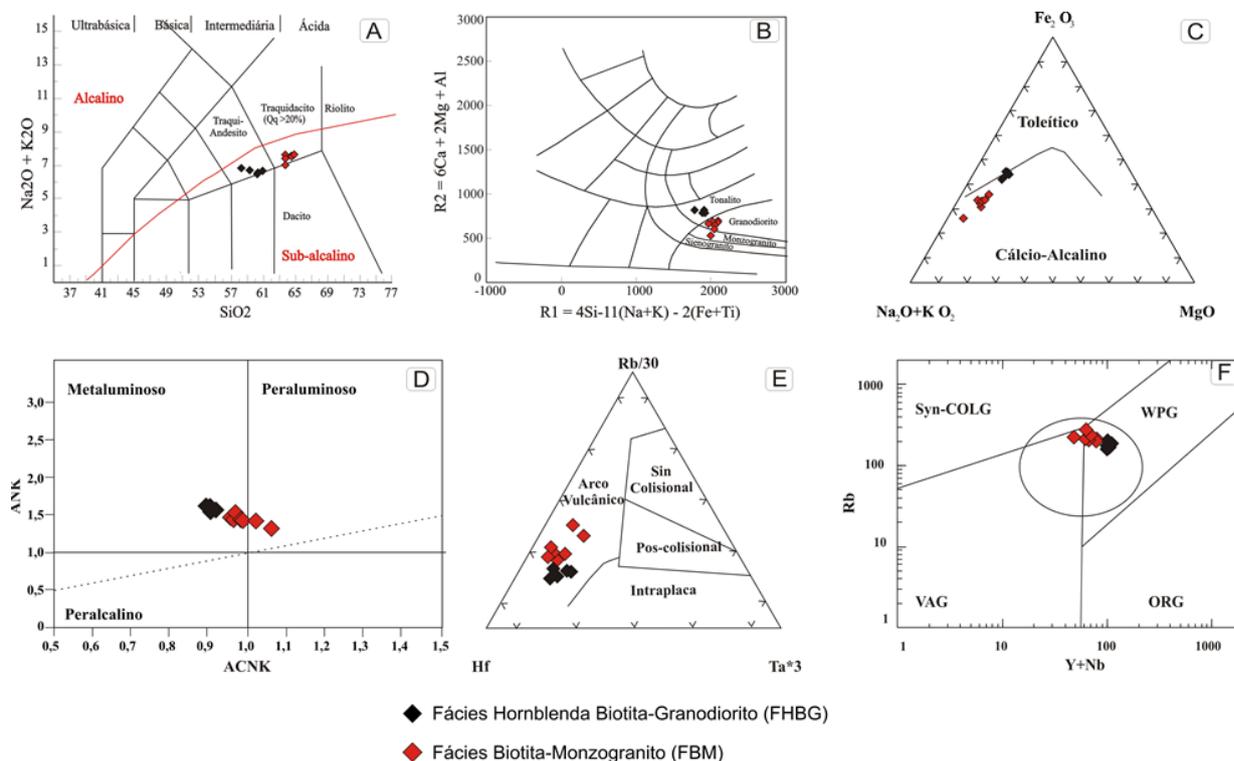


Figura 3- (A) Total de álcalis x sílica (Le Bas 1986); (B) R1 x R2 (La Roche *et al.* 1980), (C) AFM (Irvine & Baragar 1971); (D) A/CNK x A/NK (Maniar & Piccoli, 1989), (E) Hf-Rb-Ta\*3 (Harris *et al.* 1986) e (F) Rb x Y+Nb (Pearce *et al.* 1996).

## ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA E ISOTÓPICA

### Análise U-Pb em zircão (SHRIMP)

O Diagrama Concórdia, gerado a partir das razões obtidas, mostra que os cristais de zircão analisados forneceram uma idade concordante de  $1350 \pm 12$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do magma granítico do Granito Morrinhos.

### Análise Sm-Nd

A amostra analisada apresenta razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,072264 e idade modelo  $T_{DM}$  de 1,77 Ga, indicativo do período em que ocorreu a extração do magma do manto superior, já o valor de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de -2,57, negativo, calculado utilizando-se a idade de  $1350 \pm 12$  Ma (U-Pb SHRIMP), sinaliza que o protólito desse granito apresenta uma assinatura isotópica Sm-Nd semelhante à de granitos de origem crustal, sugerindo com isso processos de fusão parcial da crosta continental na geração dessas rochas.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O GM constitui-se por duas fácies petrográficas, sendo elas: Hornblenda Biotita-Granodiorito e Biotita-Monzogranito, ambas metamorfizadas na fácies xisto-verde. Os dados estruturais exibem registros de duas fases deformacionais ( $F_1$  e  $F_2$ ). Os dados geoquímicos permitem classificar as rochas estudadas como uma sequência ácida formada por magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcalino, metaluminoso a levemente peraluminoso, evoluído por meio de mecanismos de cristalização fracionada. Do ponto de vista

geotectônico, os dados apresentados sugerem que a intrusão investigada foi gerada em um ambiente tectônico convergente, em um arco magmático continental tipo andino, instalado às margens do Terreno Paraguá, no final da Orogenia San Ignacio e correlato as intrusões tardi à pós-cinemáticas do Complexo Granitoide Pensamiento.

#### **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem ao PROCAD (096/2007), GEOCIAM e ao PPGEC pelo suporte financeiro. A primeira autora agradece a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado.

#### **REFERÊNCIAS**

- Bettencourt J. S.; Leite Jr., W. B.; Ruiz A. S.; Matos, R.; Payolla B. L.; Tosdal R. M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An Overview. *J of S American Earth Sciences*, 29:28-46.
- Corrêa A. D. P. & França O. 2011. Geologia, Geoquímica e Análise Estrutural da região Vila Ponta do Aterro (MT), ênfase nos granitos Tarumã e Morrinhos – Terreno Paraguá – SW do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 90p.
- Harris N. B. W., Pearce J. A. & Tindle A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Special Publications of Geological Society, London*, 19: 67-81.
- Irvine I. N. & Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Science*, v. 8, p. 523-548.
- La Roche (de) H. 1980. Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, 13:65-88.
- Le Bas M. J.; Le Maitre R.; Streckeisen A.; Zanettin B. A. 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v.27, p.745-750.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101:635-643.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, p. 120-125.

## GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE NOVA CANADÁ, DOMÍNIO CARAJÁS (PA) – OCORRÊNCIAS DE ROCHAS TIPO TTG E LEUCOGRANITOS COM ALTO BA E SR

Pablo José Leite dos Santos ([pablosleite@hotmail.com](mailto:pablosleite@hotmail.com))<sup>1,2</sup>, Davis Carvalho de Oliveira ([davis@ufpa.br](mailto:davis@ufpa.br))<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal: 8608, CEP: 66075-900, Belém, Pará.

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA.

### INTRODUÇÃO

A área de Vila Nova Canadá, no município de Água Azul do Norte, está inserida no contexto sul do Domínio Carajás, e faz limite entre os dois principais blocos tectônicos que integram a Província Carajás, configurada com o Domínio Carajás ao norte, e o Domínio Rio Maria, ao sul. Esta é uma região ainda pouco conhecida geologicamente, principalmente quando comparada com a porção sul da Província, aonde diversos estudos científicos vêm sendo desenvolvidos desde a década de 80, e com a porção norte de Carajás, onde o interesse pelo alto potencial metalogenético levou ao conhecimento de diversas jazidas minerais de porte internacional. A região era até pouco, conhecida pela ampla ocorrência das rochas do Complexo Xingu, ainda a maior unidade litoestratigráfica do Cráton Amazônico. As pesquisas recém-desenvolvidas nas proximidades de Nova Canadá contribuíram para a caracterização de diversos granitoides com características petrográficas e geoquímicas distintas que podem estar relacionadas a unidades afins em Rio Maria e mais raramente em Canaã dos Carajás, bem como unidades geológicas que ocorre em outros crátons arqueanos.

### METODOLOGIA

Foi realizado levantamento bibliográfico sobre a geologia da área de estudo, seguido pela fase de campo, com mapeamento geológico em escala 1:50.000 e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geoquímicos. A petrografia foi realizada com exame macro e microscópio das amostras de rochas que envolveram identificação e descrição sistemática dos minerais, estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração, estimativa da ordem de cristalização dos minerais e classificação modal. As análises geoquímicas foram realizadas no laboratório ACME. A caracterização geoquímica foi realizada em diagramas de variação e diagramas que permitem o reconhecimento suas séries magmáticas, ambientes de formação, e os processos que controlaram a evolução magmática destas rochas.

### GEOLOGIA E PETROGRAFIA

A área de Nova Canadá é caracterizada por trondhjemitos e pelo menos duas variedades leucograníticas com geologia e cronologia distintas. Os granitóides trondhjêmíticos são caracterizados por biotita trondhjemitos de coloração cinza-esbranquiçada, e aspecto anisotrópico variável, evidenciado principalmente pelo alinhamento dos minerais máficos, e menos frequentemente por bandamento composicional e foliação milonítica, que sugerem deformação *sin*-magmática, e dobramentos que revelam que estas rochas podem ter sido afetadas por mais de um evento deformacional. Geralmente, estas rochas estão deformadas segundo o *trend* NW-SE e E-W. Petrograficamente são rochas hololeucocráticas (máficos ~5,4%,) cuja biotita é o única mineral varietal (~4,8%).

Os leucogranitos que ocorrem com grande expressão areal, foram separados em duas unidades geológicas distintas, com características geológicas, petrográficas e geoquímicas particulares. O Leucogranito Velha Canadá é composto por granodioritos e monzogranitos subordinados, com textura fanerítica equigranular média, fortemente deformados, que ocorrem restritamente ao norte de Nova Canadá. O Leucogranito Nova Canadá é caracterizado por leucogranodioritos e subordinadamente leucomonzogranitos, de textura fanerítica inequigranular, e aspecto anisotrópico moderado, que afloram em grandes lajeiros e serras alinhadas E-W, predominantemente ao sul de Nova Canadá. Em meio a estes granitos ocorrem relíquias do embasamento trondhjêmítico parcialmente preservado e rochas supracrustais. Ambas as unidades são caracterizadas por foliação dúctil E-W, com inflexões para NE-SW e NW-SE. As duas unidades são muito semelhantes, sendo macroscopicamente distinguidos apenas por sutis variações texturais e conteúdo de quartzo, sendo os maiores conteúdos deste mineral, (33,0-40,0%)

nas rochas do Leucogranito Velha Canadá, enquanto os conteúdos médios nas rochas do Leucogranito Nova Canadá são 25,0%. São em geral rochas hololeucocráticas ( $M \sim 5\%$ ) de coloração branco-acinzentada a rosa-acinzentada, e para ambas a biotita é o principal mineral ferromagnésiano. As rochas do Leucogranodiorito Nova Canadá mostram comportamento similar ao das séries cálcico-alcálicas granodioríticas (Lameyre & Bowden 1982; Bowden *et al.* 1984), já para as rochas do Velha Canadá é mais difícil estabelecer comparações com estas séries, possivelmente porque aparentemente estas rochas não formam uma série magmática.

## GEOQUÍMICA

A geoquímica dos trondhjemitos mostra que os conteúdos de elementos óxidos variam dentro da faixa de ocorrência dos principais trondhjemitos-tonalitos no Domínio Rio Maria, como no caso dos trondhjemitos Mogno e Água Fria, e Tonalito Caracol (Almeida *et al.* 2011), e Trondhjemitos Rio Verde (Feio *et al.* 2013), na área de Canaã dos Carajás. São rochas da série cálcio-alcálica, levemente peraluminosas, que se alinham aos campos dos típicos TTG's de Martin (1994). Os elementos traço também são similares aos das unidades citadas acima, e o padrão ETR é relativamente homogêneo, inclinado, que mostra forte fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados, o que sugere que os ETR pesados seriam as principais fases fracionadas durante a formação desses magmas. Sutis diferenças mostram a existência de uma variedade com média razão  $(La/Yb)_N = 10,45-30,04$ , e outra variedade com alta razão  $(La/Yb)_N = 46,45-102,60$ . As anomalias de Eu são ausentes, podendo ser levemente positivas  $(Eu/Eu^* = 0,72-2,24)$ , e o padrão de ETR pesados é geralmente côncavo, o que sugere fracionamento de anfibólio. As características observadas aqui mostram que estes trondhjemitos são muito similares aos típicos TTG's arqueanos (Martin 1987, Condie 2005). São rochas empobrecidas em elementos ferromagnésianos, que podem ser inclusas no grupo de TTG's com alto  $Al_2O_3$ . Nos diagramas de discriminação de granitoides arqueanos, situam-se nos campos de trondhjemitos e se alinham ao *trend* trondhjemítico. Suas características são compatíveis com as dos típicos granitoides arqueanos da série trondhjemítica (Barker 1979, Martin 1993).

O Leucogranito Nova Canadá mostra teores de sílica moderados ( $SiO_2 = 70,08-73,59\%$ ),  $Al_2O_3$  (14,94-16,37%) e #Mg moderados a altos. São mais enriquecidas em  $Na_2O$ , e conseqüentemente mais empobrecidas em  $K_2O$  em relação às rochas de Velha Canadá, e os conteúdos de  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$  são mais baixos. Suas rochas são fracamente peraluminosas de afinidade cálcio-alcálica de médio-K (Peccerillo & Taylor 1976). Os conteúdos de elementos traço mostram empobrecimento nos elementos Rb, Zr e Nb, e enriquecimento em Sr. As baixas razões Rb/Sr sugerem sejam menos evoluídas que as rochas do granito Velha Canadá. As características geoquímicas destas rochas mostram similaridades com aquelas da Suíte Guarantã de Rio Maria (Almeida *et al.* 2010) e com os TTG's Transicionais do Cráton Yilgarn (Heilimo *et al.* 2010) e Cráton da Tanzânia (Opiyo-Akech *et al.* 1999).

O Leucogranodiorito Velha Canadá é caracterizado por rochas com maior conteúdo de sílica ( $SiO_2 = 71,10-76,33\%$ ) e com conteúdos de  $Al_2O_3$  moderados a altos (12,83-15,95%). Os conteúdos de  $K_2O$  são elevados (média  $>4,0$ ), e os valores do #Mg são moderados a baixos. São rochas fracamente peraluminosas de afinidade cálcio-alcálica alto-K (Peccerillo & Taylor 1976), que em diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976, Martin 1994) seguem o *trend* cálcio-alcálico. Têm baixos a moderados conteúdos de Ba e Sr, enquanto Rb e Zr são relativamente altos. O padrão ETR do Leucogranito Velha Canadá mostra duas variedades: a) **alta razão  $(La/Yb)_N$** , o qual é bastante inclinado apesar de serem rochas mais empobrecidas em ETR leves e pesados em relação à outra unidade. Apresenta anomalia de Eu moderadamente negativa, sendo que os elementos terras raras pesados aparecem com um padrão côncavo, o que sugere fracionamento de anfibólio durante a evolução destes magmas; b) **baixa razão  $(La/Yb)_N$**  é caracterizada por rochas mais enriquecidas em ETR leves e pesados, e mostram um padrão tipo "gavota" muito comum em granitoides cálcio-alcálicos alto-K. Os valores das razões  $(La/Yb)_N$  variam entre 16,46-112,16 e a anomalia de Eu é fortemente negativa. Em geral, as rochas do Leucogranito Velha Canadá mostram forte afinidade com os Leucogranitos Potássicos tipo Xinguara e Mata Surrão do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2010). É possível comparar os padrões ETR desses granitos com granitos afins que ocorrem na área de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013).

## DISCUSSÕES

Os biotita trondhjemitos de Nova Canadá são geoquimicamente similares aos TTGs com alto  $Al_2O_3$ , e ainda são empobrecidos em elementos ferromagnésianos e não apresentam anomalia de Eu. São

compatíveis com os típicos granitóides arqueanos da série trondhjemítica (Barker 1979, Martin 1994), e os conteúdos dos elementos LILE e HFSE mostram fortes similaridades destes trondhjemitos com as típicas associações TTG (Martin 1994), e com as rochas TTG do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011). As comparações geoquímicas mostram semelhanças entre as rochas estudadas com aquelas do Trondhjemito Mogno e algumas rochas do Trondhjemito Água Fria, do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011), bem como com as rochas do Trondhjemito Rio Verde, que ocorrem na área de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013). Dados geoquímicos e geocronológicos são necessários para entender o relacionamento destas rochas com unidades geológicas afins na Província Carajás.

Além dos trondhjemitos, o quadro geológico de Nova Canadá mostra associações leucograníticas formadas em pelo menos dois momentos do Arqueano. São unidades com geologia similar, mas com geoquímica e aparentemente geocronologia distintas, cujas diferenças sugerem fontes e processos de formação distintos. Estes leucogranitos foram distinguidos em: **(a)** Leucogranito Nova Canadá cuja geoquímica é correlacionável aos leucogranitos da Suíte Guarantã no Domínio Rio Maria, bem como os TTG Transicionais do Cráton Yilgarn, além de algumas rochas da série TTG e afins dos *sanukitóides* do Domínio Rio Maria. Dados geocronológicos preliminares sugerem que os leucogranitos Nova Canadá tem idade ~2.8Ga. Investigações geoquímicas e geocronológicas de detalhe são necessárias para avaliar se estes granitos tem relação com seus afins em Rio Maria, ou se tiveram origem independente, a partir de processos restritos ao Domínio Carajás; **(b)** Leucogranito Velha Canadá, o qual é caracterizado por rochas de afinidade cálcio-alcalina alto-K, geológica e geoquimicamente similares aos Leucogranitos Potássicos tipo Xinguara e Mata Surrão do Domínio Rio Maria, bem como algumas unidades afins no Domínio Carajás, como é o caso do Granito Cruzadão (Feio *et al.* 2013). O padrão ETR distingue rochas com baixas e altas razões La/Yb. O padrão de ETR fracionado dos leucogranitos Velha Canadá e a marcante anomalia negativa de Eu são feições típicas em leucogranitos arqueanos cuja origem está relacionada ao retrabalhamento crustal. Resultados geocronológicos preliminares sugerem idade neoarqueanas para os leucogranitos Velha Canadá (2,74–2,73Ga–Santos *et al.* 2010), mesmo período de formação da Bacia Carajás.

## REFERENCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J., 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos* 120, 235–257.
- Barker F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- Barker, F. & Arth, J. G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- Bowden, P.; Batchelor, R. A.; Chapell, B. W.; Didier, J.; Lameyre, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics. Earth Planet Sciences*, 35, 1-11.
- Condie K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80:33-44.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.
- Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: CONDIE, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11. Archean crustal evolution*, Amsterdam, Elsevier. p. 205-259.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, 28:921-953.

- Opiyo-Akech, N., Tarney, J., Hoshino, M., 1999. Petrology and geochemistry of granites from the Archaean terrain north of Lake Victoria, western Kenya. *Journal of African Earth Sciences* 29 (2), 263–300.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Santos, P. J. L., Oliveira, D. C., Galarza, M. A., Macambira, M. J. B., 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitóides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CD-ROM.

## MAGMATISMO GABRÓICO CRIOGENIANO NO CINTURÃO ARAGUAIA

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb  
Gleudson dos Santos Barros  
Elton Luiz Dantas

Instituto de Geociências/Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA  
Projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) MCT/CNPq/FAPESPA

Diversos corpos de rochas gabróicas encontram-se encaixados na sequência supracrustal do Cinturão Araguaia, e grande número de plútons foram mapeados na região de Xambioá e Araguaianã individualizando uns dez plútons principais e diversos corpos menores, que foram reunidos por Gorayeb et al. (2004) na Suíte Intrusiva Gabróica Xambica. As formas e dimensões dos corpos caracterizam pequenos stocks, sills e diques, e corpos lentiformes budinados que se acham deformados e metamorfizados, e se apresentam encaixados em micaxistos do Grupo Estrondo (Formação Xambioá) ou em rochas gnáissicas do embasamento arqueano (Complexo Colméia) (Figura 1).

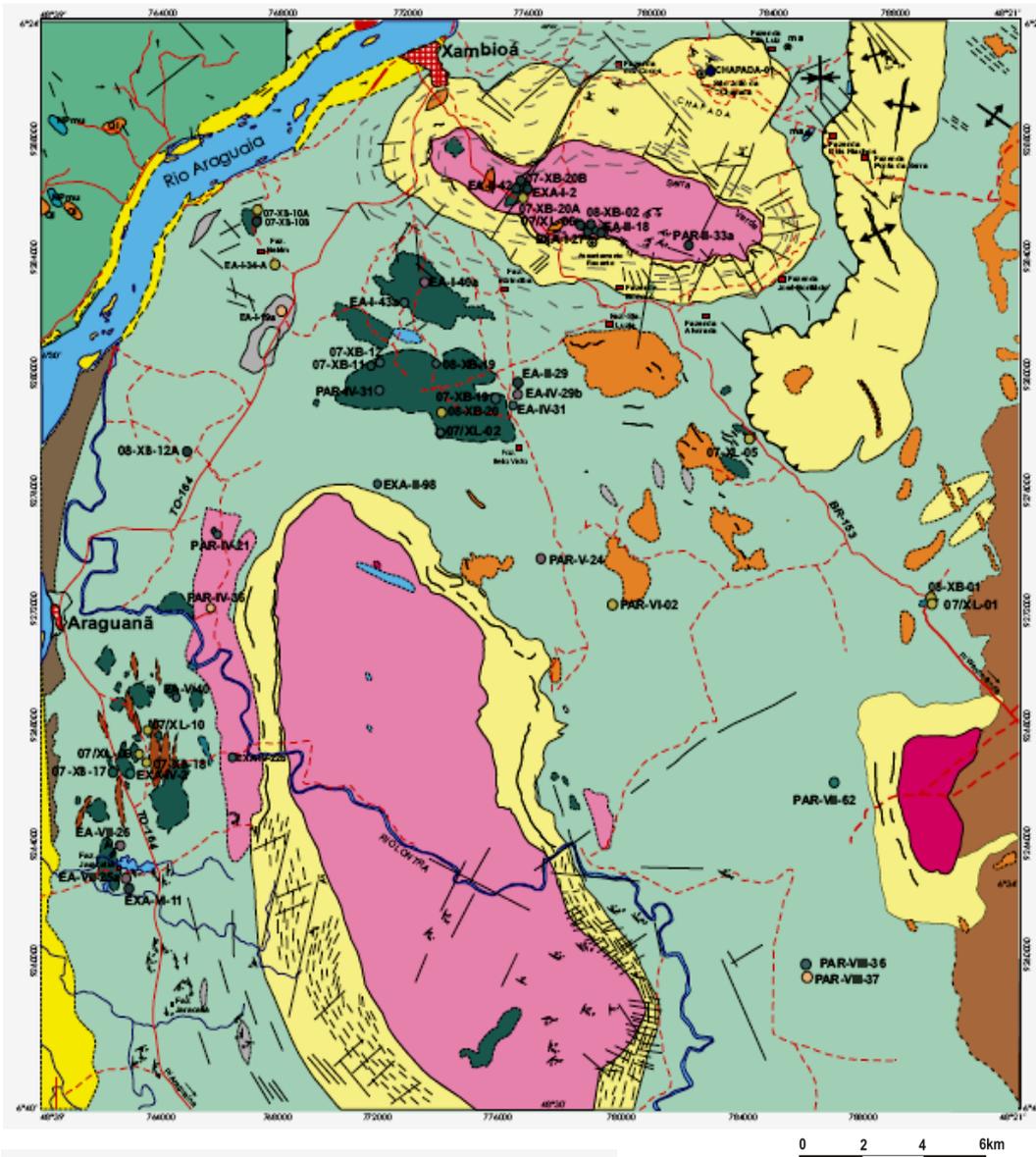
Estudos petrográficos permitem classificá-los como metagabros, metadiabásios em que ainda se encontram texturas ígneas preservadas, além de escapolita metagabros e anfíbolitos. As associações minerais metamórficas em equilíbrio são hornblenda + escapolita ± granada + titanita ± quartzo ± cianita e hornblenda + plagioclásio ± escapolita ± granada ± biotita, permitindo se estimar condições de temperatura entre 550 a 580 °C e pressão de aproximadamente 7 kbar na fácies Anfíbolito médio.

Os estudos litoquímicos de elementos maiores, traços, incluindo os elementos terras raras, efetuados em metagabros e anfíbolitos demonstram homogeneidade composicional entre os diferentes litotipos indicando cogeneticidade entre os vários plútons. O posicionamento dessas rochas em vários diagramas e as suas assinaturas geoquímicas revelam se tratar de protólitos magmáticos de natureza basáltica toleítica, comparáveis aos do tipo MORB (Figura 2).

Estudos geocronológicos por evaporação de Pb em cristais de zircão realizados por Gorayeb et al. (2004) obtiveram idade de  $819 \pm 5$  Ma para este evento plutônico. Determinações geocronológicas pelo método U-Pb em cristais de zircão de metagabros realizadas por ICP-MS Laser Ablation destacaram idades de  $878 \pm 22$  Ma,  $804 \pm 35$  Ma e  $752 \pm 23$  Ma. Apesar da primeira idade se distanciar, os demais resultados se superpõem nos limites dos erros analíticos, sendo que esses valores são interpretados como idades mínimas de cristalização desses cristais de zircão e representam o alojamento dos protólitos desses metagabros no período Criogeniano no Neoproterozóico.

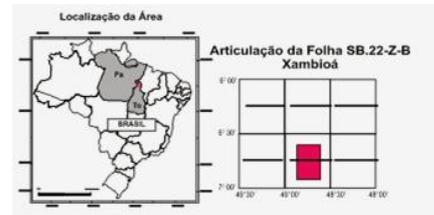
Avaliando possíveis correlações com outros eventos magmáticos da Província Tocantins há coincidência entre essas idades obtidas com aquelas do Arco Magmático de Goiás, particularmente se for considerado o intervalo de idade entre 804 e 890 Ma. Um valor aproximado ( $757 \pm 49$  Ma) também foi obtido em isócrona Sm-Nd em diques gabróicos da Serra do Quatipuru (Paixão et al. 2008).

Os dados atuais permitem considerar que os metagabros e anfíbolitos estudados, representam corpos de natureza plutônica e/ou subvulcânica (gabros, diabásios) que foram intrudidos na sucessão sedimentar do Grupo Estrondo, que precedeu à tectônica e metamorfismo regional no final do Neoproterozóico (~550 Ma). Eles representam um importante evento de magmatismo basáltico toleítico que aconteceu no Neoproterozóico, provavelmente relacionado a um evento de tectônica extensional no período Criogeniano, durante o estabelecimento da Bacia Araguaia.



Quadro Litoestratigráfico da área

ERA	Formação	Descrição	Características
CENOZÓICO	Qal	Depósitos aluvionares	Sedimentos do rio Araguaia e afluentes - depósitos de seixos e matações, areias grossas a finas e argilas.
	Ql	Coberturas Lateríticas	Crostras ferruginosas com fragmentos de rochas e seixos.
PALÉOZOICO	Ppf	Formação Pedra de Fogo	Argilitos e arenitos, vermelhos e esverdeados, com níveis de sílexitos, calcários e margas.
	Dp	Formação Pimenteiras	Arenitos e siltitos ferruginosos, roxo e Dp amarelados, com laminação plano-paralela e estratificação cruzada de pequeno porte
NEOPROTEROZOICO	Nrl	Granito Ramal do Lontra	Granito de cor rósea, granulação fina a média e estrutura foliada.
	Npx	Suite Gabriólica Xambioá	Escapolita metagabros, metadiabásios e anfíbolitos
	Npxb	Formação Xambioá	Micaxistos, xistos feldspáticos, xistos com granada, estaurolita e/ou cianita, xistos grafitosos, lentes de anfíbolitos e mármore (ma).
	Npmc	Formação Monro do Campo	Quartzitos puros e micáceos
ARCHAICO	Ac	Complexo Canela	Gnaisses tonalíticos, granodioritos e graníticos com forte trama milonítica.



- Falha indiscriminada
- Zonas de cavalcamento
- Zonas de cavalcamento com movimentação oblíqua
- Direções principais da foliação
- Atitude da foliação com indicação do ângulo de mergulho
- Lineação de estiramento com indicação do ângulo de mergulho
- Estrutura antiforme
- Estrutura sinforme
- Pedreira
- Drenagem
- Rodovia principal
- Estradas secundárias
- Cidades
- Vilas/Povoados
- Fazenda

Figura 1- Mapa geológico da região de Xambioá-Araguanã (TO) com destaque para os corpos de metagabros.

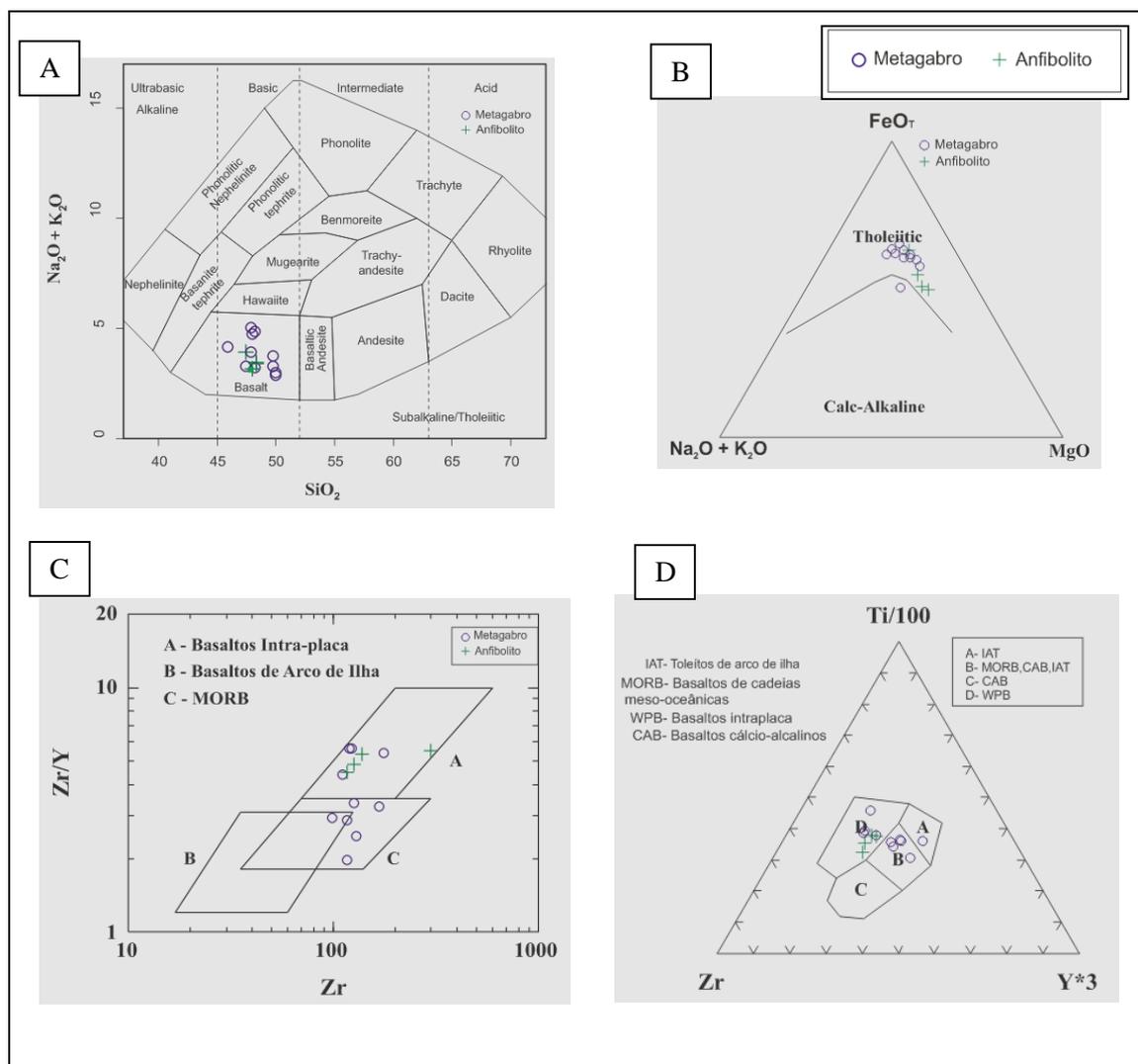


Figura 2 – Diagramas geoquímicos de metabasaltos e anfibolitos da região de Xambioá-Araguanã: A) Diagrama TAS; B) Diagrama AFM; C) Diagramas de discriminação tectônica Zr/Y versus Zr de Pearce & Norry (1979); D) Diagramas de discriminação tectônica Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973).

### AGRADECIMENTOS

Ao projeto Instituto de Geociências da Amazônia – INCT/GEOCIAM- MCT/CNPq/FAPESPA (Processo nº 573733/2008-2), pelo custeio parcial desta pesquisa, e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA.

### REFERÊNCIAS

- Barros G. S., Gorayeb P. S. S., Moura C.A.V., Nascimento R. S. 2010. Petrologia e geocronologia dos escapolita metabasaltos e anfibolitos do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã. In: SBG-NO, Anais 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG-NO, v. 1. CD-ROM.
- Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V., Calado W.M. 2004. Suite Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SBG, Anais do 42º Congresso Brasileiro de Geociências, Araxá, v. 1, p. 35.

## PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DIQUES MÁFICOS A FÉLSICOS DA REGIÃO DE OURILÂNDIA DO NORTE - ÁGUA AZUL DO NORTE, PROVÍNCIA CARAJÁS, SSE DO PARÁ

Paulo Roberto Soares\_Rodrigues<sup>1,3</sup>(psoares29@hotmail.com), Claudio Nery Lamarão<sup>1,3</sup>(lamarao@ufpa.br),  
Hévila de Nazaré Silva da Costa<sup>2</sup>(hevila\_costa@yahoo.com.br)

<sup>1</sup>Programa e Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA

<sup>2</sup>Faculdade de Geologia-UFPA

<sup>3</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) – UFPA

### INTRODUÇÃO

Ao longo dos anos, o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM), localizado no sudeste do cráton amazônico, tem sido objeto de inúmeros trabalhos geológicos, com destaque para temas abordando os aspectos petrológicos e estruturais de suas rochas (Souza 1994; Costa et al. 1995; Dall’Agnol et al. 1997; Althoff et al. 2000, Rolando & Macambira 2003; Leite et al. 2004; Almeida et al. 2008, 2010, 2011, 2013; Oliveira 2005, 2009; Guimarães 2010, etc.). Recentemente, Mesquita (2011) e Santos (2011) identificaram em mapeamento geológico na região de Água azul do Norte-Ourilândia do Norte diversas ocorrências de diques máficos a félsicos. Costa (2012) estudou petrograficamente oito desses diques e obteve a idade de  $1887 \pm 2$  Ma para um dique de riolito. Este trabalho teve como objetivo a caracterização petrográfica de outros diques máficos a félsicos da mencionada região e a datação geocronológica por evaporação de Pb em zircão de um dique de riolito.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton Amazônico está localizado no norte da América do Sul onde abrange grande parte do Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É considerado uma das maiores áreas cratônicas do mundo, com área total de aproximadamente 4.500.000 km<sup>2</sup>. O TGGRM, situado na porção sudeste do cráton Amazônico, nos domínios da Província Carajás, é formado predominantemente por granitoides arqueanos do tipo TTG e sequencias metavucano-sedimentares cortados por granitos tipo A oxidados da suíte Jamon (Dall’Agnol et al. 2005). A região de Água Azul do Norte-Ourilândia do Norte está inserida no contexto do TGGRM. A sudoeste de Água Azul do Norte e a sudeste de Ourilândia do Norte, mais especificamente entre os granitos paleoproterozoicos Seringa e São João (Figura 1), ocorre um enxame de diques de composição máfica a félsica, com direção dominante NW-SE, encaixados em rochas trondhjemíticas, tonalíticas, granodioríticas, leucogranito-potássicas e em *greenstone belts* arqueanos. Os diques de Água Azul do Norte-Ourilândia do Norte compreendem corpos tabulares subverticais com extensão em torno de 500m e espessura de aproximadamente 20 m (Figura 1).

### OBJETIVOS E METODOLOGIA

*O objetivo central deste trabalho foi a caracterização petrográfica de outros diques máficos a félsicos que ocorrem na região de Água Azul do Norte-Ourilândia do Norte associados aos granitos paleoproterozoicos Seringa e São João, e a determinação da idade de cristalização um desses diques félsicos. Dessa forma, o trabalho contribui para ampliar e complementar os estudos sobre conhecimento dos diques do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM).*

A metodologia aplicada para o trabalho consistiu em uma revisão bibliográfica detalhada sobre os diques que seccionam os granitos anarogênicos e suas encaixantes do TGGRM, o uso da petrografia para caracterizar os diferentes litotipos estudados e a aplicação do método analítico de evaporação de Pb em zircão para determinação da idade de cristalização do dique félsico.

### RESULTADOS OBTIDOS

Foram estudados 8 diques, classificados como diabásios, andesito e alcali-feldspato riolito. Do ponto de vista petrográfico, os diabásios são muito similares, apresentando texturas subofítica, intergranular e porfirítica, tendo anfibólio e piroxênio como minerais varietais principais. Com relação ao dique de andesito, destacam-se a presença de anfibólio e a grande quantidade de minerais opacos em meio aos plagioclásios, com raros microfenocristais de álcali-feldspato e quartzo. No dique de álcali-feldspato riolito predominam pórfiros de quartzo e álcali-feldspato dispersos numa matriz predominantemente

microcristalina, granofírica e esferulítica. Em geral este dique é pobre em minerais ferromagnesianos, com a biotita comumente cloritizada e o anfíbólio apresentando-se como finos cristais dispersos na matriz.

A idade geocronológica de  $1874 \pm 3$  Ma obtida para o dique de álcali-feldspato riolito (MC-95) foi interpretada como idade de cristalização, a qual é similar às obtidas para um dique de riolito pórfiro ( $1887 \pm 2$  Ma; Costa 2012) da região de Água Azul do Norte.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Foram identificados petrograficamente três grandes grupos de diques: diabásios de textura intergranular e subofítica; andesito com textura microcristalina; e, álcali-feldspato riolito, com textura porfírica, de matriz fanerítica, esferulítica e granofírica (Figura 2). Zircões do álcali-feldspato riolito foram selecionados para datação através do método de evaporação de Pb, (método Pb-Pb em Zircão). Dentre os cristais analisados, quatro revelaram idade média de  $1874 \pm 3$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do corpo. A idade obtida é similar a trabalhos anteriores realizados na região de Água Azul do Norte, sugerindo, portanto, uma contemporaneidade entre essas várias ocorrências, bem como entre elas e os granitos paleoproterozóicos anorogênicos dos granitos Seringa e São João e até possivelmente correlacionáveis aos granitos paleoproterozóicos anorogênicos e diques pertencentes a Suíte Jamon (1,88 Ga).

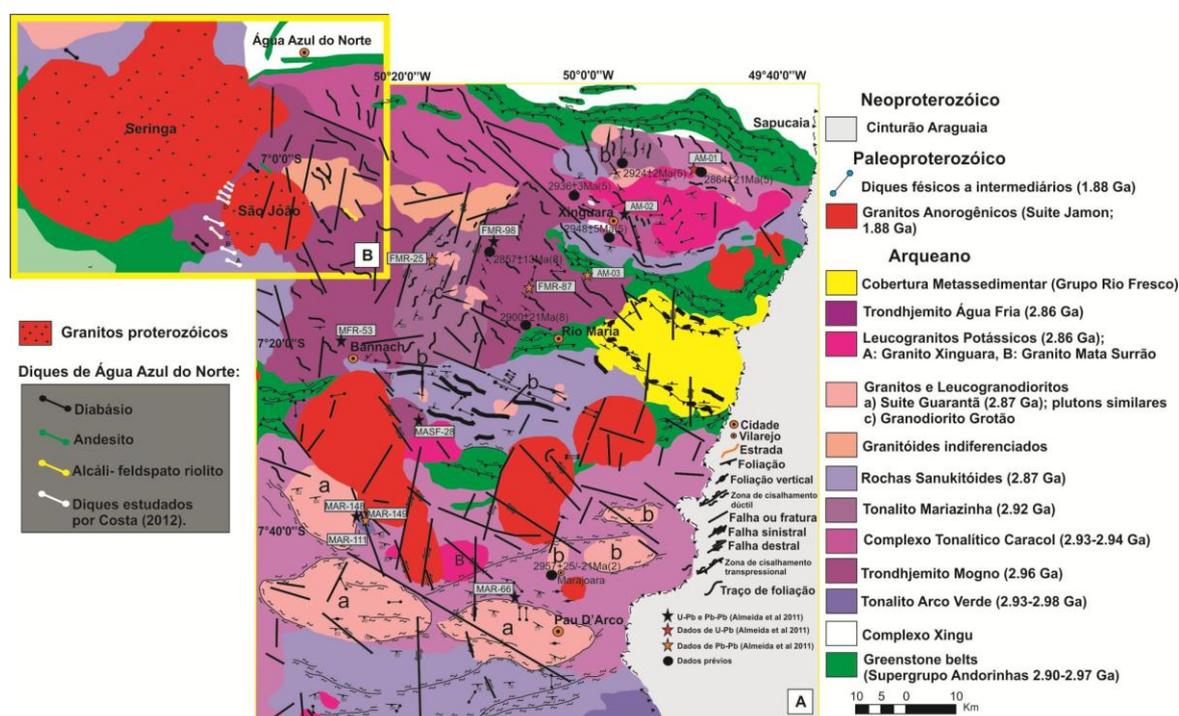


Figura 1- A) Mapa geológico do TGGRM; B) Mapa geológico da região de Água Azul do Norte com ocorrência dos diques estudados. Modificado de Almeida et al. 2011; B) Modificado de Santos (em preparação).

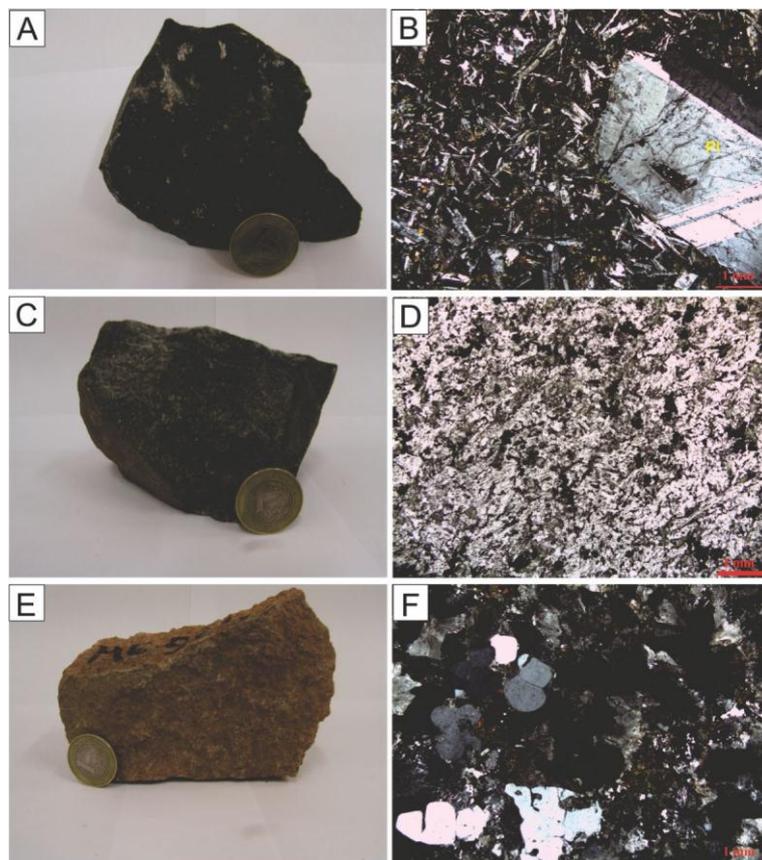


Figura 2- Aspectos petrográficos dos diques de Água Azul do Norte. A) Aspecto macroscópico do diabásio porfirítico de granulação média; B) Textura porfirítica, com fenocristais de Plagioclásio (Pl), imersos em uma matriz intergranular (NC); C) Aspecto macroscópico do andesito; D) microcristais de quartzo e finos cristais de plagioclásio (NP); E) Aspecto macroscópico do álcali-feldspato riolito porfirítico; F) Textura porfirítica; (NC).

Os dados geocronológicos de  $1874 \pm 3$  Ma obtida para o dique de alcáli-feldspato riolito (MC-95) foi interpretado como idade de cristalização, no qual é similar às obtidas para diques de riolito pórfiro ( $1887 \pm 2$  Ma; Costa 2012).

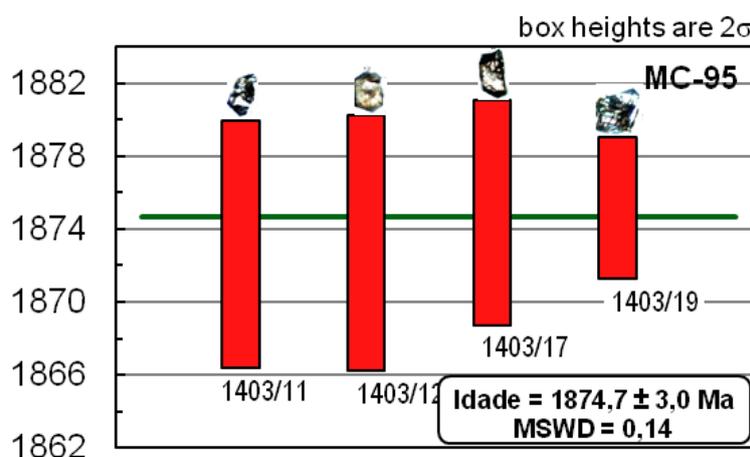


Figura 3- Diagrama de barras mostrando a idade média do dique de alcáli-feldspato riolito (MC-95) e os zircões utilizados na datação.

## REFERÊNCIAS

Almeida, J.A.C.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D.C. Geologia petrografia e geoquímica do Granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. Rev.Bras. Geoc., v 36, p. 282-295.2006.

Almeida, J.A.C.; Dall'Agnol, R.; Oliveira, M.A.; Macambira, M.J.B.; Pimentel, M.M.; Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane: Implications for growth of Archean crust of Carajás Province, Brazil. Precambrian Research, 187 : 201-221.

Costa, H.N.S. 2012. Petrografia e geocronologia de diques máficos a félsicos da região Sudoeste de Água Azul do Norte, Província Carajás, PA. Trabalho de Conclusão de Curso- Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências.

Mesquita, J.C.L. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas encaixantes do granito paleoproterozoico São João, sudeste do Cráton Amazônico, Província Carajás.Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 2010.

SANTOS, M.J.P. 2011. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas encaixantes do Granito Paleoproterozóico Seringa, sudeste do Cráton Amazônico, Província Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Belém.

## SUITE INTRUSIVA MARINGÁ: ASPECTOS PETROGRÁFICOS E GEOCRONOLÓGICOS, DIVISA MATO GROSSO-RONDÔNIA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Regiane Ferreira de Oliveira<sup>1,5</sup>(regianeolvr@yahoo.com.br) João Batista de Matos<sup>1,2,4,5</sup> ((jmatos@cpd.ufmt.br)  
Amarildo Salinas Ruiz<sup>1,3,4,5</sup>(asruiz@gmail.com)

<sup>1</sup>Programa de Pós- Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra –(ICET), Universidade Federal de Mato Grosso- (UFMT)-Avenida Fernando Corrêa ,s/n Bairro Coxipó.Cep 78060-900. Cuiabá,MT,Brasil.

<sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET,UFMT.

<sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral,ICET,UFMT.(4)- Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica –Guaporé.(5)-Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia –GEOCIAM.

### INTRODUÇÃO

Nas dependências das fazendas Maringá e Imaculada, Distrito de Noroagro, Município de Comodoro – MT ocorrem Diques e Stocks Constituídos por Gabros e Piroxenitos. As ocorrências desses corpos são muitas vezes escassas e na maioria das vezes encontra-se intrudidas nas rochas do Complexo Rio Galera, constituído por Gnaisses, Anfibolitos e Xistos conforme Ruiz et al. (2003) e nas rochas do Granito Rio Piolho Rizzotto et al. (2002) junto a essas rochas encontram-se a Formação Córrego Preto, possivelmente de idade terciária Azevedo & Costa (2011). A Figura 1 mostra essas unidades expostas em mapa Geológico da área de estudo.

### ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

A área abrangida por este trabalho, pertencente às Fazendas Maringá e Imaculada, distando cerca de 25km da cidade de Cabixi (RO), vindo dessa fazenda a denominação escolhida para esta unidade lito-estratigráfica, constituída por Gabros e Piroxenitos que ocorrem de forma intrusiva nas rochas do Complexo Rio Galera e Suite Intrusiva Rio Piolho. Distribuem-se como Diques e “Stocks” orientados com direção geral NW-SE Macroscopicamente, as rochas provenientes dos diques são maciças de granulação fina a média (média a grossa nos stocks), variando de melanocráticas a ultramáficas e cor cinza-esverdeado a preta. Apresentam texturas inequigranulares e composição gabroica.

A partir do estudo detalhado de lâminas delgadas, que consistiu de descrição de texturas, paragêneses primária e de alteração, foi possível a caracterização petrográfica das rochas pertencentes à Suite Intrusiva Maringá. Os Gabros são rochas faneríticas de granulação de média a grossa, apresentam texturas inequigranulares, cumuláticas, sub-ofíticas (Figura 05 A ,B e C e D), às vezes cortadas por veios de quartzo. Os principais minerais constituintes são hornblenda e augita e plagioclásio. Quartzo, apatita, titanita e epidoto apresentam-se como minerais acessórios. Os piroxenitos são rochas faneríticas, melanocráticas e granulação média a grossa, cor variando entre cinza esverdeada a cinza escuro, com textura cumulática onde o piroxênio representa a fase cumulus e o plagioclásio, a fase inter-cumulus (Figura 05 E, F). Os minerais constituintes desta rocha são de diopsídio, hornblenda e, plagioclásio (raros), tendo como minerais acessórios: quartzo: biotita, titanita e epidoto.

### GEOCROLOGIA

Foram analisadas duas amostras de Gabros pelo método Sm-Nd. As análises de Sm – Nd foram realizadas no laboratório de Geocronologia da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso – UFPA). As idades modelos são interpretadas a partir da evolução isotópica do Nd baseadas no CHUR (reservatório uniforme condritico) e DM (manto empobrecido). Os valores de TDM e o parâmetro  $\epsilon_{Nd}(T)$ , neste trabalho foram calculados usando o modelo de DePaolo 1981, 1988).As razões isotópicas de  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  e DM e  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  e DM variam conforme o autor Jacobsen & Wasserburg (1984) e Milisenda et al (1994). Neste trabalho é utilizado os seguintes valores para  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,513114$  e  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,222$  Ben Othman et al. (1984) e Michard et al. (1985) para idades até 2,8 Ga, cujo resultados encontram-se na Tabela 3. Uma amostra de Gabro foi analisada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGC/USP, para obtenção da razão do  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  por diluição (Tabela 4).A idade obtidas para os Gabros foram 1,24 e 1,27 (Ga) e o  $\epsilon_{Nd}(t)$  2,18 e 2,24 sugerindo que essas rochas sejam do manto e juntamente com o resultado da razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , sugerindo para essa amostra uma fonte mantélica.

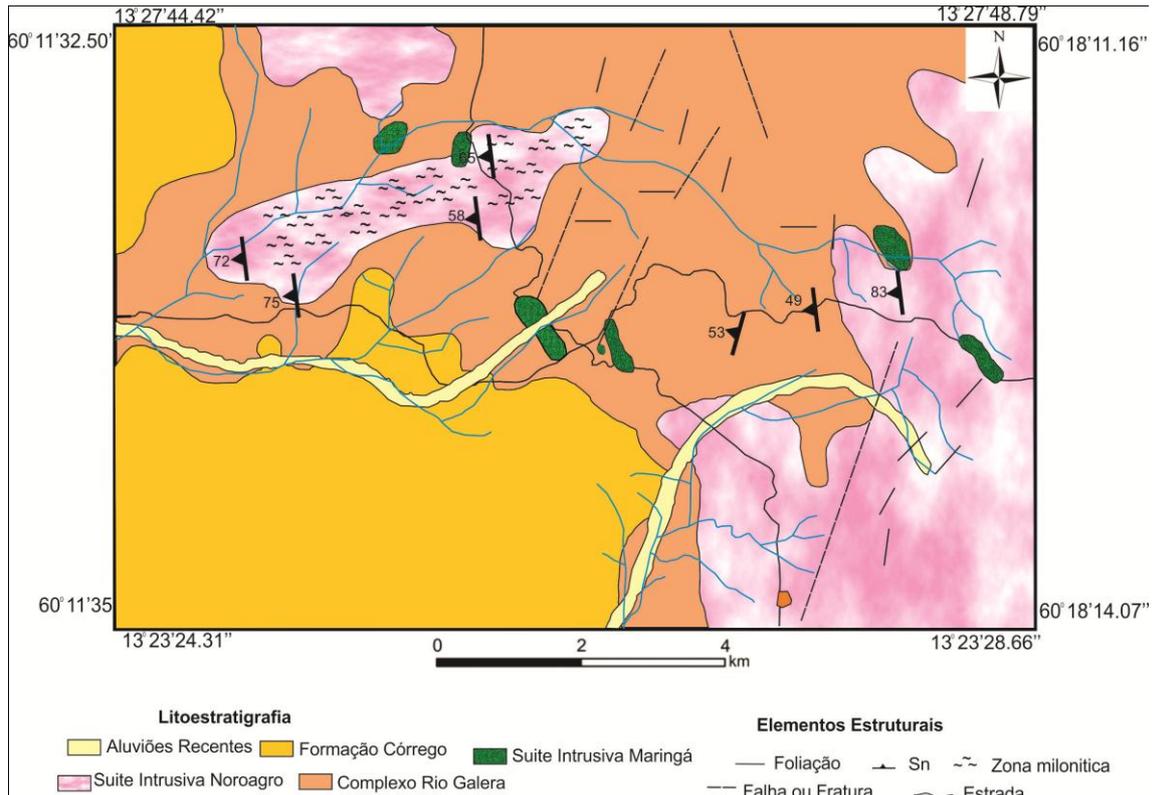


Figura 1 - Mapa Geológico da área de estudo, escala de 1: 50 0000 modificado de Azevedo & Costa (2011).

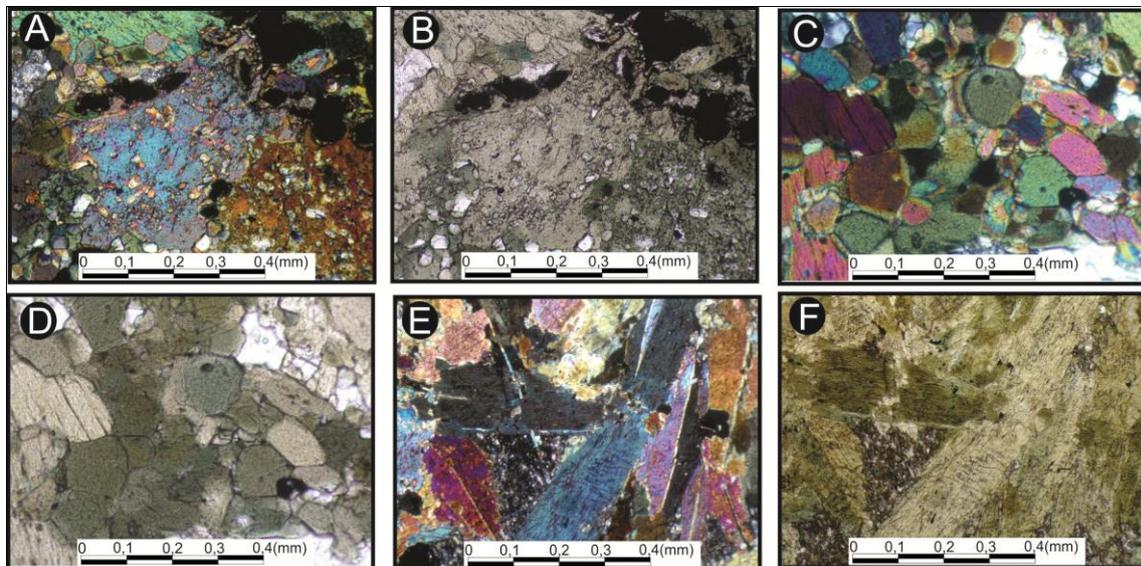


Figura 2: Fotomicrográfiyas das rochas da Suite Intrusiva Maringá (A e B) Gabro com textura cumulativa substituído por hornblenda (C e D) Gabro com textura cumulativa com hornblenda e clinopiroxênio (E e F) piroxenito com textura cumulativa onde o piroxênio representa a fase cumulus e o plagioclásio, a fase *inter-cumulus*.

**Tabela-1: Dados Analíticos das determinações Sm-Nd Gabros unidade Suite Intrusiva Maringá.**

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $\pm 1 \sigma$ )	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{(\text{CHUR})}$	$e_{(\text{TDM})}$
Gabros								
1370-	3,14	10,6	0,179104(09)	0,512753(21)	1.27	2,24	-1,00	5,09
1371	4,18	14,22	0,177839(12)	0,512750(09)	1.24	2,18	-0,91	5,17

**Tabela-2: Dados Analíticos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  litotipo Gabro unidade Suite Intrusiva Maringá.**

SPR	AMOSTRA	MATERIAL	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2s)
7664	RO-65	Metagabro/RTOT	0,704947	0,000067

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Geologicamente, a área de estudo possui características de terrenos paleo a mesoproterozóicos, com retrabalhamentos meso a neoproterozóicos superimpostos, similares a outras áreas da borda do Cráton Amazônico, ou seja, em geral, de terrenos acrescionários subordinados aos modelos de tectônica global vigente desde épocas arqueanas até períodos neo-proterozóicos.

Os litotipos máficos-ultramáficos da área de estudo são gabros e piroxenitos que ocorrem de forma intrusiva nas rochas do Complexo Rio Galera e Granito Rio Piolho, distribuídos como diques e “stocks”. Os dados isotópicos Sm-Nd indicam a idade em torno de 1.27 Ga, com  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  em torno de 2,18 e juntamente com resultado da razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704947$  sugerindo para essas rochas uma fonte mantélica.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PROCAD (Proc. Nº 096/2007), à FAPEMAT (Proc. Nº 002.0141/2007), e ao GEOCIAM.

## REFERÊNCIAS

- Azevedo, P.H, Costa, M.H.R.2011. Caracterização Geoquímica e Petrográfica Preliminar do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, Faixa Alto Guaporé Distrito de Noroagro –Comodoro, Mato Grosso. Trabalho de conclusão de Curso. Cuiabá: Universidade Federal de Mato Grosso- UFMT.
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Cráton: An Overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29:28-46.
- Depaolo D.J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291,193-196.
- Depaolo D.J.(1988). Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. New York: Springer,187p.
- Depaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. (1991). The continental crust age distribution methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96:2071-2088.
- Jacobsen S.B. & Wasseburg G.J. (1984). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet Science Letters*, 67:139-155.
- Millesenda C.C., Liew T.C., Hofmann A.W, Kohler H. (1994). Nd isotopic mapping of the Sri Lank basement: update, and additional constraints from Sr Isotopes. *Precambrian Research*, 66:95-110.
- Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Simões, L.S.A., Matos, J.B., Godoy, A. M., Araújo Ruiz, L.M.B.A. 2004. Aspectos petrográficos e estruturais da porção meridional do batólito Santa Helena – SW do Cráton Amazônico. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, anais, Araxá. 2: 630-647.
- Santos, R.M.A.; Matos, J.B.; Ruiz, A.S. 2010. Aspectos Petrográficos Preliminares do Metagranito Noroagro, Divisa Mato Grosso- Rondônia. In: SBG, Cong. Bras. Geol.; 45, Belém, Anais, p, 21-28.

## PETROLOGIA DOS GRANULITOS MÁFICOS DE NOVA MONTE VERDE, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Roanny Assis de Souza<sup>1</sup> ; Flávia Regina Pereira dos Santos<sup>2</sup> ; Carlos Humberto da Silva<sup>3</sup> ; Renato Moraes<sup>4</sup> ; Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>3</sup> ; Bruno de Siqueira Costa<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Bolsista de Iniciação Científica – CNPq/UFMT e Curso de Graduação Geologia – UFMT , roanny.assis@gmail.com ; <sup>2</sup> Programa de Pós Graduação em Geociências – DRM/ICET/UFMT ; <sup>3</sup> Departamento de Geologia Geral – ICET/UFMT ; <sup>4</sup>Departamento de Mineralogia e Geotectônica – IGC/USP

### INTRODUÇÃO

Os terrenos granulíticos são constituídos por rochas formadas em condições extremas de metamorfismo. Sua gênese está associada à formação de cinturões orogênicos que ocorrem devido aos fortes processos colisionais nas margens continentais ou arco-continental. O estudo dessas rochas permite obter informações a respeito dos níveis mais profundos da crosta e delimitar regiões cratônicas, uma vez que, as rochas granulíticas representam porções da crosta inferior alçadas pela movimentação tectônica para níveis crustais mais elevados (Costa & Hasui 1997).

No Brasil os terrenos granulíticos são encontrados em grande parte das unidades geotectônicas, incluindo os crátons Luís Alves, São Francisco, Amazônico e Rio de La Plata e as faixas móveis neoproterozoicas Ribeira, Araçuaí e Brasília (Moraes *et al.* 2004). No Cráton Amazônico os granulitos ocorrem nas províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas. Na Província Rio Negro – Juruena Payolla *et al.* (2002) identificaram granulitos enderbíticos e paragneisses granulítico, no estado de Rondônia. Outra ocorrência foi descrita por Souza *et al.* (2004) na região de Nova Monte Verde, no norte do Estado de Mato Grosso, tratam-se de uma sucessão de rochas metapelíticas e metabásicas intrudidas por granitos, as quais foram denominadas de Complexo Bacaeri – Mogno (Fig. 1). O objetivo do presente trabalho é caracterizar a petrografia e as associações metamórficas das rochas metabásicas, que segundo Costa & Santos (2011) possuem uma paragénese metamórfica condizente com o fácies granulito.

### METODOLOGIA

Foram feitas análises de lâminas delgadas de amostras representativas do litotipo estudado. Essas análises auxiliaram no estabelecimento do grau metamórfico dessas rochas. A análise das sessões delgadas foi realizada na Sala de Pesquisa do DRM/ICET/UFMT, utilizando Microscópio Óptico, modelo Olympus BX-41.

### RESULTADOS

Os granulitos máficos ocorrem como corpos tabulares a lenticulares concordantes com os migmatitos paraderivados do Complexo Bacaeri-Mogno. A espessura varia de 1 a 100 metros. Quando observadas em detalhe os granulitos máficos apresentam-se como rochas de cor preta a cinza escura, inequigranulares de granulação fina a média (Fig. 2a). São compostas por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólios, opacos e quartzo. Muitas vezes, apresentam porfiroblastos de hornblenda com tamanho médio de 5 mm e tamanho máximo de 2 cm (Fig. 2b). Estas rochas apresentam xistosidade marcada por grãos de anfibólio e piroxênio, orienta-se N80-90E/50-70SE. Por vezes exibem bandas leucocráticas compostas por quartzo, plagioclásio e piroxênio. Estas bandas comumente são planares, ocasionalmente lenticulares (Fig. 2a), paralelas a xistosidade.

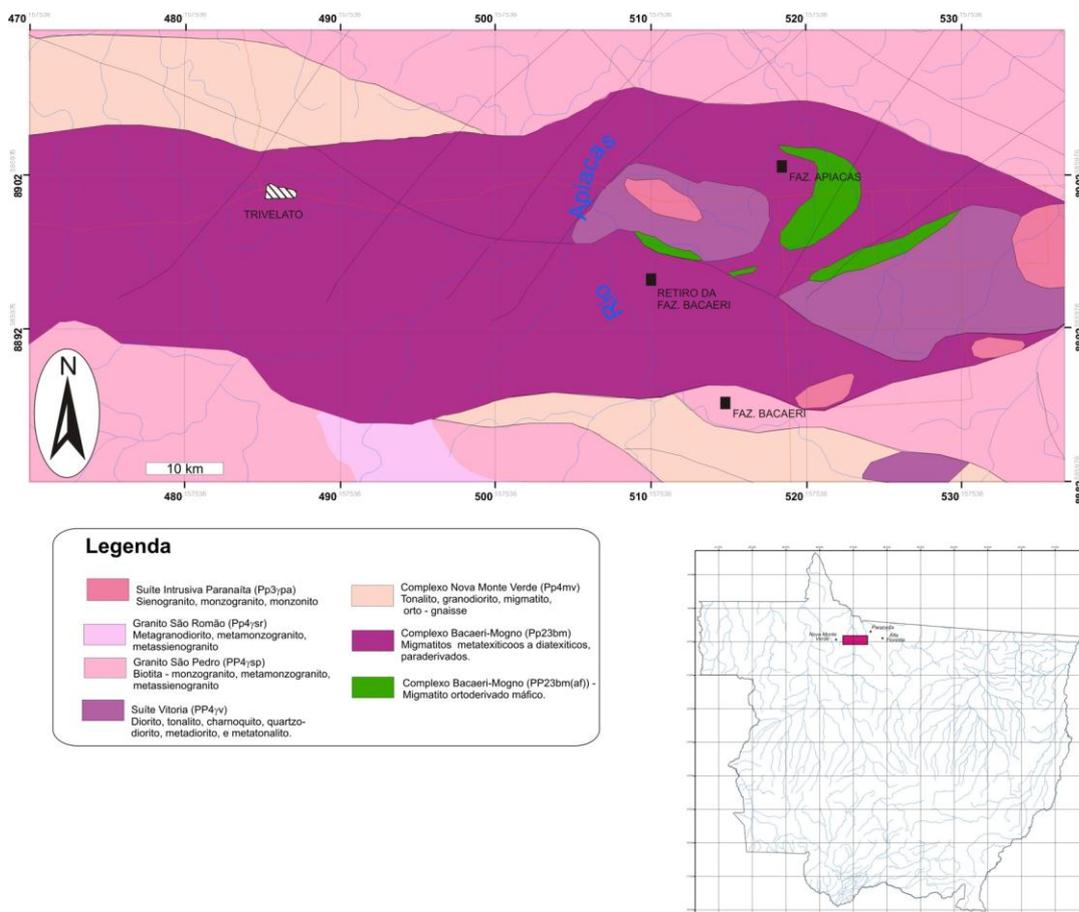


Figura 1 - Mapa geológicos da região do médio Apicás, norte do estado de Mato Grosso. Modificado de Souza et al. (2005) e Costa e Santos (2012).

Predomina textura nematoblástica definida pela orientação de anfibólio e plagioclásio, apresenta granulação fina a média. O anfibólio apresenta pleocroísmo forte em tons de verde e ocorre anédrico a subhédrico. De acordo com a classificação de Phillips e Griffen (1981) pertence à série das hornblendas. Alguns cristais apresentam textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo e piroxênios. Já o plagioclásio, ocorre anédrico, e possui macla polissintética. É classificado como labradorita de acordo como o método de Michel-Lévy. O quartzo ocorre anédrico e possui extinção ondulante. O melanossoma apresenta orto- e clinopiroxênio. O ortopiroxênio observado é o hiperstênio, marcado por sinal óptico biaxial negativo. Alguns cristais apresentam textura corona, marcada por coroas de hornblenda no entorno do hiperstênio. O clinopiroxênio é poiquiloblástico, apresenta pleocroísmo baixo em tons de marrom claro, podendo ser classificado como diopsídio, devido a sua ângulo de extinção (entre 34 e 41°). Em alguns locais o melanossoma apresenta porfiroblastos de hornblenda, com tamanho variando entre 1,0mm e 1,5cm. Apresentam formas euhédricos a subhédricos, sem orientação ou deformação, com textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo, plagioclásio, piroxênio e opacos em seu interior (Fig. 3c).

Já o leucossoma é composto predominantemente por plagioclásio e quartzo podendo conter clinopiroxênio e ortopiroxênio. Nesta porção da rocha predomina textura granoblástica, equigranular, fina a média (Fig. 3d). O plagioclásio é anédrico, com hábito tabular. Apresenta macla polissintética, com teor de anortita entre 50 e 70 o que permite classifica-los como labradorita. Alguns cristais apresentam zoneamento. O clinopiroxênio apresenta pleocroísmo baixo, em tons de marrom claro, ocorre subhédrico, podendo ser classificado como diopsídio. O ortopiroxênio é subhédrico, apresenta pleocroísmo baixo em tons de marrom rosado, podendo ser classificado como hiperstênio. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e são anédricos.



Figura 2 – Aspecto macroscópico dos granulitos máficos do Complexo Bacaeri-Mogno. Em (a) aspecto do granulito máfico com bandas melanocráticas compostas por hornblenda, piroxênio e plagioclásio e bandas ou lentes de leucocrática (L) formadas por plagioclásio, quartzo e piroxênio. As bandas leucocráticas são o produto da fusão parcial do granulito máfico. Em (b) granulito máfico no qual pode ser observado uma matriz média composta por hornblenda, piroxênio e plagioclásio imersas nas quais ocorre porfiroblastos de hornblenda de tamanho médio de 0,5 centímetro.

### DISCUSSÃO/CONCLUSÃO

Nos granulitos máficos do Complexo Bacaeri-Mogno foi determinada a seguinte paragênese:

- clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + hornblenda ± quartzo ± mineral opaco

No leucossoma ocorre a seguinte paragênese:

- clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo

Essas paragêneses segundo Yardley (2004) permite posicionar essas rochas no fácies granulito.

### REFERÊNCIAS

- Costa, B.S e Santos, F. R. P. 2011. Mapeamento Geológico e Estrutural na escala de 1:100.000 na região do Rio Apiacás, Alta Floresta-MT.
- Costa, J.B.S.e Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L.C. e Angélica, R.S. (coords.) Contribuição à Geologia da Amazônia. Belém, SBG-NO, p.15-90.
- Moraes *et al.* 2004. Livro Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca. Granulitos no Brasil, p. 321-345.
- Payolla *et al.*, 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil; U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Res.*, 119:141-169.
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. 2004. Relatório integrado. Folhas SC.21- V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C, Alta Floresta; SC.21-Z-A, Ilha 24 de Maio; SC.21-Z-B, Vila Guarita. Brasília: CPRM. CD-ROM

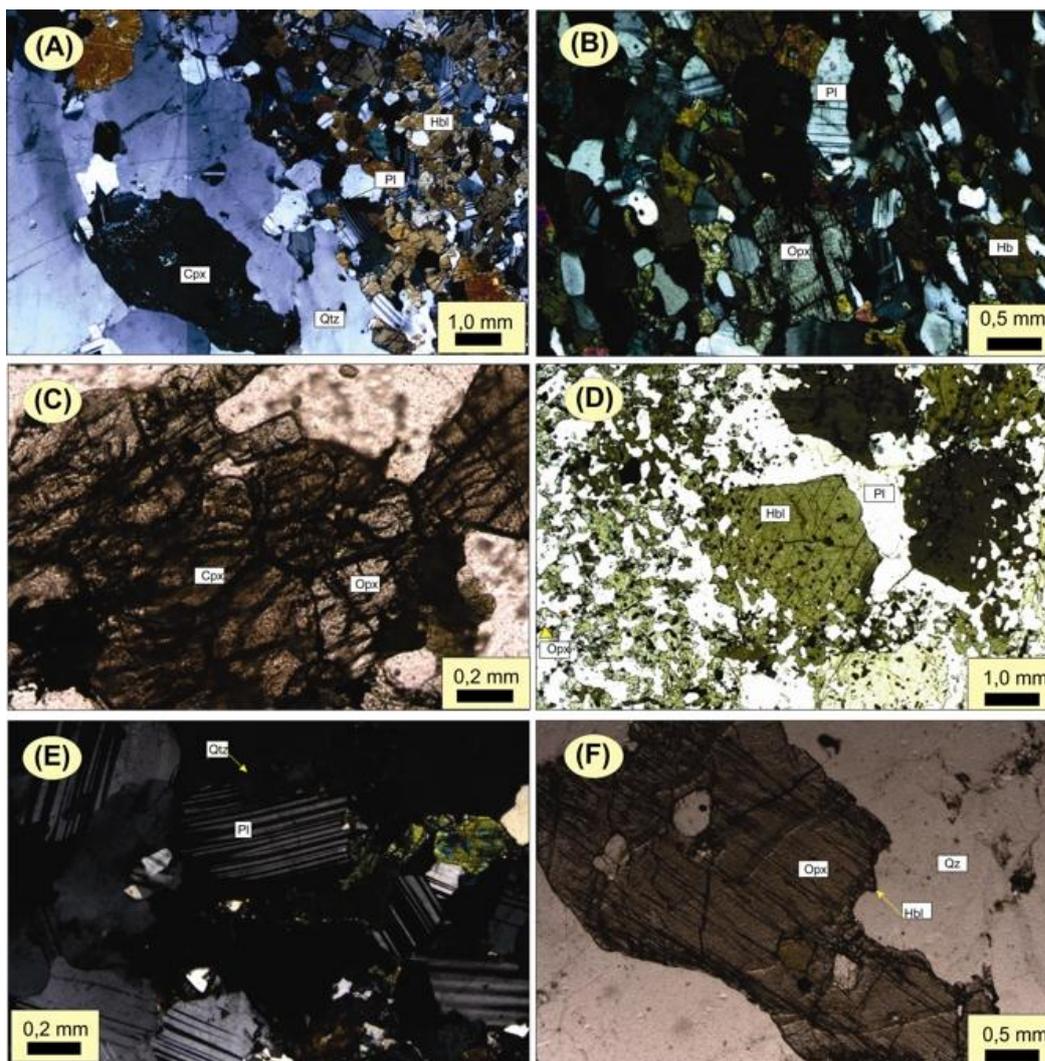


Figura 3 - Aspectos microscópicos dos granulitos máficos do Complexo Bacari-Mogno. (a) Contato entre leucossoma e melanossoma. O leucossoma é formado por cristais subhedricos de plagioclásio e clinopiroxênio, além de quartzo. Já o melanossoma é formado por hornblenda e plagioclásio. (b) Detalhe do melanossoma formado por hornblenda, ortopiroxênio e plagioclásio os quais apresentam-se orientados definindo a xistosidade principal da rocha. (c) Intercrescimento entre clino- e ortopiroxênio no leucossoma do granulito. (D) Porfiroblasto poiquilitico de hornblenda presente no melanossoma. (E) Detalhe do leucossoma no qual é possível observar o resíduo do processo de fusão parcial formado por um delgado filme de quartzo e plagioclásio. (F) Cristal subhedrico de ortopiroxênio presente no leucossoma onde pode ser observada uma coroa de hornblenda oriunda de retrometamorfismo. Fotos (A), (B), (D), e (E) obtidas em polarizador cruzado. Fotos (C) e (F) em polarizador paralelo.

## SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DO GRANITO MARAJOARA, DOMÍNIO RIO MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Roberta Cavalcante de Azevedo; Davis Carvalho de Oliveira

Universidade Federal do Pará; E-mails: roberta.azevedo@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) localiza-se no extremo sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 2011), Plataforma Sul-Americana (Cordani & Sato 1999). De acordo com Tassinari & Macambira (1999), essa província mineral foi gerada, reativada e tectonicamente estabilizada no Arqueano. No Paleoproterozoico foi afetada por um evento magmático extensivo, marcado por intrusões graníticas anorogênicas e por diques associados (Dall'Agnol *et al.* 2005).

O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) é formado por *greenstonebelts* e granitoides tonalítico-trondhjemitico-granodioríticos (TTG), granitoides com alto Mg predominantemente granodioríticos, leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr, e leucogranitos potássicos. Estes corpos graníticos datam do arqueano (2,98 a 2,86 Ga; Pimentel & Machado, 1994; Leite 2001; Dall'Agnol *et al.* 2006; Almeida *et al.* 2011).

Em torno de 1,88 Ga, a região foi palco de um magmatismo granítico anorogênico (Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira 2006, Almeida *et al.* 2006), representado pelos corpos Seringa, Gradaús, São João e os granitos da Suíte Jamon (granitos Musa, Jamon, Marajoara, Manda Saia, Bannach e Redenção) e por diques félsicos a máficos contemporâneos (Silva Jr. *et al.* 1999). Neste contexto, está presente o Granito Marajoara, localizado no município Marajoara, sudeste do Estado do Pará.

### OBJETIVOS

Apesar das informações sobre a petrografia do Granito Marajoara (Rocha Junior 2004), ainda são limitadas aquelas referentes à suscetibilidade magnética (SM) das suas rochas. Em razão disso, pretende-se neste trabalho estudar o granito em termos de petrologia magnética, definindo seu comportamento de SM, por meio da diferenciação de populações magnéticas, e comparando-o com os demais granitos anorogênicos do TGGRM.

### METODOLOGIA

#### Pesquisa Bibliográfica

Foi feito um levantamento bibliográfico com ênfase nos métodos de determinação e interpretação da suscetibilidade magnética em granitos anorogênicos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, com apoio de trabalhos importantes abordando a geologia da Província Carajás.

#### Suscetibilidade Magnética

As medidas de suscetibilidade magnética foram realizadas em 27 amostras de mão no Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando suscetibilímetro SM-30, fabricado pela ZH INSTRUMENTS, que permite medidas em materiais com SM variando até  $1 \times 10^{-7}$  SI. O tratamento dos dados foi realizado com o programa Minitab 16, através da elaboração de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência.

### RESULTADOS

Os valores de suscetibilidade magnética (SM) (Tabela 1) do Granito Marajoara variam de  $0,0123 \times 10^{-3}$  (valor mínimo) a  $7,6600 \times 10^{-3}$  SIv (valor máximo), com média de  $2,6522 \times 10^{-3}$  SIv. Percebe-se que aproximadamente 52% das amostras possuem SM com valor superior ao valor médio do corpo.

Tabela 1 - Dados de SM das populações A, B, C, D e E do Granito Marajoara.

População	Amostra	Média ( $10^{-3}$ SIv)	Log (K)	%Opacos	Fácies
E	GDR-9D (b)	7,6600	-2,1157712	1,0	EGP
E	GDR-9B	6,6933	-2,1743575	0,5	EGP
E	GDR-9A	6,4633	-2,1895434	0,2	LMzH
E	GDR-9C	6,2867	-2,2015796	1,0	LMzH
D	GDR-9F (a)	4,9570	-2,3047811	0,5	EGP
D	GDR-1C	4,6533	-2,3322358	1,3	LMzH
D	GDR-9F (b)	4,4200	-2,3545777	0,1	LMzH
D	GDR-1B	4,2567	-2,3709304	0,5	LMzH
D	GDR-2E	3,4033	-2,4680955	1,8	EGP
D	GDR-3A	3,2567	-2,4872267	1,0	EGP
D	GDR-9D (a)	3,2467	-2,4885623	1,5	LMzH
D	GDR-3	2,6900	-2,5702477	0,8	LMzH
D	GDR-2D (a)	2,4400	-2,6126102	0,5	EGP
D	GDR-2A (b)	2,4367	-2,6132039	?	LMzH
D	GDR-2A (a)	2,3000	-2,6382722	0,3	LMzH
C	GDR-2B (a)	1,7657	-2,7530913	2,0	LMzH
C	GDR-2D (b)	1,2300	-2,9100949	?	EGP
C	GDR-2B (b)	0,9837	-3,0071520	?	LMzH
C	GDR-4B	0,9470	-3,0236500	1,2	EGP
C	GDR-1A	0,9037	-3,0439917	0,5	LMzH
B	GDR-4A	0,2893	-3,5386015	0,3	LMzH
B	GDR-9G	0,2460	-3,6090649	0,2	LMzH
A	GDR-8A	0,0267	-4,5740313	0,6	BMzE
A	GDR-6	0,0150	-4,8239087	0,1	BMzE
A	GDR-7	0,0140	-4,8538720	0,2	BMzE
A	GDR-8B	0,0130	-4,8860566	Tr	BMzE
A	GDR-5A	0,0123	-4,9089195	0,1	BMzE

?-Conteúdo de opacos não determinado; SI:Sistema Internacional.

O histograma e polígono de frequência (Figura 1a), mostraram que a distribuição das amostras neste corpo é bimodal, com picos distintos nos valores de log  $-4,8$  ( $0,0140 \times 10^{-3}$  SIv) e  $-2,4$  ( $3,2566 \times 10^{-3}$  SIv), sendo que cerca de 25% das amostras concentram-se nos intervalos entre log  $-4,90$  ( $0,0123 \times 10^{-3}$  SIv) e  $-4,00$  ( $0,0266 \times 10^{-3}$  SIv), enquanto que 75% concentram-se nos intervalos entre log  $-3,6$  ( $0,2460 \times 10^{-3}$  SIv) e  $-2,00$  ( $7,660 \times 10^{-3}$  SIv).

Os dados de SM quando plotados no gráfico de probabilidade normal possibilitam a separação de 5 (cinco) populações ou grupos, designados genericamente de A, B, C, D e E com características magnéticas distintas (Figuras 1a e 1b), sendo que os valores de SM aumentam no sentido da população A para a população E. Essas populações foram definidas a partir de segmentos de reta, com diferentes inclinações, os quais cobrem intervalos distintos de SM, partindo dos menores para os maiores valores de SM.

A população A, responsável pelo pico correspondente às amostras de mais baixa SM, englobam aproximadamente 18,5% das amostras estudadas e apresentam valores de SM situados no intervalo de  $0,0123 \times 10^{-3}$  a  $0,0266 \times 10^{-3}$  SI com valor médio de  $0,0162 \times 10^{-3}$  SI. É formada essencialmente por amostras da fácies biotita monzogranito equigranular (BMzE) com baixos valores de SM, indicando, portanto, baixos conteúdos de magnetita. A população B, composta predominantemente por amostras da fácies leucomonzogranito heterogranular (LMzH), com 7,4% do total de amostras, apresenta valores de SM entre  $0,2460 \times 10^{-3}$  e  $0,2893 \times 10^{-3}$  SI com média de  $0,2677 \times 10^{-3}$  SI. A população C, formada por 18,5% dos dados, representa as amostras com os valores situados no intervalo de  $0,9037 \times 10^{-3}$  a  $1,7657 \times 10^{-3}$  SI, com valor médio de  $1,1660 \times 10^{-3}$  SI. Esta população caracteriza-se por apresentar tanto amostras pertencentes à fácies LMzH quanto a enclaves de granito porfirítico (EGP). A população D é composta por 40,8% das

amostras totais, sendo que os valores de SM estão entre  $2,3000 \times 10^{-3}$  e  $4,9570 \times 10^{-3}$  SI, com média de  $3,4600 \times 10^{-3}$  SI. Destaque-se amostras tanto da fácies LMzH como da fácies EGP, com predomínio da primeira. Por fim, a população E, que abrange aproximadamente 14,8% das amostras, representa as amostras com os valores mais elevados de SM, as quais se situam no intervalo de  $6,2867 \times 10^{-3}$  a  $7,6600 \times 10^{-3}$  SI, com valor médio de  $6,7758 \times 10^{-3}$  SI. Apresenta amostras das fácies LMzH e EGP. Os valores de SM das populações D e E, superiores a média, se justificam pelo teor modal de minerais opacos, principalmente magnetita, dessas amostras.

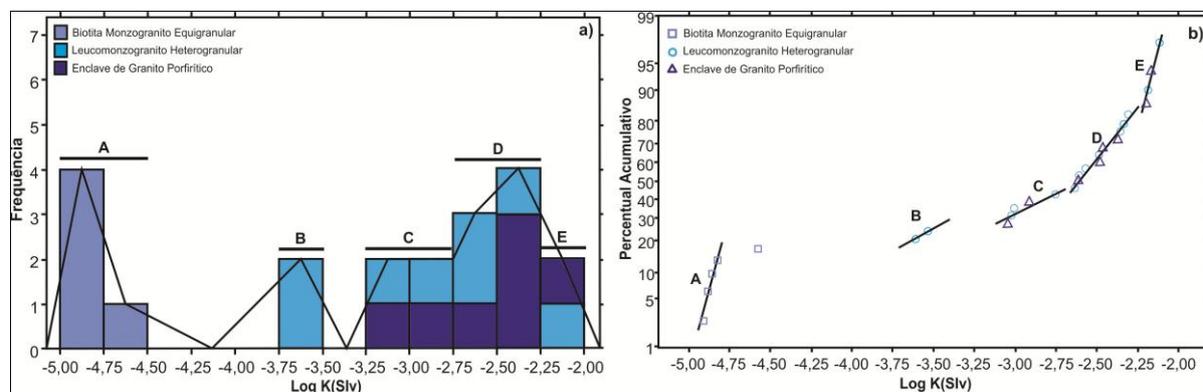


Figura 1 - a) Histograma de frequência, referente aos dados de suscetibilidade magnética do Granito Marajoara; b) Gráfico de probabilidade normal.

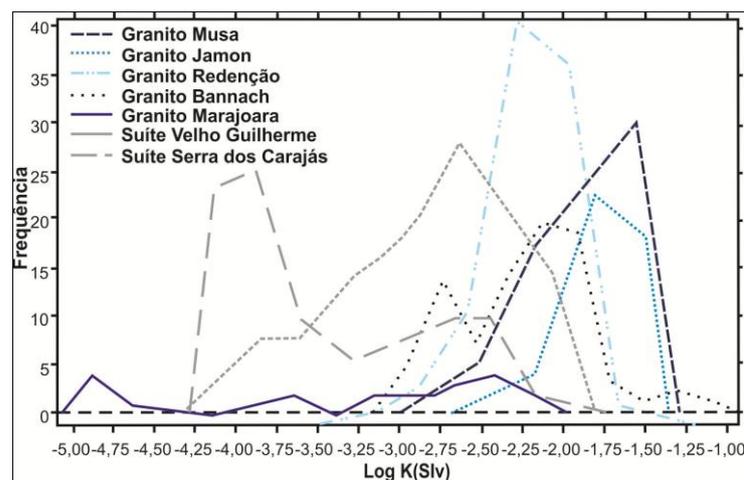


Figura 2- Gráfico comparativo dos valores de SM do Granito Marajoara, em relação aos demais granitos anorogênicos do TGGRM.

## CONCLUSÕES

Os valores de suscetibilidade magnética (SM) do Granito Marajoara variam de  $0,0123 \times 10^{-3}$  a  $7,6600 \times 10^{-3}$  SIv, com picos distintos nos valores de  $\log -4,8$  ( $0,0140 \times 10^{-3}$  SIv) e  $-2,4$  ( $3,2566 \times 10^{-3}$  SIv). Quando comparados os dois picos principais de SM do granito em questão com outros granitos anorogênicos do Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) (Figura 2), nota-se que ambos aproximam-se mais, sendo inferiores e fracamente coincidentes, aos picos das rochas da Suíte Serra dos Carajás (contendo os maciços Serra dos Carajás, Cigano e Pojuca, caracterizada por valores moderados de SM- $1,0 \times 10^{-3}$  a  $5,0 \times 10^{-3}$ ), definidos por Dall'Agnol *et al.* (2005).

## REFERÊNCIAS

Almeida J.A.C., Dall'agnol R, Oliveira D.C. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. Revista Brasileira de Geociências, 36:282-295.

- Almeida, J.A.C.; Dall'agnol, R.; Oliveira, M.A.; Macambira, M.J.B.; Pimentel, M.M.; Rämö, O.T.; Guimarães, F.V.; Leite, A.A.S. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, (submitted.), v.187, p. 201-221. 2011.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitic rocks. *Episodes*, 22(3):167-173.
- Dall'agnol, R.; Teixeira, N.P.; Rämö, O.T.; Moura, C.A.V.; Macambira, M.J.B.; Oliveira, D.C. Petrogenesis of the paleoproterozoic, rapakivi, A-Type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* v 80, p. 01-129. 2005.
- Dall'agnol, R.; Oliveira, M.A.; Almeida, J.A.C.; Althoff, F.J.; Leite, A.A.S.; Oliveira, D.C.; Barros, C.E.M. Archean and paleoproterozoic granitoids of the carajás metallogenic province, eastern Amazonian Cráton. In: *Symposium on Magmatismo, Crustal Evolution, And Metallogenesis Of The Amazonian Craton*, Excution Guide, Belém, 2006. p. 99-150.
- Leite A.A.S. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. 2001. 199 f. Dissertação (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2001.
- Oliveira, M. A.; Dall'agnol, R.; Althoff, F. J. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com as demais ocorrências no terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 2006. 36 (2), 313-326.
- Pimentel, M. M. & Machado, N. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito greenstone de Rio Maria, Pará. In: *congresso brasileiro de geologia*, 38. Camboriú, 1994. p. 390-391. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG.
- Rocha Junior, G. L. D. Caracterização petrográfica do Granito Paleoproterozóico Marajoara, Terreno Granito- Greenstone de Rio Maria, SE do estado do Pará. 2004. Trabalho de Conclusão de curso (Curso de graduação em geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Belém, 2004. 45p.
- Silva Junior, R. O.; Dall'agnol, R.; Oliveira, E. P. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoquímica Brasiliensis*, 1999. v. 13, p. 122-123.
- Tassinari, C.C.G E Macambira, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n.3, p. 174-182. 1999.

## GRANITO AQUIDABÃ - SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

Shayenne Fontes Nogueira<sup>1,4,5</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,3,4,5</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>1,2,4,5</sup>, Maria Elisa Fróes Batata<sup>5</sup>, Rafael Ferreira Cabrera<sup>1,4,5</sup>, Jéssica Torreti da Costa<sup>4,5,6</sup>

<sup>1</sup>-Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>2</sup>-Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>3</sup>-Departamento de Recursos Minerais/UFMT; <sup>4</sup>-Instituto Nacional de Ciência de Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM); <sup>5</sup>-Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé; <sup>6</sup>- Curso de Graduação em Geologia/UFMT; <sup>7</sup>Contato: nf\_shay@hotmail.com

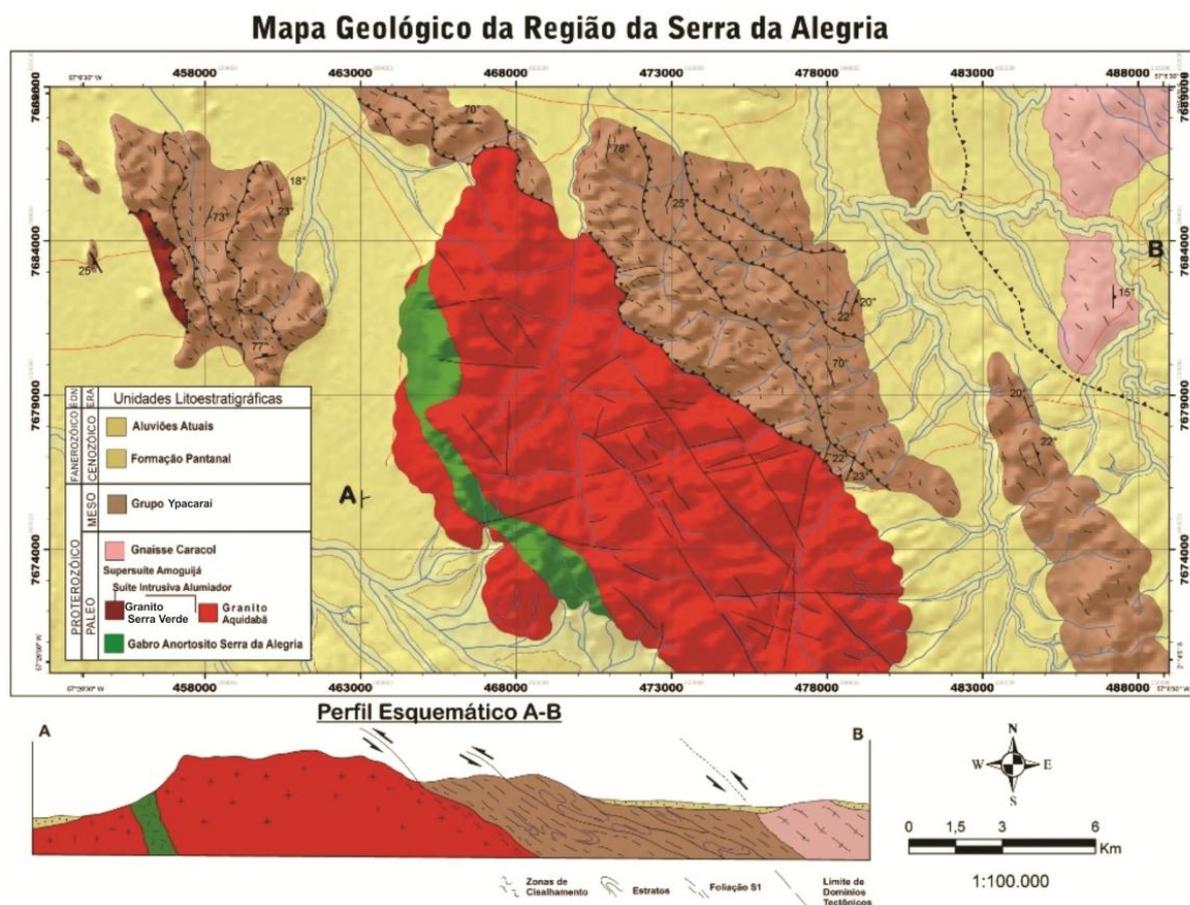
### INTRODUÇÃO

Este trabalho é o resultado parcial da caracterização petrográfica e geoquímica do Granito Aquidabã, localizado no município de Porto Murtinho – MS, inserido na Suíte Intrusiva Alumiador (Lacerda Filho *et al.* 2006). O Granito Aquidabã (Cabrera & Nogueira 2013), considerando que constitui topograficamente a Serra da Alegria, apresenta dimensões batolíticas sendo alongado segundo NW/SE; é formado por rochas, em geral, isotrópicas apresentando zonas miloníticas a ultra-miloníticas nas bordas, em contato com os metassedimentos do Grupo Ypacaraí (Cabrera *et al.* neste volume). Formado por duas fácies principais, uma plutônica e uma vulcânica, guarda importantes registros da evolução magmática do extremo sul do Cráton Amazônico.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Terreno Rio Apa constitui uma porção cratônica que ocorre no sudoeste de Mato Grosso do Sul e se estende até o Paraguai, com registros de evolução tectônica do Paleozoico ao Mesoproterozóico. A partir da integração do Terreno Rio Apa ao Cráton Amazônico, Cordani *et al.* (2010) propõem uma configuração onde este terreno é formado por dois blocos distintos, o Oriental e Ocidental, separados por uma grande zona de falha transcorrente ou transpressiva sendo justapostos em torno de 1680 Ma. Neste modelo de compartimentação o Bloco Ocidental é representado pelo Gnaisse Porto Murtinho, a Supersuíte Intrusiva Amoguijá (que compreende a Suíte Intrusiva Alumiador e a Formação Serra da Bocaina), a Suíte Intrusiva Morro do Triunfo, Suíte Gabro Anortosítica Serra da Alegria e os metassedimentos dos grupos Amolar e San Luis. O Bloco Oriental inclui o Grupo Alto Tererê, Gnaisse Caracol, Gnaisse Morraria, Granito Baía das Garças e os gnaisses, granitos e migmatitos da Província Paso Bravo.

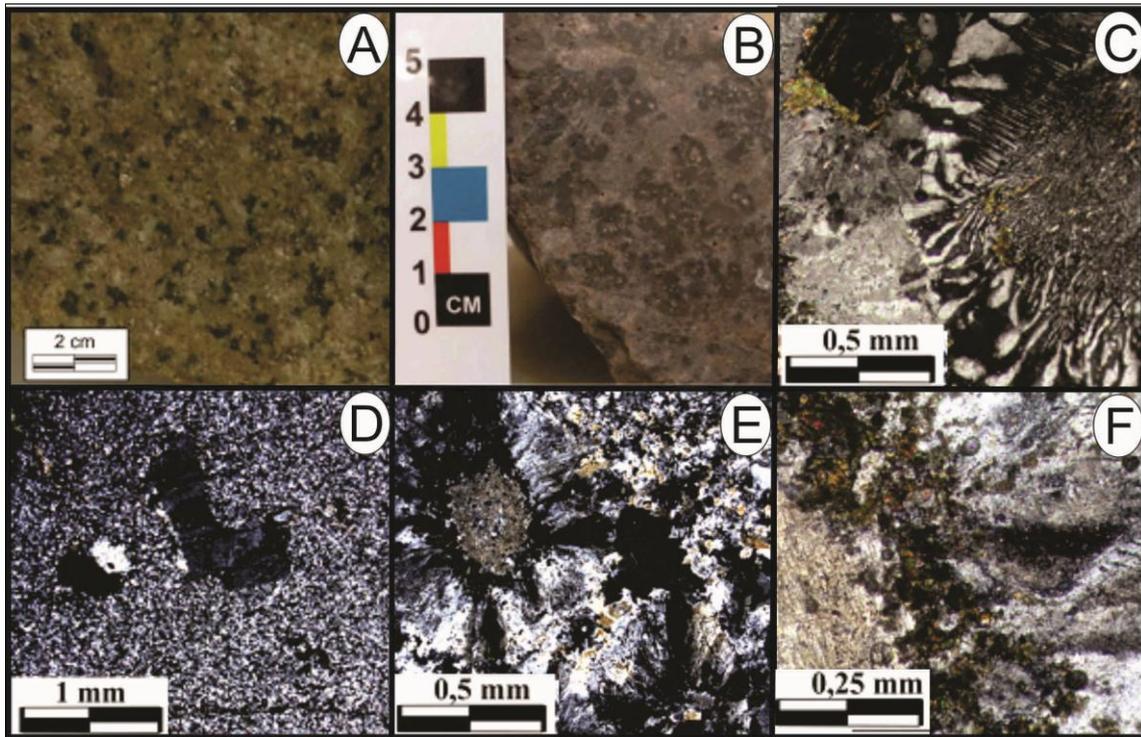
As rochas que ocorrem na região estudada eram cartografadas, entretanto Cabrera & Nogueira (2013) diferenciaram estes corpos com base em feições texturais, litológicas e faciologicas, além de interrupção física, sugerindo a individualização dos mesmos, utilizando o termo Granito Aquidabã para o corpo que constitui a Serra da Alegria e Granito Serra Verde para o menor que ocorre a oeste. O Granito Aquidabã, objeto deste trabalho, ocorre geralmente sob a forma de lajedos, blocos e matacões e apresenta contatos intrusivo e tectônico, respectivamente, com o Gabro Anortosito Serra da Alegria e com as rochas do Grupo Ypacaraí, este último dado por zonas de cavalgamento que produzem, localmente, milonitos e ultramilonito (Figura 1). Lacerda Filho *et al.* (2006) apresentam idades U-Pb SHRIMP em zircão de 1.7 Ga de uma amostra vulcânica saussuritizada para as rochas da Formação Serra da Bocaina. Informações verbais posteriores retratam este dado, admitindo a origem da amostra como sendo uma vulcânica da Serra da Alegria, podendo ser admitida como idade para as rochas do Granito Aquidabã.



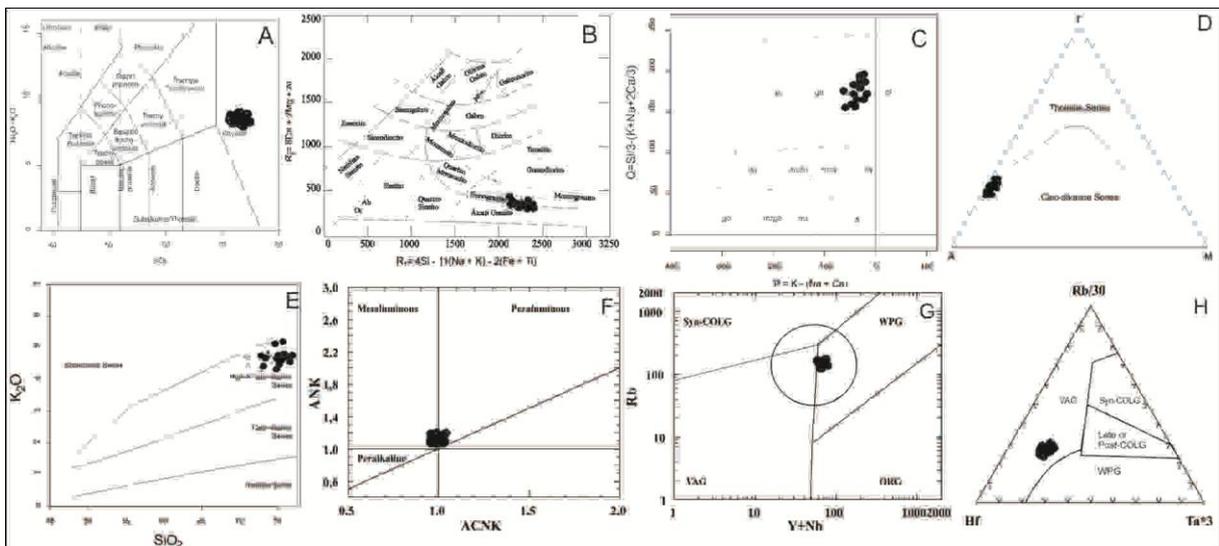
**Figura 1-** Mapa geológico do entorno da Serra da Alegria (MS), modificado de Cabrera & Nogueira (2013).

## ASPECTOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS

O Granito Aquidabã é textural e composicionalmente caracterizado por duas fácies petrográficas: granodiorítica e dacítica a riolítica, tendo biotita e anfíbólio como máficos essenciais. A primeira, predominante, varia de equi a inequigranular, média a grossa, por vezes porfírica (Fig 2D), rosa-acinzentada (Fig 2A) e a fácies dacítica a riolítica é constituída por litotipos porfíricos com fenocristais de quartzo associados aos de plagioclásio ou de feldspato alcalino em matriz de granulação muito fina a fina (Fig 2B) apresentando venulações secundárias compostas por clorita e epidoto. Opacos, apatita, titanita e zircão compõem a paragênese acessória e clorita, muscovita, argilominerais, sericita, epidoto, clorita e calcita a de alteração. Geoquimicamente, estas rochas foram classificadas como riolitos, sienogranitos e álcali granitos, e como monzogranitos e granitos, nos diagramas TAS (Le Bas 1986; Fig 3A), R1xR2 (La Roche 1980; Fig 3B) e Q-P (Debon & Le Fort 1988, Fig 3C), respectivamente. O limite de alcalinidade proposto por Irvine & Baragar (1971) e o diagrama AFM dos mesmos autores, ilustrados respectivamente nas figuras 3A e 3D, indicam que o magmatismo que originou as rochas estudadas caracteriza-se como sub-alcálico do tipo cálcio-alcálico. A natureza de alto K fica evidenciada no diagrama  $K_2O+Na_2O$  versus  $SiO_2$  de Peccerilo & Taylor (1976; Fig 3E), e sua afinidade entre metaluminosa e peraluminosa é ilustrada quando usados os índices de Shand (1951) no gráfico ANK/ACNK (Maniar & Piccoli 1989; Fig 3F). Quanto ao ambiente de formação, o diagrama Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1996; Fig 3G) sugere que as rochas do Granito Aquidabã foram geradas em período pós-colisional, enquanto que o diagrama Hf-Rb-Ta de Harris *et al.* (1986; Figura 3H) indica que as rochas estudadas tem composição compatível com a de granitos fanerozóicos gerados em ambiente de arco magmático.



**Figura 2-** Fotografias e fotomicrografias do Granito Aquidabã ilustrando: (A) amostra de rocha leucocrática de granulação média, cor rosa amarelado da Fácies Granodiorítica; (B) amostra com esferulitos da Fácies Dacítica a Riolítica; (C) detalhe de intercrescimento granofélico e opaco parcialmente alterado para titanita; (D) textura porfírica com fenocristais de plagioclásio em matriz quartzo-feldspática fina; (E) fenocristal de feldspato alcalino com borda de alteração rica em opaco e vidro e uma franja formada por esferulitos; (F) detalhe da alteração, composta por epidoto, clorita, opaco e vidro, em borda de feldspato alcalino que constitui núcleo de esferulito. Polarizadores cruzados em todas as seções.



**Figura 3-** Diagramas classificatórios para as rochas do Batólito Aquidabã: (A) total de álcalis versus sílica (Le Bas 1986) com limite entre domínio alcalino/subalcalino de Irvine & Baragar (1971); (B)  $R_1XR_2$  (La Roche 1980); (C) Q-P (Debon & Lefort 1988); (D) AFM (Irvine & Baragar 1971); (E)  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor 1976); (F) ANK/ACNK (Maniar & Piccoli 1989); (G) Rb versus Y+Nb (Pearce 1996); (H) Hf-Rb/30-Ta\*3 (Harris *et al.* 1986).

## CONCLUSÃO

O Granito Aquidabã é composto por litotipos petrograficamente classificados como granodioritos/dacitos até riolitos tendo biotita e anfibólio como máficos essenciais. A ocorrência de rochas vulcânicas sugere um nível crustal raso para colocação dessas rochas.

Geoquimicamente, constitui uma sequência representada essencialmente por litotipos ácidos, variando de monzogranitos a álcali-granitos, que foram formados a partir de um magmatismo subalcalino do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, metaluminoso a peraluminoso, gerados em ambiente de arco magmático, em período pós-colisional. Essas características são muito semelhantes àquelas apresentadas por Manzano *et al.* (2012) para as rochas do Arco Magmático Amoguijá, mais precisamente da Suíte Intrusiva Alumiador, e suas características mineralógicas são muito semelhantes às do Granito Cerro Porã descrito por Plens (2012), podendo-se admitir que as rochas vulcânicas e efusivas do Granito Aquidabã pertençam a este arco magmático desenvolvido no Paleoproterozóico.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à CAPES (PROCAD 096/97) e FAPEMAT (Projeto de N° 004/2009 – Processo N° 448287/2009) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa, ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo apoio à pesquisa e à CAPES pela concessão de bolsa de mestrado à primeira autora.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, H.J.T.; Santos Neto, A.; Trindade, C. A. H.; Pinto, J. C. De A.; Montalvão, R.M.G.; Dourado, T. D. C.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SF. 21 –Campo Grande. Projeto RADAMBRASIL; Geologia. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia; Secretaria Geral. v. 28, p. 23-109.
- Cabrera, R. F. & Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Cordani, U. G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; And Ruiz, A. S.; 2010, The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310:1-43.
- Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Manzano, J.C; Godoy, A.M.; Araújo, L. M. B.; Godoy, L. P. SUÍTE PLUTÔNICA ALUMIADOR, GRUPO AMOGUIJÁ, MACIÇO RIO APA-MS. São Paulo, *UNESP, Geociências*, v.31, n.3, p. 351-370, 2012.
- Plens, D. P.; Ruiz, A. S. ; Sousa, M. Z. A. ; Batata, M. E. F.; Brittes, A. F. N. . Caracterização Geológica e Estrutural do Granito Cerro Porã e da Formação Serra da Bocaina Terreno Rio Apa Sul do Cráton Amazônico Porto Murtinho MS. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - VII International Symposium on Tectonics, 2011, Campinas - SP. XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2011.

## ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO GRANITO SERRA VERDE – SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR – TERRENO RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Vanessa da Silva Brandão<sup>1,5</sup>([vanessa.silvarj@uol.com.br](mailto:vanessa.silvarj@uol.com.br)); Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1, 2, 4, 5</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>1, 3, 4, 5</sup>; Shayenne Fontes Nogueira<sup>1, 4, 5</sup>; Rafael Ferreira Cabrera<sup>1, 4, 5</sup>; Maria Elisa Fróes Batata<sup>1</sup>; Endel Muller Dalat de Sousa<sup>1, 5</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisas em Evolução Crustal e Tectônica-GUAPORÉ; <sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Geociência da Amazônia-GEOCIAM.

### INTRODUÇÃO

O Granito Serra Verde, objeto de estudo deste trabalho, está situado próximo à Fazenda Uruaçu, na região sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul. Apresentam-se aqui dados preliminares de caracterização, geológica e petrográfica desta unidade, com o propósito de contribuir para a compreensão dos eventos ígneos responsáveis pela formação da Suíte Intrusiva Alumiador, Terreno Rio Apa, extremo Sul do Cráton Amazônico.

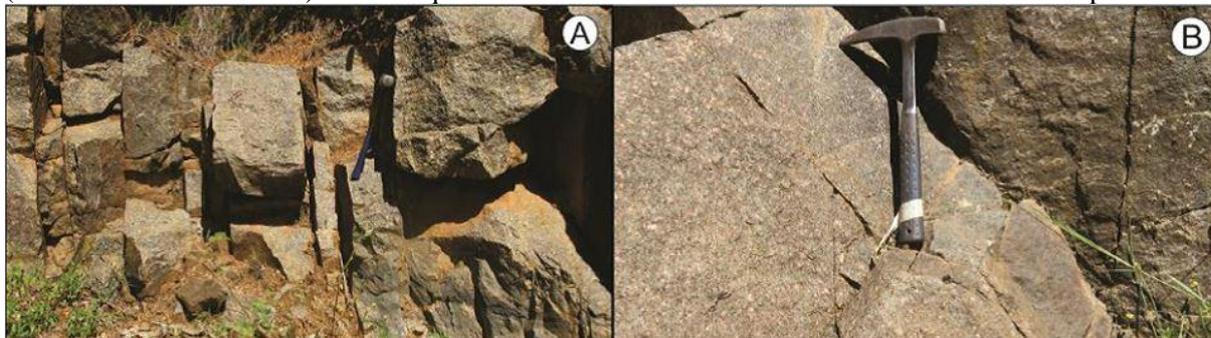
### CONTEXTO REGIONAL

O Terreno Rio Apa está exposto em uma área restrita do SW do estado de Mato Grosso do Sul na divisa com o Paraguai, sendo margeado a leste pela Faixa Paraguai. Lacerda Filho *et al.* (2006) baseando-se em características geológicas e geocronológicas definem os seguintes elementos crustais, cronologicamente empilhados: Remanescente de Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga), Arco Magmático Rio Apa (1,95 a 1,87 Ga), Arco Magmático Amoguijá (1,87 a 1,75 Ga).

As rochas da Supersuíte Amoguijá constituem corpos, compostos por microgranitos, granófiros, granitos, granodioritos e monzogranitos e intrusivos nas rochas das unidades mais antigas, apresentando-se localmente cataclasados ou milonitizados, entretanto, uma foliação tectônica penetrativa é vista. Lacerda Filho *et al.* (2006) consideram estas rochas como constituintes do compartimento geotectônico composto pela Suíte Amoguijá, subdividida em Granito Alumiador e Vulcânicas Serra da Bocaina. Cordan *et al.* (2010) definem como Suíte Intrusiva Alumiador (1840M.a.) as rochas graníticas e micrograníticas de composição sieno a monzograníticas. As efusivas ácidas e intermediárias e piroclásticas da Formação Serra da Bocaina (1,8Ga). (Brittes *et al.* 2013) completam o conjunto de rochas da Supersuíte Amoguijá.

### RESULTADOS

O Granito Serra Verde, exhibe-se sob a forma de blocos e pequenos lajedos e em corte de estrada, é composto de rochas mesocráticas, de cor cinza-escuro, equi a inequigranulares médias a finas, com porções porfíricas, em geral maciças, com algumas fácies orientadas. Composicionalmente são classificadas como monzogranito a sienogranito, constituídos essencialmente por plagioclásio (apresentando uma coloração esverdeada devido a epidotização), quartzo, feldspatos alcalinos e biotita (muitas vezes cloritizada). A malaquita ocorre como finas vênulas e disseminada no corpo intrusivo.



**Figura 1.** Fotografias de campo do Granito Serra Verde: (A) afloramento com intenso fraturamento em corte de estrada; (B) aspectos macroscópicos de rocha maciça cinza- escuro.

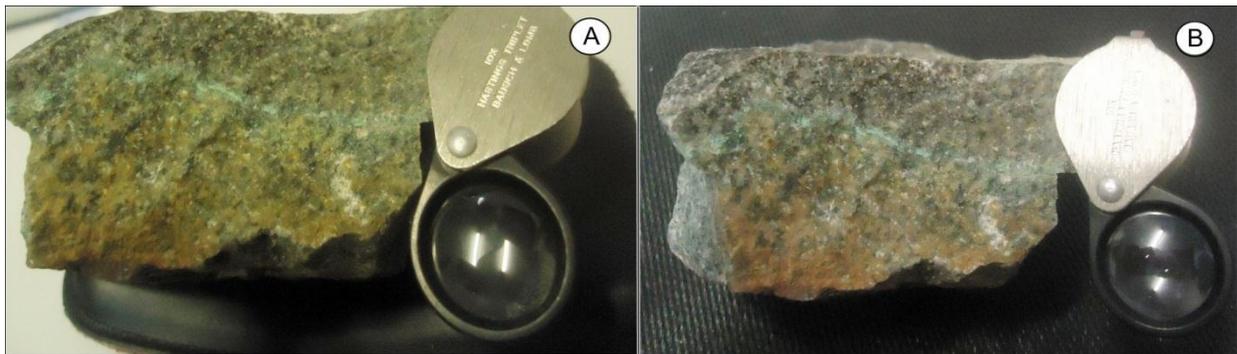


Figura 2. Fotografias de amostras de mão do Granito Serra Verde com evidências de malaquita.

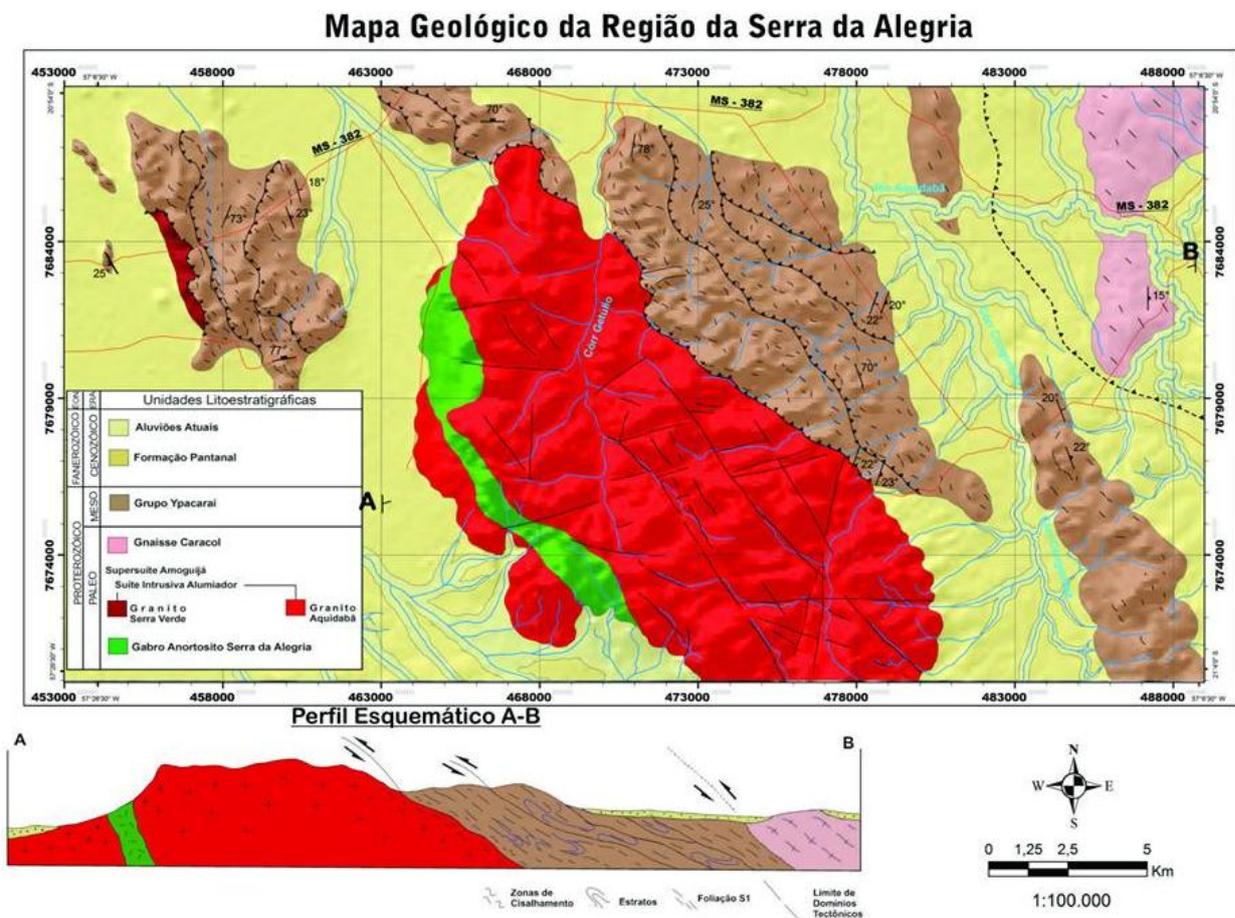


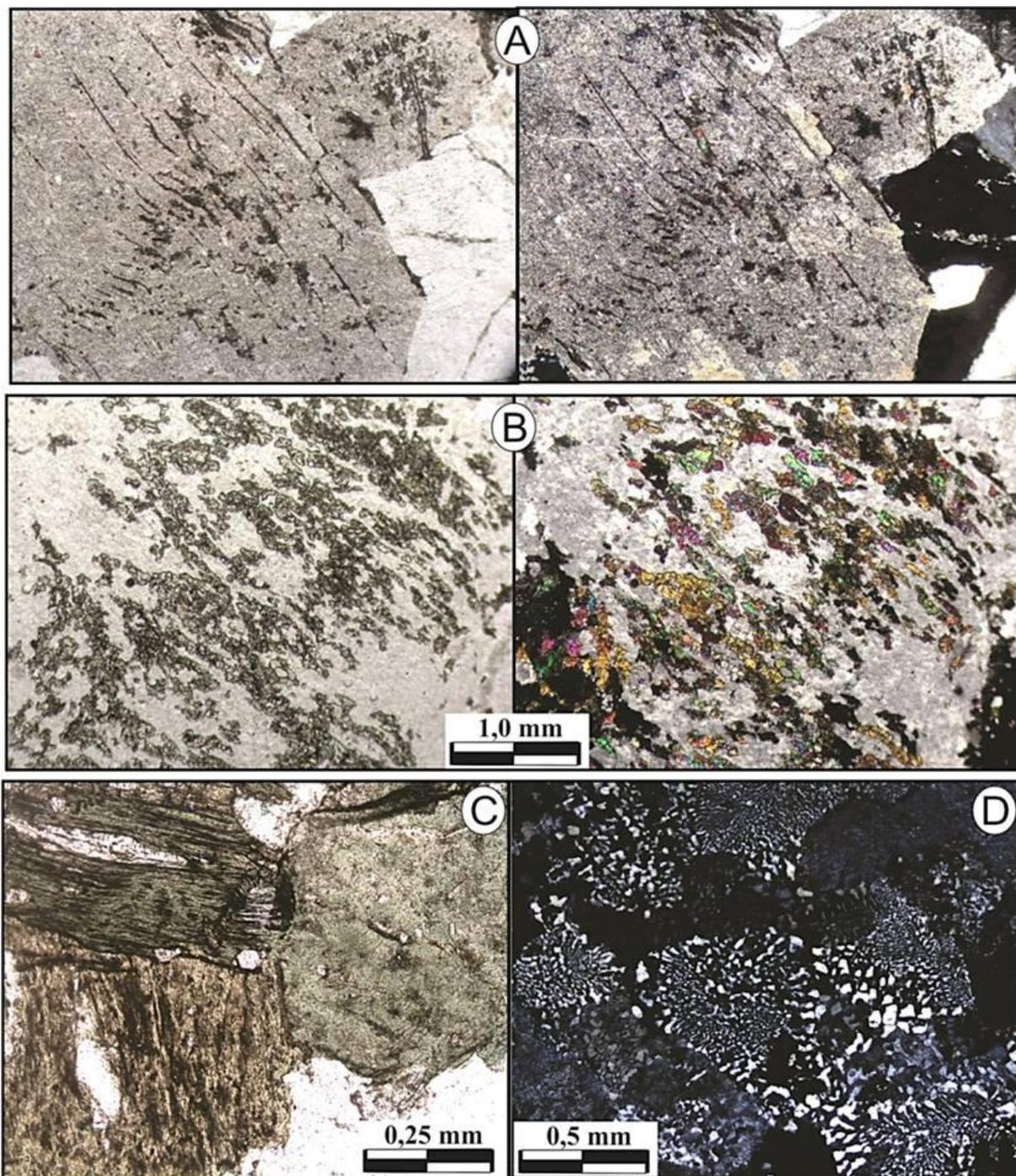
Figura 3. Mapa geológico da Região da Serra da Alegria, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. (Cabrera & Nogueira 2013)

## PETROGRAFIA

O Granito Serra Verde é formado por rochas holo a leucocráticas, de textura inequigranular fina a grossa hipidiomórfica, com porções porfirítica, localmente com arranjo granofírico, típico de granitos de nível crustal mais raso indicando cristalização rápida. Esses litotipos são classificados entre monzogranitos e sienogranitos, constituídos, essencialmente por quartzo, cristais tabulares de plagioclásio com geminação polissintética, feldspatos alcalinos peritéticos, tendo biotita como único máfico.

A paragênese acessória e de alteração está representada por: apatita, titanita, zircão, sericita, muscovita, epidoto, argilominerais, carbonato, clorita e opacos. Deformação dúctil é evidenciada pelo encurvamento de lamelas de geminação de plagioclásio, pela presença de biotita em *kink band* e pelas transformações intracristalinas de quartzo, tais como, extinção ondulante, *ribbons*, lamelas e bandas de

deformação e grande quantidade de subgrãos. Transformações pós-magmáticas também são diagnosticadas, dentre elas, forte alteração dos feldspatos e cloritização de biotita.



**Figura 4.** (A) Plagioclásio com deformação dúctil. (B) Plagioclásio com textura perítica, onde suas lamelas de feldspato alcalino foram intensamente epidotizadas. (C) Biotita cloritizada com inclusões de apatita e zircão, e deformação em kink band; (D) Feldspato alcalino com intercrescimento granofírico. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita em A e B; paralelos em C e cruzados em D.

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas do Granito Serra Verde são petrograficamente classificadas como monzogranitos e sienogranitos cuja paragênese essencial é formada por quartzo, plagioclásio, feldspatos alcalinos, tendo biotita como único máfico, bem como apatita, titanita, zircão, sericita, muscovita, epidoto, argilominerais, carbonato, clorita e opacos como fases acessórias/de alteração. A ocorrência de malaquita, sugere

importância no que diz respeito à investigação de recursos minerais. Do ponto de vista estratigráfico e tectônico-magmático, sugere-se que a intrusão estudada participa da Suíte Intrusiva Alumiador e, pela discreta foliação tectônica observada, indica uma colocação nas fases tardia do evento orogênico a que se associa. Destaca-se a necessidade de definir a idade absoluta por meio de métodos geocronológicos robustos como o U-Pb (SHRIMP) e a análise por litogeoquímica e geoquímica isotópica (Sm-Nd).

#### **REFERÊNCIAS**

- Cabrera R. F.; Nogueira S. F. 2012. “Levantamento Geológico e Estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico.” – Mato Grosso. Monografia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 25-42p.
- Brittes A. F. N.; Sousa M. Z. A.; Ruiz A. S.; Batata M. E. F.; Lafon J. M.; Plens D. P. 2013. Geology, petrology and geochronology (Pb-Pb) of the Serra da Bocaina Formation: evidence of an Orosirian Amoguijá Magmatic Arc in the Rio Apa Terrane, south of the Amazonian Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 43, p. 48-69.
- Lacerda Filho J. W.; Brito R.S.C.; Silva, M. G.; Oliveira, C.C. De; Moreton L. C.; Martins E. G.; Lopes R. C.; Lima T.M.; Larizzatti J. H.; Valente, C. R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Cordani U, G.; Teixeira W.; Tassinari C. C. G.; Ruiz A. S. 2010. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310:1-43.



## Capítulo 4 – Mineralogia e Aplicações Petroológicas

1. ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO DOS GRANITOS SERINGA E SÃO JOÃO, SE DO PARÁ, POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS .....	378
2. FOSFATOS NA FORMAÇÃO PIRABAS .....	382
3. ANÁLISE MICROGRÁFICA DOS SULFETOS DO DEPÓSITO AURÍFERO DO MELADO DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA: RELAÇÃO ENTRE AS FASES MINERAIS.....	386
4. INVESTIGAÇÃO MINERALÓGICA DE MANGANITA DE SERRA DO NAVIO (AMAPÁ).....	389
5. ESTUDO DE ARGILOMINERAIS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS AO ALBITA-GRANITO DA MINA PITINGA (AM), EMPREGANDO MEV, EDS E DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	393
6. MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE ZIRCÕES DAS SUÍTES JAMON, VELHO GUILHERME E SERRA DOS CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO, E SUAS IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS.....	397
7. AS MPMS NA MINERAÇÃO PARAENSE: O SETOR DE GEMAS E JOIAS DE BELÉM .....	401
8. POTENCIALIDADE PARA ROCHA ORNAMENTAL DO FÁCIES SUBVULCÂNICO NA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA, ESTADO DE RONDÔNIA .....	405
9. CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E TIPOLOGICA DOS ZIRCÕES DO GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS, PROVÍNCIA CARAJÁS.....	409
10. QUANTIFICAÇÃO DE FASES DOS PRODUTOS DE BENEFICIAMENTO DO SISTEMA DE MINÉRIO DE FERRO AMAPÁ. APLICAÇÃO DO MÉTODO DE RIETVELD .....	412
11. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS, MINA PEDRA BRANCA DE AMAPARI, AMAPÁ.....	415
12. CAULINITA NOS ARTEFATOS LÍTICOS DO SALOBO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA.....	419
13. CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZÓICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, SE DO PARÁ .....	422
14. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE UM AFLORAMENTO DE BEIRA DE ESTRADA NO KM-128 DA BR-174 (MANAUS-BOA VISTA).....	426
15. CATODOLUMINESCÊNCIA EM CRISTAIS DE QUARTZO: IMPLICAÇÕES PETROLÓGICAS E METALOGENÉTICAS.....	428
16. MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO- NIQUELÍFERO PERTENCENTE AO MORRO SEM BONÉ – (MT) .....	432

17. SUÍTE ARQUEANA PLANALTO, PROVÍNCIA CARAJÁS: UM ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO ATRAVÉS DE MEV-EDS-CL .....	435
18. CARACTERIZAÇÃO E PROCEDÊNCIA DE MATERIAIS EMPREGADOS NA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ .....	439
19. DISCRIMINAÇÃO DE PROCEDÊNCIA DE FRAGMENTOS CERÂMICOS ARQUEOLÓGICOS DA AMAZÔNIA ATRAVÉS DE ANÁLISES DE AGRUPAMENTO DE DADOS DE DRX.....	442
20. ARTESANATO EM PEDRA-SABÃO DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR.....	445
21. VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO DO GRANITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS .....	449

## ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO DOS GRANITOS SERINGA E SÃO JOÃO, SE DO PARÁ, POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Aldemir de Melo Sotero<sup>1,3</sup> ([aldemir.sotero@hotmail.com](mailto:aldemir.sotero@hotmail.com)), Claudio Nery Lamarão<sup>2,3</sup> ([lamarao@ufpa.br](mailto:lamarao@ufpa.br))

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA

<sup>2</sup>Instituto de Geociências-UFPA.

<sup>3</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG)-UFPA

### INTRODUÇÃO

Os granitos anorogênicos Seringa (GS) e São João (GSJ) estão localizados entre as cidades de Água Azul do Norte e Ourilândia do Norte, sudeste do Estado do Pará. São corpos paleoproterozóicos pertencentes à Suíte Jamon (Dall'Agnol et al. 2005) intrusivos em rochas arqueanas do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Província Carajás. Estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos caracterizaram o GS e o GSJ como granitos subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, formados por rochas monzograníticas e sienograníticas equigranulares e leucocráticas (Paiva Júnior 2009; Lima 2011). A estabilidade química relativamente elevada do zircão, somada à presença em sua estrutura cristalina de elementos-traço característicos como Hf, Y, Nb, Th, U, Ca, ETR e P, têm permitido avanços importantes na caracterização de rochas-fonte, na identificação de fracionamento de rochas ígneas, misturas de magmas e em estudos de proveniência (Hoskin; Ireland, 2000). Zircões de granitos mineralizados a metais raros mostram conteúdos elevados de Hf e razões Zr/Hf extremamente baixas, as quais podem ser interpretadas como uma assinatura herdada de fusões graníticas evoluídas ou como o resultado de alteração hidrotermal de suas rochas hospedeiras (Wang et al., 2000; Belousova; Kempe et al., 2004). Zircões de granitos não especializados, por sua vez, mostram conteúdos mais baixos de Hf e razões Zr/Hf comparativamente mais elevadas. Estudos morfológicos e composicionais de zircão do GS e GSJ, realizados através de imagens de Elétrons Retroespalhados (ERE), Catodoluminescência (CL) e Espectrometria por Dispersão de Energia (EDS), permitiram caracterizar zircões de suas diferentes fácies petrográficas, realizar comparações geoquímicas com zircões de outros corpos da suíte Jamon e das suítes Velho Guilherme (portadores de mineralizações de estanho) e Serra dos Carajás inseridos no mesmo contexto geológico, além de tecer comentários sobre o caráter metalogenético desses dois granitos com base na composição de seus zircões.

### OBJETIVOS

- Caracterizar morfológica e composicionalmente zircões do GS e GSJ;
- Identificar e caracterizar inclusões e/ou transformações presentes nesses zircões;
- Tratar os dados obtidos em diagramas geoquímicos específicos;
- Comparar os resultados com zircões de outros granitos da suíte Jamon e das suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás;
- Tecer considerações sobre o potencial metalogenético desses dois granitos.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionadas 8 lâminas e 2 seções polidas, num total de 50 cristais de zircão do GS e 46 do GSJ (Tabela 1), para obtenção de imagens e análises semiquantitativas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA. O MEV utilizado foi um LEO-ZEISS modelo1430, equipado com um sistema de Mono-CL da Gatan para as imagens de CL e um sistema de EDS a seco Sirius-SD para as análises químicas semiquantitativas. Lâminas e seções polidas foram metalizadas durante 30s com uma fina camada de ouro para o estudo de CL. Para as imagens de ERE e análises químicas por EDS a metalização foi feita com carbono. As condições de operação usadas para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e análises por EDS foram as seguintes: corrente do feixe de elétrons=90 µA, voltagem de aceleração constante=20 kV, distância de trabalho=15 mm. As imagens de CL foram obtidas sob as mesmas condições, com exceção da voltagem de aceleração que foi de 10 kV e a distância de trabalho que foi de 13 mm. As análises de EDS foram realizadas durante 30s com 4000 a 5000 contagens/segundo para cada análise. Foram analisados O, Si, Zr, Hf, Ce, Nb, Ta, P, Y, Th, U, Ba e Ca. Os resultados foram tratados e interpretados em diagramas geoquímicos através do programa GCDkit

2.2. Os elementos Zr, Hf, Y, Nb, a razão Zr/Hf e a somatória de Hf+Y+Th+U foram utilizados como parâmetros de diferenciação geoquímica entre os grupos de zircão estudados.

Tabela 1- Lâminas e seções polidas utilizadas neste estudo.

Granito	Seção	Lâmina	Fácies	Zircões analisados
Seringa	AC-59	-	BAMGrG	25
		AC-20A	BSGrP	3
		AC-86	BSGrP	6
		AC-42	BSGrH	7
		AC-94	BSGrH	1
		AC-10	LSGrH	2
		AC-45	LSGrH	6
São João	PC-21	-	BMSG	28
		PC-02B	ABMSG	9
		PCM-10	BAMG	9

BAMGrG=biotita monzogranito grosso; BSGrP=biotita sienogranito porfirítico; BSGrH=biotita sienogranito heterogranular; LSGrH=leucosienogranito heterogranular; BMSG=biotita monzogranito a sienogranito; ABMSG=anfíbólio-biotita monzogranito a sienogranito; BAMG=biotita-anfíbólio monzogranito

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os zircões do GS e GSJ são predominantemente euédricos, mostram fortes zoneamentos composicionais bem definidos e tamanhos que variam de 200 a 400 µm. Inclusões de apatita são comuns, muitas vezes truncando ou acompanhando as zonas de crescimento dos cristais, sugerindo crescimento anterior ou concomitante, respectivamente. Na Figura 1A, os zircões 1, 2, 3 e 4 da fácies BAMGrG (menos evoluída) do GS, são euédricos, zonados, apresentam cavidades e inclusões de Apatita (Ap) que truncam o zoneamento do cristal, enquanto os cristais 5, 7 e 8 são fortemente zonados e possuem núcleos com diferentes intensidades de luminescência; cristais de apatita aparecem nas bordas. Na figura 1B, os cristais de zircão da fácies BMSG do GSJ apresentam zoneamentos mais finos e núcleos predominantemente luminescentes, além de inclusões de apatita.

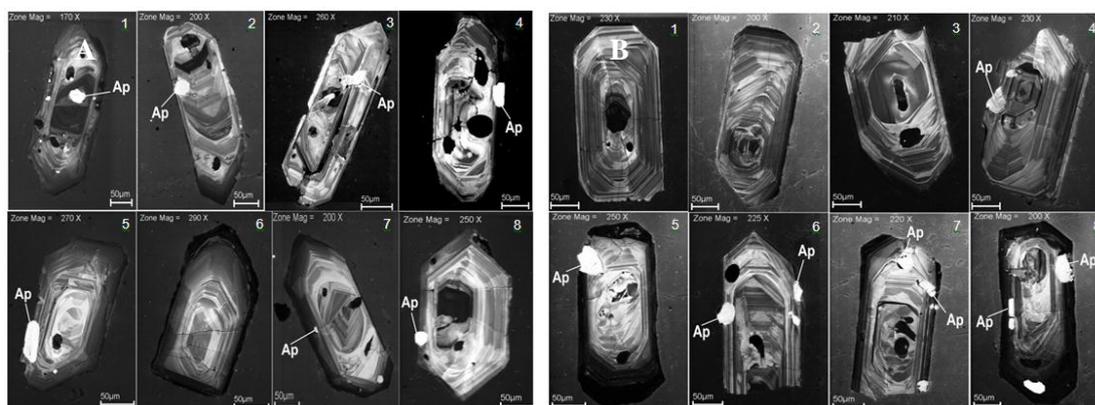


Figura 1- Imagens de zircão em CL dos granitos Seringa (A) e São João (B). Fonte: Sotero (2013)

A Figura 2A mostra variações texturais e composicionais de cristais de zircão das diferentes fácies do GS. Os zircões das rochas menos evoluídas (BAMGrG) são mais desenvolvidos, pouco alterados e com pequenas variações nos conteúdos de Hf e Nb. As rochas intermediárias (BSGrP e BSGrH) apresentam cristais comparativamente menores e, por vezes, inclusões de titano-magnetita; bordas mais escuras desses cristais mostram teores de Hf mais elevados. A fácies mais evoluída (LSGrH) apresenta cristais subédricos e anédricos com diferenças texturais e variações composicionais mais expressivas em relação à fácies intermediária, provavelmente em decorrência de alterações hidrotermais mais intensas nessas rochas. Os teores de Nb também variam progressivamente no GS da fácies menos evoluída para a mais evoluída.

No GSJ, os cristais de zircão da fácies menos evoluída (BAMG) mostram pouca variação composicional e conteúdos de Hf relativamente menores do que nas outras fácies. A fácies intermediária (ABMSG) apresenta cristais comparativamente mais finos, geralmente associados a cristais de titanomagnetita, e teores de Hf e Nb variáveis do centro para a borda dos cristais. A fácies mais evoluída (BMSG) apresenta cristais mais desenvolvidos e fraturados, com frequentes inclusões de apatita. O conteúdo de Hf nesses zircões é pouco variável se comparado ao dos zircões das rochas intermediárias. Os teores de Nb tendem a aumentar no sentido das rochas menos evoluídas (BAMG), o inverso do observado nos zircões do Granito Seringa (Figura 2B).

Os diagramas geoquímicos resumem de maneira sistemática o comportamento composicional dos zircões estudados. Os corpos estudados apresentam teores médios de Hf em torno de 2% e altas razões Zr/Hf (20-30), similarmente aos granitos estéreis Jamon e Redenção (Suíte Jamon). Por outro lado, zircões das fácies mineralizadas em Sn do Granito Antônio Vicente (Suíte Velho Guilherme), apresentam teores de Hf entre 2 e 4 % e baixas razões Zr/Hf (5-15) (Figura 3A). O Granito Pojuca (Suíte Serra dos Carajás) apresenta fácies hidrotermalizadas e zircões geoquimicamente similares aos do Granito Antônio Vicente (Figura 3B), porém não são conhecidas ocorrências de cassiterita nesse corpo. Tanto o GS quanto o GSJ apresentam zircões com teores mais elevados de Nb (2-3%) quando comparados aos zircões de outros granitos anorogênicos da Província Carajás.

## CONCLUSÕES

Granitos especializados possuem zircões com enriquecimento significativo em Hf e baixas razões Zr/Hf, indicando que a composição desse mineral pode ser utilizada preliminarmente na prospecção de granitos mineralizados em Sn e metais associados (WANG et al. 2000, KEMPE et al. 2004). Os zircões dos granitos estudados apresentaram concentrações mais elevadas de Nb e conteúdos baixos e pouco variáveis de Hf, Y, Th e U, em relação àquelas de outros corpos graníticos anorogênicos. Os zircões dos granitos Seringa e São João mostraram comportamento geoquímico similar ao encontrado em zircões dos corpos Jamon e Redenção, desprovidos, ao que se sabe, de mineralizações de Sn. O estudo mostrou que eles não apresentam potencial para mineralizações de Sn e que pesquisas envolvendo análises de MEV-ERE-CL-EDS em zircão podem ser utilizadas como importante ferramenta geológica complementar.

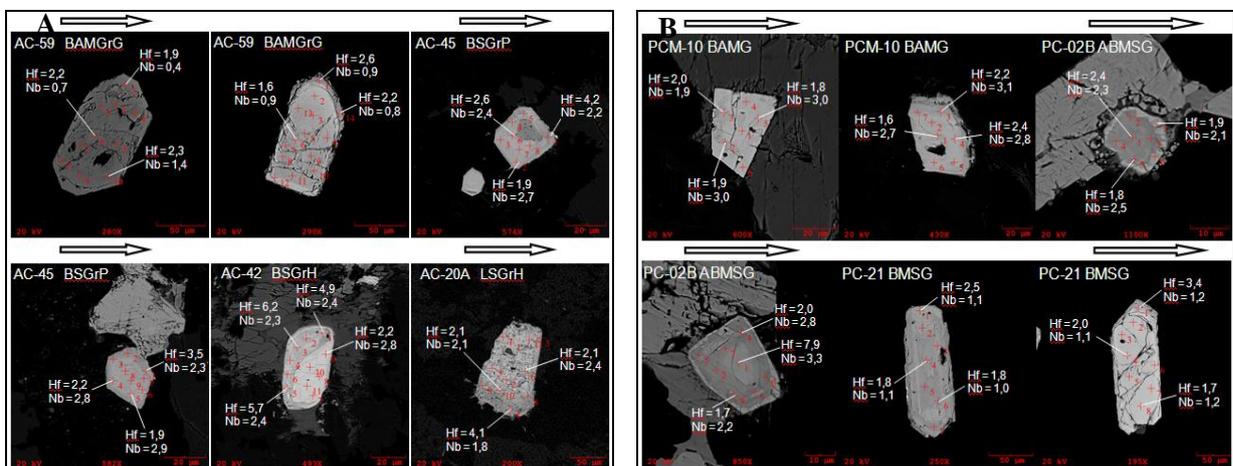


Figura 2- Imagens de ERE e análises de EDS de zircões dos granitos Seringa (A) e São João (B).

Fonte: Sotero (2013)

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da UFPA, ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides–GPPG da UFPA, ao Instituto de Geociências da Amazônia–GEOCIAM (Programa INCT–CNPq/MCT/FAPESPA–Proc. 573733/2008-2).

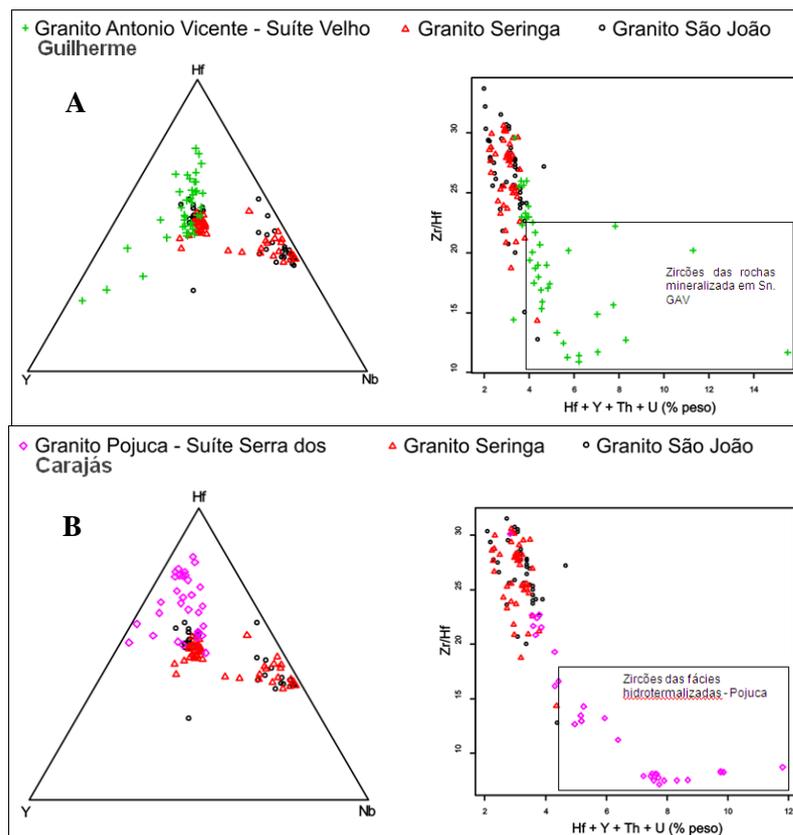


Figura 3- Diagramas geoquímicos de zircões dos granitos Seringa (A) e São João (B). Fonte: Sotero (2013)

## REFERÊNCIAS

- Belousova, E.A.; Griffin, W.L. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143: 602-622.
- Dall'Agnol, R.; Teixeira, O.T.; Rämö, C.A.V.; Moura, M.J.B.; Macambira, D.C de Oliveira. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.
- Hoskin, P.W.O. & Ireland, T.R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28: 627-630.
- Lima, P.H.A. 2011. Geologia, petrografia e geocronologia do Granito São João, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará. Trabalho de Conclusão de curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém.
- Paiva Jr., A.L. Geologia, Petrografia, Geocronologia e Geoquímica do Granito Anorogênico Seringa, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará. 2009. Dissertação de Mestrado em Geoquímica e Petrologia - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 123p.
- Kempe U., Gruner T., Renno A.D., Wolf D., René M. 2004. Discussion on Wang et al. (2000) "Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China". *Mineralogical Magazine*, 64: 867-877.
- Wang, R.C.; Zhao G.T.; Lu, J.J.; Chen X.M.; Xu, S.J.; Wang, D.Z. 2000. Chemistry of Hf-zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineralogical Magazine*, 64: 867-877.

## FOSFATOS NA FORMAÇÃO PIRABAS

Aline Cristina Sousa da Silva<sup>1</sup>, e-mail: [aline.sousa@ig.ufpa.br](mailto:aline.sousa@ig.ufpa.br); Marcondes Lima da Costa<sup>1</sup>, e-mail: [mlc@ufpa.br](mailto:mlc@ufpa.br);  
Joelson Lima Soares<sup>1</sup>, e-mail: [jlsoares@ufpa.br](mailto:jlsoares@ufpa.br); Ailton da Silva Brito<sup>1</sup>, e-mail: [ailton.s.brito@hotmail.com](mailto:ailton.s.brito@hotmail.com)

Universidade Federal do Pará<sup>1</sup> – Instituto de Geociências, Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Correa, 1, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil.

### INTRODUÇÃO

A maioria das rochas sedimentares observadas no registro geológico apresenta concentrações de fósforo muito baixas, inferiores a 0,3% (Föllmi, 1996). No entanto, rochas sedimentares formadas em ambiente marinho no Fanerozóico como as rochas da Formação Pirabas teria um potencial teórico de fosfatos nas quais apresentariam teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> acima de 10%, a exemplo dos fosforitos.

Um dos principais episódios fosfogenéticos mundiais ocorreu durante o Mioceno, o qual resultou na formação de extensos depósitos fosforíticos, a partir do qual uma parte significativa dos recursos mundiais de fosfatos são extraídos, de acordo com os trabalhos de Burnett & Riggs, 1990; Glenn *et al.*, 1994. Segundo Dickinson & Wallace (2009), um dos depósitos fosforíticos mais importantes de idade Neógena são encontrados em Bacias em todo o sudeste da Austrália. Onde podem ser encontrados depósitos retrabalhados de fosfatos contendo: intraclastos, ossos de baleia e dentes de tubarões, em uma inconformidade que ocorre entre o Mio-Plioceno nessas bacias (ex. Bacias Otway, Port Phillip e Gippland), ela tem sido um importante horizonte paleontológico devido à abundância de fragmentos de vertebrados.

A Formação Pirabas datada do Mioceno inferior (Maury 1925) tem elevado potencial para fosfatos, por ter alto conteúdo fossilífero, incluindo fragmentos ósseos de vertebrados. E a associação a ambiente marinho (Ferreira, 1980) é outra evidência. Estratigraficamente, Góes *et al.* (1990) baseados em estruturas sedimentares e palinórfos descrevem que o contato geológico entre a Formação Pirabas e o Grupo Barreiras (Mio-Pleistoceno) é interdigitado e gradual, sendo produtos de um ciclo transgressivo-regressivo (Távora, 2002).

Embora os constituintes químicos e minerais das principais localidades aflorantes da Formação Pirabas tenham sido classificados e descritos principalmente por Almaraz & Formoso (1971) e Truckenbrodt (1981), suas colaborações foram voltadas aos conteúdos dos carbonatos, quartzo, argilominerais e minerais pesados. Entretanto, trabalhos sobre os constituintes fosfatados são escassos, destacando-se a contribuição de Toledo (1989) sobre o fóssil sirenia (*Mammalia-Dugongidae*).

### MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 35 amostras de rocha para o estudo, provenientes dos municípios de Salinópolis (Praia do Atalaia), São João de Pirabas (Ilha de Fortaleza) e Capanema (Mina B-17). Além de 24 tipos de fragmentos ósseos.

Para a caracterização mineralógica, foram utilizados os métodos de Difractometria de Raios X (DRX) e microscopia óptica, descrita baseados em Costa (2002). Pontualmente, a microscopia eletrônica de varredura foi utilizada na obtenção de fotomicrografias e análises químicas semiquantitativas (Mapa - EDS).

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### Tipos de Fosfatos

A ocorrência de minerais fosfatados na Formação Pirabas do Neógeno está associada aos clastos retrabalhados: de moldes internos de conchas, fragmentos ósseos, principalmente de sirenídeos (Toledo, 1989) e dentes de tubarão. A assembléia de fósseis de vertebrados ocorre normalmente *in situ* exposta na praia do Atalaia. Uma assembléia similar ocorre na ilha de Fortaleza. Estes fósseis comumente apresentam sinais de erosão, por exemplo, bordas quebradas ou arredondadas e superfícies amassadas ou com furos. A variedade óssea mais comum é arredondada, cilíndrica e curva, semelhante a costelas (Fig. 1a), até 20 cm de comprimento e 4 cm de diâmetro. O exterior do bioclastos geralmente é um amarelo amarronzado ou preto, fosco, os exemplos mais escuros têm uma superfície lisa e polida. O interior apresenta uma textura porosa (preservada da estrutura óssea como microcanais) preenchida por sedimentos de cor branca amarelada com porções pretas.

Os ossos são constituídos principalmente por flúor-apatita. Calcita, ankerita, quartzo e pirita, ocorrem como substituições mineralógicas frequentes da superfície dos fragmentos. Fotomicrografias mostram a preservação da textura e os estágios de substituição da estrutura óssea e/ou preenchimento dos poros pelos minerais citados (Fig. 1). A flúor-apatita microcristalina é o mineral mais abundante por ser o constituinte original dos ossos, ocorre como textura fibrosa (Costa, 2002). A calcita ocorre como substituição da Fap. A ankerita preenche como drusa os poros e veios. A pirita ocorre como substituição da ankerita nas bordas dos fragmentos ósseos. O quartzo ocorre como grãos alojados detriticamente nas cavidades.

### **Petrografia das Rochas Carbonáticas**

O estudo petrográfico das rochas carbonáticas da Formação Pirabas, caracteriza-as como *wackestones*, com alguns *packstone e grainstone* (Dunham, 1962). Os tipos de grãos aloquímicos dominante são de bioclastos, incluindo: briozoários, bivalves, equinóides, algas, corais e foraminíferos, dentro de uma matriz de carbonato micritico a um cimento espático, além de grãos de quartzo e feldspato arredondados (areia fina a média).

Em amostras mais intemperizadas, onde a dissolução do carbonato tenha ocorrido, os bioclastos geralmente ocorrem como moldes. Comumente, eles têm uma proporção significativa (cerca de 20%). Outros componentes incluem fragmentos de ossos de vertebrados e glauconita (Fig. 1f) granular de granulometria areia fina. Cristais esféricos (<10 micron) de sulfeto de ferro estão presentes como substituição de bioclastos (principalmente briozoários e foraminíferos), assim como da matéria orgânica. As carapaças dos bioclastos foram possivelmente compostas por aragonita, substituídas por calcita (Fig. 1f), posteriormente fosfatizadas (formação de apatita) e em ultimo estágio piritizadas. Segundo Távora & Silva Jr. (2002) a apatita que substitui os bioclastos está associada com a matéria orgânica e a atividade de bactérias. A precipitação da apatita tem como requisitos: remoção do magnésio, concentração de fósforo e condições ácidas que desestabilizem o carbonato de cálcio (Lucas & Prévôt, 1991). A pirita forma agregados de diminutos cristais (corpos discretos). Eles são de origem autigênica e se formam em ambientes redutores ou associados com a decomposição de matéria orgânica (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

As rochas da Formação Pirabas apresentam baixo conteúdo fosfático restrito aos bioclastos (carapaças e fragmentos ósseos). Destes bioclastos os fragmentos ósseos de vertebrados são os que demonstram elevada concentração em apatita (aprox. 30%  $P_2O_5$ ). As carapaças contêm fosfatos de origem diagenética relacionada provavelmente à decomposição da matéria orgânica. Portanto, as rochas carbonáticas da Formação Pirabas não são bons depósitos fosfáticos, apesar do potencial anteriormente discutido em comparação aos fosforitos encontrados na Austrália. Isso se deve principalmente a forma de ocorrência do fosfato nestas rochas. Enquanto que na Austrália o fosfato está concentrado em intraclastos carbonáticos (além dos bioclastos), na Formação Pirabas o fosfato é restrito a alguns bioclastos de origem aragonítica que constituem menos que 5% do arcabouço da rocha.

### **AGRADECIMENTOS**

Agradecemos ao CNPq pelo financiamento do projeto. À CIBRASA pela autorização do trabalho de campo na Mina B17 e disponibilização das amostras. Aos laboratórios de caracterização Mineral - LCM e Mineralogia, Geoquímica e Aplicações - LAMIGA do Instituto de Geociências pelas análises realizadas. Ao GMGA, ao GSED, ao PET-Geologia e a todas as pessoas que colaboraram direta ou indiretamente para realização deste trabalho.

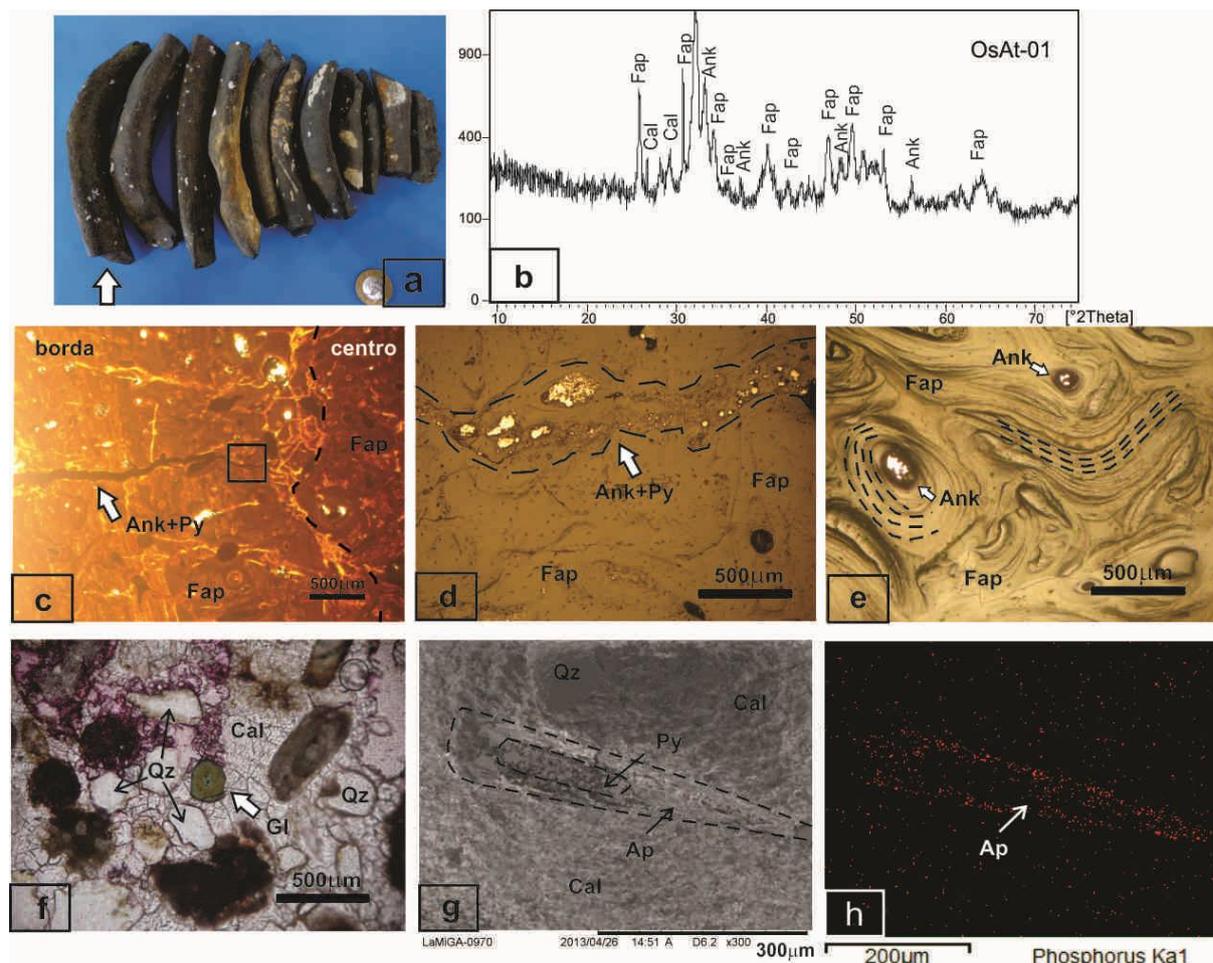


Figura 1- a) amostra de fragmento ósseo (OsAt-01); b) DRX mostrando que o principal mineral constituinte da amostra se trata da flúor-apatita (Fap). A calcita (Cal) aparece com picos secundários como provável substituição da Fap; c) fotomicrografia em luz natural, destacando os níveis de fraturamento na borda indicados pelas linhas tracejadas e a preservação da estrutura óssea em direção ao centro; veio de ankerita (Ank) com pirita (Py - opaca); d) detalhe em “c”, luz refletida, o veio de Ank com pirita esférica; e) textura reliquiar lamelar da Fap, evidência do crescimento da estrutura óssea original; e poros com preenchimento por Ank drusiforme; f) glauconita (Gl), mineral verde em *packstone*; g) fotomicrografia de MEV do calcário, fragmento de bioclasto em matriz carbonática micrítica. h) análise semiquantitativa com mapeamento por EDS indica a presença de fósforo (apatita micro-cristalina – Ap).

## REFERÊNCIAS

- Burnett, W.C. and Riggs, S.R. 1990. Phosphate Deposits of the World: Neogene to Modern Phosphorites. Cambridge University Press, New York, NY, USA, 464 p.
- Costa, M.L. 2002. Mineralizações de fragmentos de tecido ósseo fósseis de sedimentos da Bacia do Acre. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte. 3: 301-318.
- Dickinson, J. & Wallace, M. W. 2009. Phosphate-rich deposits associated with the Mio-Pliocene unconformity in southeast Australia. School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Vic.3010, Australia. Sedimentology. 56. P. 547–565.
- Ferreira, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), N e NE do Brasil, com as Formações Chipola e Tampa da península da Flórida, USA. In: Asociación Paleontologica Argentina. Congreso latino americano de paleontologia, 1, Buenos Aires. Atas, 3: 49-55
- Föllmi, K.B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. Earth-Sci. Reviews, 40: 55-124.
- Glenn, C.R., Föllmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.B., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R.E., Ilyin, A.V., Jehl, C., Rohrlisch, V., Sadaqah, R.M.Y., Schidlowski, M., Sheldon, R.E. and Siegmund, H. 1994. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation.

Eclogae Geol. Helv., 87: 747–788.

Góes, A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, 2: 3-15.

Lucas, J. & Prévôt, L.E. 1991. Phosphates and fossil preservation. In: Allison, P.A.; D.E.G. Briggs (Eds.), Taphonomy-releasing the data locked in the fossil Record. Topics in Geobiology, Plenum Press, New York, 9:389-409.

Maury C.J. 1925. Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas Formas Cretáceas. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 665p. (Monografia 4).

Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D. S. 2003. Other Diagenetic Material. In: Scholle, P.A. & Scholle, D. S. U. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A. p. 417-428.

Távora, V., Santos, Mesquita, N., Souza, S. R., Cabela, A. S.M. & Teixeira, S.G. 2002. Sistemática e Tafonomia dos Crustáceos Decápodes da Ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. Rev. Bras. de Geociências, 32(2): 223-230.

Távora, V. & Silva Jr, O.G. 2002. Petrografia e Geoquímica dos carcinólitos da Ecofácies Baunilha Grande da Formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará. Rev. Bras. de Paleontologia, 3: 5-16.

Toledo, P.M. & Domming, D.P. 1989. Fossil sirenia (Mammalia-Dugongidae) from the Pirabas Formation (Early Miocene), northern Brazil. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, Belém, 1(2): 119-145.

## ANÁLISE MICROGRÁFICA DOS SULFETOS DO DEPÓSITO AURÍFERO DO MELADO DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA: RELAÇÃO ENTRE AS FASES MINERAIS.

Anderson C. Santos & Mauro C. Geraldês

Faculdade de Geologia, UERJ, andcostasantos@gmail.com, geraldês@uerj.br

### INTRODUÇÃO

A Província Aurífera Alta Floresta está inserida no norte do Estado do Mato Grosso, no contexto geológico do Cráton Amazônico, limitada pelos *grabens* do Cachimbo e Caiabis.

A concepção proposta para a evolução do Cráton Amazônico e, que certamente engloba neste mesmo contexto a área de estudo, está fundamentada no desenvolvimento de sucessões de arcos magmáticos acrescionários, processos de retrabalhamento crustal e eventos orogênicos continentais. Estas colisões criaram locais importantes para a concentração de metais, principalmente ouro. Mas, como supracitado, a escassez de dados e trabalhos nesta área, permite dizer que é sabido da existência de inúmeros depósitos que ocorrem dentro de faixas orogênicas Paleoproterozóicas, comparativamente pouco destes depósitos são reportados na literatura.

De acordo com Lacerda Filho *et al.*, (2004), os jazimentos de ouro que ocorrem na região de Peixoto de Azevedo acham-se ligados principalmente a suítes plutono-vulcânicas calcialcalinas oxidadas. O segundo grupo, bem descrito por Santos *et al.*, (2001), é exemplificado pelos maciços de Guarantã do Norte e Terra Nova (MT) e provavelmente não tem relação genética com mineralizações auríferas, embora seja encaixante de veios de quartzo contendo ocorrências de ouro, assemelham-se à unidade Paleoproterozóica definida por Lacerda Filho *et al.*, (2001) como Granito Nhandu.

Assim, com tudo descrito acima, trabalhos sistemáticos de pesquisa foram executados na região de estudo inserida na Província Aurífera Alta Floresta, conhecida na literatura como portadora de dezenas de depósitos auríferos, tendo áreas exauridas, principalmente a exploração de depósitos secundários, outras em processo de lavra, lançando mão da análise micrográfica do depósito do Melado a fim de entender a relação entre a fase da ganga mineral e a fase mineralizada.

### GEOLOGIA LOCAL

A dificuldade de se encontrar referências bibliográficas para a maior parte dos depósitos auríferos da PAAF restringe um pouco o conhecimento teórico dos mesmos. Em prol de se obter uma idéia sobre o contexto geológico da presença destes filões (do Melado), obteve-se, a partir do mapa do projeto de prospecção de ouro executado pela CPRM, uma idéia da ambiência geológica e litoestratigráfica, que corresponde à presença destes inseridos em uma zona de transição entre a sequência gnáissico-migmatítica e o Complexo Cuiú-Cuiú (embasamento), sendo este correspondente às rochas que apresentam bandamento composicional e foliação milonítica. Ocorrem dobras associadas, resultantes de um regime dúctil-rúptil e falhamentos mais jovens que configuram um alinhamento das rochas em estreitas faixas alongadas e descontínuas de direção N-S. Este complexo ocorre na porção norte da área, geralmente englobado pelas Suítes Intrusivas Matupá e Flor da Serra. Já, a sequência gnáissico-migmatítica, encontra-se representada pelas unidades correspondentes aos granitos gnaissificados e biotita granitos.

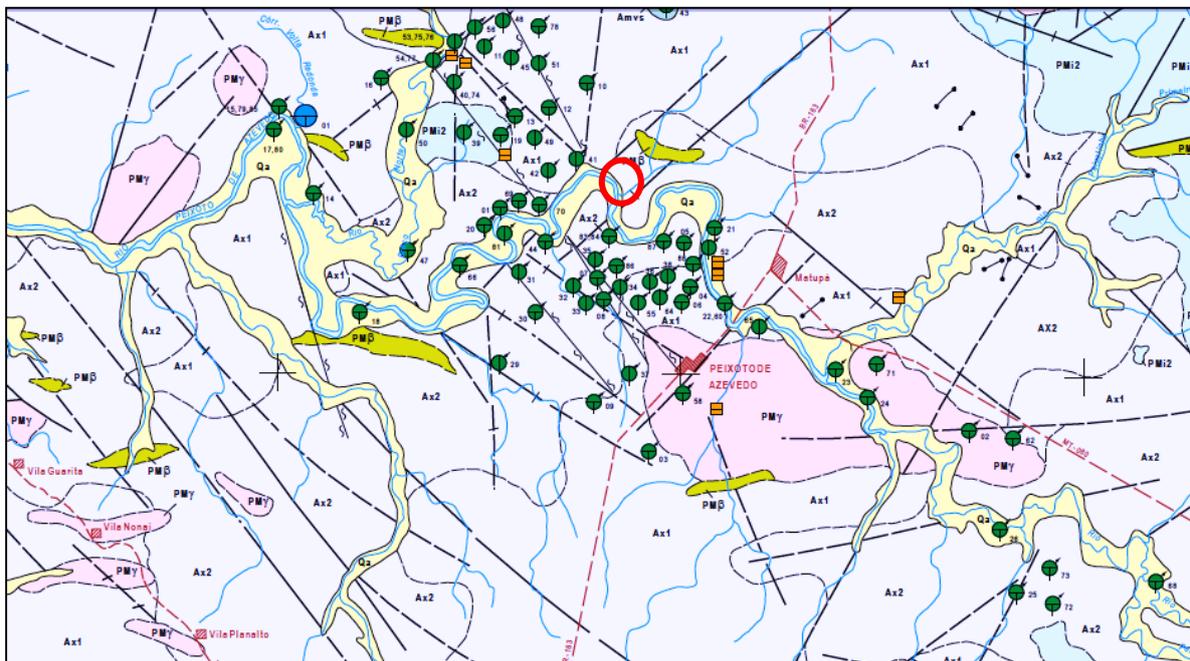
### MATERIAIS E MÉTODOS

Amostras de campo foram coletadas 10 amostras Filão do Melado, e confeccionadas lâminas petrográficas (polida e bipolar) no LGPA – UERJ, totalizando 10 lâminas polidas e 02 lâminas bipoladas para análise em microscópio petrográfico (UERJ) e eletrônico de varredura (MEV) no IG – UNICAMP, respectivamente.

### RESULTADOS

A análise macroscópica do Filão do Melado revela ser este filão essencialmente quartzoso, com cor do quartzo branca, apresentando percolações de sulfetos em meio às fraturas, ou acompanhando flancos de dobras associadas como descrito anteriormente, além de conter porções maciças de sulfetos. Estes minerais são a pirita e a calcopirita.

PROGRAMA NACIONAL DE PROSPECÇÃO DE OURO - PNPO  
**MAPA DE JAZIMENTOS AURÍFEROS**  
ÁREA MT-01 - PEIXOTO DE AZEVEDO/VILA GUARITA - MATO GROSSO



**Figura 1** – Recorte do mapa de jazimentos auríferos do Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO, 1997. Em vermelho a ocorrência do Filão do Melado inserido na ambiência geológica da sequência gnáissico-migmatítico/embasamento.

A mineralogia principal observada em luz refletida e polarizada na seção polida do filão do Melado é constituída basicamente por quartzo que representa 65%, por plagioclásio muito alterado 15%, mica 5% e por opacos 15%.

Observa-se em luz polarizada/refletida uma predominância de silicatos contendo sulfetos em meio às fraturas, sendo a calcopirita secundária em relação a pirita. O MEV auxiliou na identificação de minerais acessórios como zircão inclusos em pirita e galena em meio as fraturas do silicato, além de alteração mineral.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Observa-se quartzo, feldspato e mica coexistindo em equilíbrio além de sulfetos e óxidos em meio às fraturas dos silicatos. Pode notar grãos subédricos e anédricos de pirita em meio às fraturas dos silicatos. Presença de galena em fraturas de silicatos. Em relação aos sulfetos, é possível traçar uma origem primária da pirita em relação à calcopirita além de intensa alteração potássica. Não foi possível determinar pelos métodos utilizados em qual fase o ouro encontra-se presente, mas segundo dados comparados com os demais depósitos da província Alta Floresta a fase hidrotermal rica em sulfetos é o principal condutor do minério.

Para este depósito o máximo obtido foi a relação entre os minerais observada em lâmina petrográfica e microscópio eletrônico de varredura, possibilitando, assim, traçar a seguinte evolução mineralógica:

**Tabela 1** – Evolução Estimada da paragênese mineral do Filão do Melado – PAAF.

Minerais	Cristalização Mineral		
	Primeiro Estágio	Segundo Estágio	Terceiro Estágio
Depósito do Melado			
Quartzo	-----		
Feldspato	-----		
Mica	-----		
Pirita		-----	
Calcopirita		-----	
Galena		-----	
Óxidos		-----	
Alteração		-----	-----

#### REFERÊNCIAS

- Lacerda Filho, 2001; Delgado *et al.*, 2001; Santos, 2000 e 2001. Caracterização sócio-ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Teles Pires. Volume 2. Fase III Levantamentos, Estudos Básicos e de Alternativas. Julho de 2008.
- Lacerda Filho, J. V., Abreu Filho, W., Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso. Escala 1, p. 1.000.000. Goiânia: CPRM, 2004. (Convênio CPRM/ SICME), 200p. il.; + mapas.
- Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO, 1997 Mapa de Jazimentos Auríferos.

## INVESTIGAÇÃO MINERALÓGICA DE MANGANITA DE SERRA DO NAVIO (AMAPÁ)

Bruno Apolo Miranda Figueira<sup>1</sup>, Romulo Simões Angélica<sup>1</sup>,  
Marcondes Lima da Costa<sup>1</sup>, Herbert Poellmann<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Brasil

<sup>2</sup> Martin Luther Universität, Institut für Geologische Wissenschaften, Alemanha  
brunoufpa@yahoo.com

### INTRODUÇÃO

Os minerais de óxidos de manganês são utilizados pela humanidade desde a antiguidade. As mais antigas referências mostram que a época dos faraós a pirolusita, o mais conhecido óxido de manganês, já era empregado na fabricação de vidros. Atualmente, minerais oxihidróxidos de Mn são largamente encontrados na Amazônia e constituem o principal grupo nos minérios de Mn nas frentes de lavra da Região, como por exemplo, na mina do Azul e Buritirama (Carajás, PA) e há poucos anos atrás na Serra do Navio bem como além da Amazônia em Urucum (Corumbá, MS), Conselheiro Lafaiete (MG) e Caetés (BA). Apesar de sua importância científica, o conhecimento da mineralogia destes oxihidróxidos, quando comparado com outras classes, como os silicatos, por exemplo, ainda é relativamente pequeno. Isto é devido, principalmente, à baixa cristalinidade, complexa composição química, além da dificuldade em obter amostras monofases destes minerais. Dentro desse contexto, este trabalho visa desenvolver um estudo de caracterização mineralógica de manganita,  $\square$ -MnOOH, proveniente da recém fechada mina de Serra do Navio, Amapá.

### METODOLOGIA

Manganita foi coletada manualmente na mina de Mn de Serra do Navio. A amostra foi codificada como SN-01.

Inicialmente, a identificação da fase mineralógica foi realizada por difração de raios-X no difratômetro de raios-X modelo X'PERT PRO, da PANalytical, com goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e tubo de raios-X cerâmico de anodo de Cu, modelo PW3373/00, com filtro  $K_{\beta}$  de Ni. O espectro de infravermelho foi obtido por pastilha prensada a vácuo contendo 0,200 g de KBr e 0,0013 g de amostra pulverizada e um espectrômetro de absorção molecular na região IV com transformada de Fourier, Perkin Elmer modelo FT-IR1760 X. O comportamento termal foi estudado a partir das curvas de TG e DTA coletadas num termoanalisador Stanton Redcroft. A análise foi feita em um cadinho de platina, com aquecimento de 20°C/min, temperatura inicial e final variando de 20°C a 1100°C, respectivamente.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Figura 1 mostra o padrão DRX da amostra SN-01. Os picos presentes no difratograma são referentes às reflexões (1-11), (020), (12-1), (22-2), (13-1) e (31-3) de manganita monofásica. Este padrão confirma a estrutura monoclinica com grupo espacial P21/c descrita nos estudos de Koller *et al.* (1997) e também revela um alto grau de ordenamento estrutural desta fase, revelado pela intensidade e largura dos picos bem definidos.

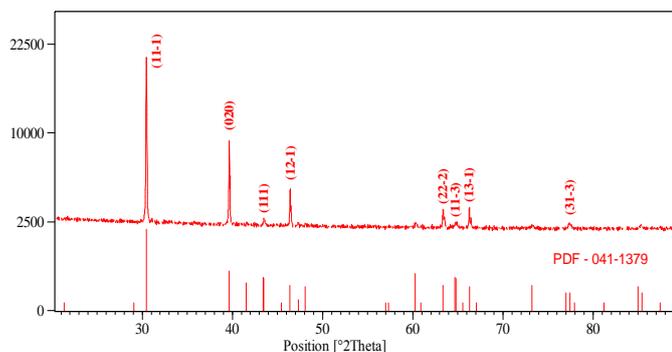


Figura 1- Difratograma de raios-X de SN-01 mostrando o domínio de manganita.

Os padrões observados e calculados e tratados pelo método de Rietveld (Figura 2) mostraram parâmetros de cela correlacionáveis com a manganita descrita de Kalahari (África do Sul) por KOLLER *et al.* (1997) (Tabela 1). O tamanho médio de cristalitas foi acima de 500 nm o mesmo valor descrito por RAMSTED (2005). Os valores de deformação estrutural e anisotropia foram  $13,2 \cdot 10^{-3}$  e 0,01, respectivamente.

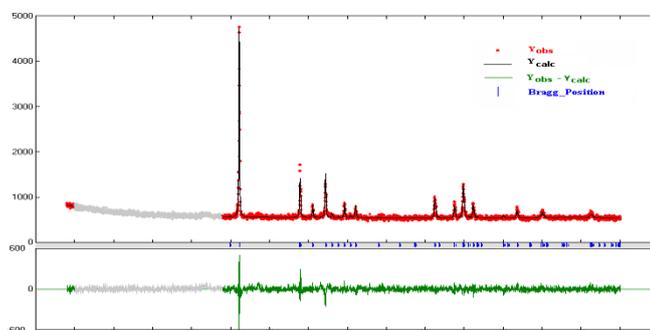


Figura 2- Padrões para o Refinamento pelo método de Rietveld para SN-01: observado (vermelho), calculado (preto) e diferença (verde). As curtas linhas abaixo dos padrões marcam as posições dos picos de todas às possíveis reflexões de Bragg

Tabela 1- Constantes de retículo de manganita (SN-01) comparados com dados da literatura.

	BUERGER (1936) *	KOLLER <i>et al.</i> (1997)	XIE <i>et al.</i> (2004)	FOLCH <i>et al.</i> (2005)	FANG <i>et al.</i> (2007)	Neste Trabalho
a (Å)	8,860	5,304	8,960	5,300	5,300	5,304
b (Å)	5,240	5,277	5,240	5,278	5,280	5,276
c (Å)	5,700	5,304	5,650	5,307	5,310	5,306
α (°)	90,00	114,38	-	114,36	-	114,47
						$R_{wp} = 1,88$

\* Bueger<sub>1936</sub>, apud DASGUPTA (1964)

O espectro IV de SN-01 é apresentado na Figura 3. Bandas de vibração de Mn-O dos octaedros  $MnO_6$  podem ser visualizadas nitidamente a 593, 494 e 448  $cm^{-1}$ . Em seguida, observa-se bandas a 1084, 1144, 1640  $cm^{-1}$  que são atribuídas aos modos de vibração do estiramento-OH para  $\gamma$ -OH,  $\delta_2$ -OH e  $\delta_1$ -OH, respectivamente. O pico a 2030  $cm^{-1}$  é atribuído ao estiramento OH da estrutura (Kohler *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 2004). O largo pico em 2599  $cm^{-1}$  se refere ao estiramento - OH da banda de hidrogênio com um comprimento O-H...O em torno de 2,60 Å (Suib *et al.*, 2006). A última banda próxima a 3444  $cm^{-1}$  é comum nos óxidos de manganês e corresponde ao estiramento O-H das moléculas de água adsorvida na superfície do mineral.

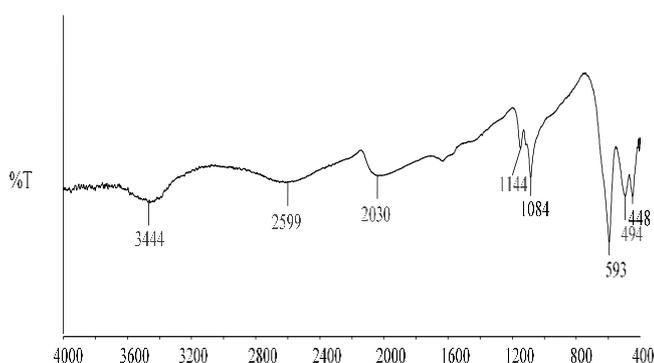


Figura 3- Espectro IV de manganita da Serra do Navio.

O comportamento termal de manganita aquecida ao ar foi investigado através de curvas TG/DTA apresentadas na Figura 4. Os resultados obtidos foram similares a manganita de Hartz (Alemanha) descrita por BISH e POST (1989). O primeiro pico endotérmico na região 350-390 °C na curva DTA com perda de 3,35% corresponde à transformação de manganita em  $\square$  -  $MnO_2$ . GONZALES *et al.* (1996) descreveram outra transição na faixa próxima a 300 °C com a formação de  $Mn_5O_8$ , mas não foi identificada neste estudo. A segunda perda de massa de 6,01%, com pico endotérmico na região 580-585 °C é referente à formação de bixbyita,  $Mn_2O_3$ . O último pico endotérmico próximo a 980 °C está relacionado à transformação de  $Mn_2O_3$  para hausmannita,  $Mn_3O_4$  com perda de 2,79%.

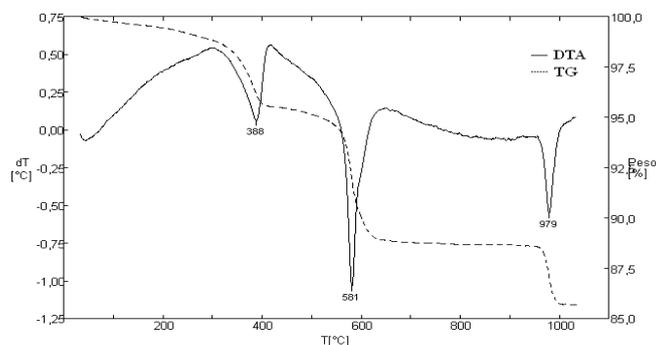


Figura 4- Curvas DTA-TG para amostra SN-01.

O monitoramento das transformações de SN-01 calcinada em várias temperaturas por difração de raios-X é mostrado na Figura 5.

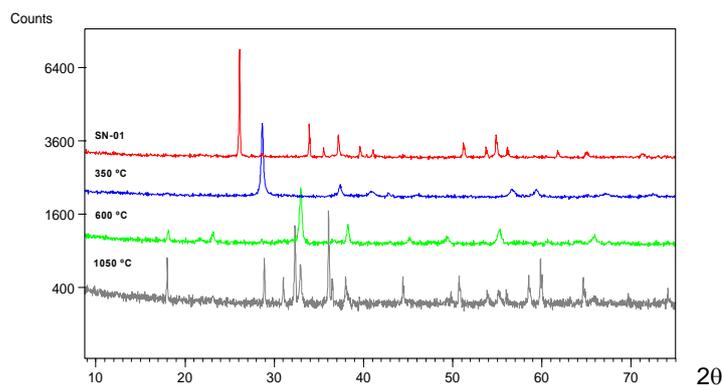
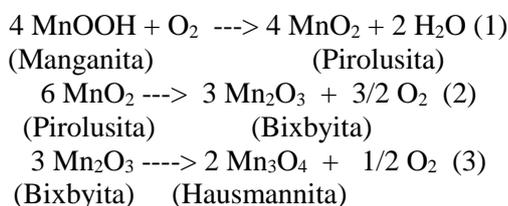


Figura 5: Difratogramas de raios-X de SN-01 tratada a 350, 600 e 1050 °C.

Essas transformações podem ser descritas nas seguintes equações de acordo com os trabalhos de BISH E POST (1989):



A amostra resultante do tratamento termal a 350 °C é um composto tetragonal tipo pirolusita com grupo espacial P42/mnm (PDF -024-0735), corroborando com a equação 1. A 600 °C, este composto se transforma completamente para bixbyita com sistema cúbico e grupo Ia-3 (PDF 002-0886), como previsto na equação 2. E conforme a equação 3, o produto formado anteriormente, a 1050 °C transforma-se para hausmannita tetragonal com grupo I41/amd (PDF 016-0154).

## CONCLUSÕES

Manganita ( $\square$ -MnOOH) proveniente da mina de Serra do Navio ocorre como fase monomineralica, monoclinica e grupo espacial P21/c. Apresenta bandas diagnósticas de estiramento O-H em 2633 e 2027  $\text{cm}^{-1}$ . Os dados termais apresentados aqui demonstram que manganita tem estabilidade termal até 300 °C, quando desidroxila estruturalmente por conta da oxidação do  $\text{Mn}^{3+}$  em  $\text{Mn}^{4+}$  e consequentemente formação de uma fase com estrutura de pirolusita ( $\text{MnO}_2$ ). Estas condições térmicas sugere que a manganita seja um mineral do ambiente intempérico, assim encontrado na mina de Mn da Serra do Navio, Amapá.

## REFERÊNCIAS

- Kohler T., Armbruster T., Libowitzky E. 1997. Hydrogen bonding and Jahn – Teller distortion in groutite, MnOOH, and manganite, MnOOH. *Journal of Solid State Chemistry*. 133:486 -500.
- Ramstedt M., Norgren C., Shchukarev A., Sjöberg S., Persson P. 2005. Co-adsorption of cadmium (II) and glyphosate at the water–manganite ( $\square$  -MnOOH) interface. *Journal of Colloid and Interface Science*. 285: 493-501.
- Dasgupta D. R. 1964. Oriented transformation of manganite during heat treatment. *Geological Survey of India*. 35:131-139.
- Xie. G., Peng. Y., Zhu. Y., Xu L., Zhang W., Yu W., Qian Y. 2004. Preparation of  $\square$  - $\text{MnO}_2$  nanorods through a  $\square$  -MnOOH precursor route. *Mat. Res. Bull.* 39:1641–1648.
- Folch B., Larionova J., Guari Y., Guérin C., Reibeil, C. 2005. Synthesis of MnOOH nanorods by cluster growth route. Rational conversion of MnOOH into  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  or  $\text{MnO}_2$  nanorods. *Journal of Solid State Chemistry*. 178:2368-2375.
- Fang Z., Tang K., Gao L., Wang D. 2007. Facile And Large-Scale Synthesis Of Single-Crystalline MnOOH Nanostructures. *Mat. Res. Bull.* 42:1761-1768.
- Zhang W., Yang Z., Liu Yi., Tang S.; Han X., Chen M. 2004. Controlled synthesis of  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  nanocrystallites and MnOOH nanorods by a solvothermal method. *Journal of Crystal Growth*. 263: 394–399.
- Suib S. L., Shen X-F., Ding Y-S, Hanson, J. C. 2006. In situ synthesis of mixed-valent manganese oxide nanocrystals: an in situ synchrotron X-ray diffraction study. *J. Am. Chem. Soc.* 128:4570-4571.
- Bish D. L., Post J. E. 1989. Thermal behavior of complex, tunnel-structure manganese oxides. *Amer. Min.* 74:177-186.
- Gonzales C., Gutierrez J. I., Gonzales V. 1996. Transformations of manganese oxides under different thermal conditions. *Journal of thermal Analysis*. 47:93-102.

## ESTUDO DE ARGILOMINERAIS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS AO ALBITA-GRANITO DA MINA PITINGA (AM), EMPREGANDO MEV, EDS E DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Carla Braga PEREIRA<sup>1</sup> carla.pereira@ig.ufpa.br Hilton Tulio COSTI<sup>2</sup> tulio@museu-goeldi.br Rômulo Simões ANGÉLICA angelica@ufpa.br

<sup>1,3</sup> Universidade Federal do Pará- Faculdade de Geologia Campus Belém  
<sup>2</sup> Museu Paraense Emilio Goeldi

### INTRODUÇÃO

A mina Pitinga, maior produtora de minério estanho do Brasil, localiza-se na região nordeste do estado do Amazonas. A mineralização polimetálica está associada ao Granito Madeira, sendo concentrada em sua fácies mais evoluída, denominada albita-granito. Esta fácies é subdividida em subfácies de núcleo e subfácies de borda. O albita-granito de núcleo (ABGn) é uma rocha magmática, rica em F, geoquimicamente peralcalina, enquanto o albita-granito de borda (ABGb) foi originado por processos metassomáticos a partir da fácies de núcleo, sendo mais pobre em F e geoquimicamente meta a peraluminoso (HORBE et al.,1991). O albita-granito foi afetado por processos pós-magmáticos, principalmente ao longo dos vários sistemas de falhas e fraturas que o cortam. As falhas e fraturas são preenchidas por fases hidrotermais, representadas por uma série de argilominerais. A ocorrência de esmectitas com altos teores de Zn sugere que os argilominerais deste grupo foram formados pela ação de fluidos hidrotermais, fluidos esses provavelmente vinculados aos estágios finais de evolução magmática do albita-granito. Os argilominerais do grupo da caulinita, isentos de Zn e com Fe muito baixo, provavelmente são originados por fluidos com alta proporção de componentes meteóricos. O objetivo deste trabalho foi estudar e procurar definir mais precisamente os minerais micáceos e fases hidrotermais que ocorrem associados ao albita-granito da mina Pitinga.

### METODOLOGIA

Os argilominerais estudados foram coletados em fraturas que cortam as fácies albita-granito e biotita-feldspato alcalino-granito do Granito Madeira. A caracterização química, textural e mineralógica foi realizada por difração de raios-X, imagens por MEV e análises por EDS.

### RESULTADOS

#### Descrição das amostras estudadas

As amostras são compostas por minerais micáceos argilosos de coloração esverdeada (figura 1), característica plástica. Foram coletadas em fraturas nas fácies albita-granito: subfácies de núcleo (ABGn) e subfácies de borda (ABGb) e; fácies biotita-feldspato alcalino-granito.

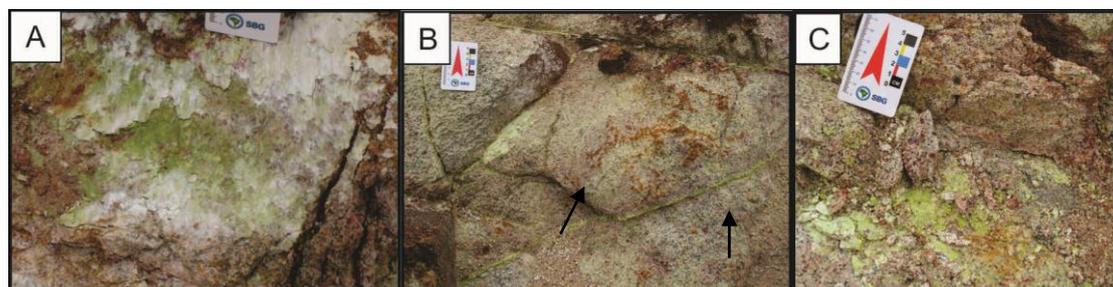


Figura 1- Imagens macroscópicas das amostras dos argilominerais estudados A) detalhe da amostra exibindo coloração verde esbranquiçada. B) argilominerais (indicado pelas setas) preenchendo fraturas na rocha mãe. C) visão geral dos amostra coletada.

#### Petrografia das fácies albita-granito e biotita-feldspato alcalino-granito

As amostras de argilominerais estudadas neste trabalho advêm de rochas pertencentes às fácies biotita-feldspato alcalino-granito e albita-granito (dividida em subfácies de borda e subfácies de núcleo). Por este motivo é essencial se conhecer a mineralogia dessas fácies:

– Fácies biotita-feldspato alcalino-granito: rocha isotrópica, leucocrática, holocristalina, equigranular com granulação variando de média a grossa, de coloração avermelhada clara com pontuações pretas, localmente apresentando cor rósea amarelada a acinzentado, composta mineralogicamente por feldspato potássico (85-90%), quartzo (5-10%), plagioclásio (2- 5%), e biotita (5-10%). Facies albita-granito, subfácies de núcleo: é holocristalina, inequigranular de cor cinza esverdeado com pontuações e manchas pretas, em geral isotrópicas, granulação de média a grossa, compostas por quartzo, anfibólio, micas, feldspato e criolita. A rocha é formada por albita (30-35%), feldspato potássico (35-40%) e quartzo (30-35%).

– Facies albita granito, subfácies de borda: rocha leucocrática, holocristalina inequigranular, de coloração vermelha com manchas e pontos pretos disseminados. Estruturalmente é isotrópica e de aspecto maciço, texturalmente com aspecto porfirítico, com fenocristais de quartzo de granulação grossa. Mineralogicamente, é constituído de quartzo, com proporções em torno de 35-40%, e a matriz é composta por cristais prismáticos curtos e estreitos de albita, cristais granulares finos de feldspato potássico e quartzo, que perfazem de 65–70% do volume da rocha.

### **Caracterização das fases minerais empregando difração de raios-X**

O emprego da técnica de difração de raios-X permitiu identificar as várias fases de argilominerais presentes no conjunto de amostras estudadas e definir a sua natureza cristalográfica. Por meio de análise identificaram-se nos difratogramas, como fases dominantes, minerais do grupo da Esmeclita (Figura2A), e do grupo da Caulinita (Figura2B). Foram identificadas esmeclitas dioctaédricas com distância interplanar basal de 12 Å, o que é relativamente raro, pois a maioria das esmeclitas apresentam  $d_{001}$  em torno de 15 Å.

Como fases percentualmente subordinadas, associadas aos argilominerais dessas amostras, foram identificados quartzo, criolita, albita, gibbsita, opala (forma de sílica microcristalina) e bastnasita (carbonato de elementos do grupo dos Terras Raras), além de ocorrências prováveis de cristobalita/tridimita.

### **Microscopia eletrônica de varredura /EDS**

Nas amostras de minerais argilosos foram obtidas imagens e análises por MEV-EDS, detalhando aspectos de sua estrutura e composição química semiquantitativa. As amostras estudadas mostram características composicionais que sugerem sua classificação como minerais do grupo da esmeclita e da caulinita, como também indicado nas análises realizadas por difração de raios-X. Geoquimicamente, as amostras de esmeclita apresentam teores de Fe entre 0,3 – 13,2%, e teores de Zn entre 1,8 – 7,3% e de Si oscilando entre 23-32%, com teores de Na, que variam entre 0,7 - 2,5%. O teor de flúor é mais elevado na amostra MV-02, em torno de 1,9%. Tais teores são tipicamente similares aos de argilominerais do grupo da esmeclita (Tabela 1).

As imagens obtida em MEV, mostram um mineral de granulação muito fina, apresentando uma estrutura lamelar e maciça, sem orientação preferencial visível. Em algumas imagens as lamelas são hexagonais (figura 2B) formas tipicamente mostradas por caulinita.

A composição química semiquantitativa das fases interpretadas como de caulinita apresentam teores aproximadamente equivalentes de Al e Si, teor de Zn em torno de 0,2% ou nulo. O teor de Fe é relativamente baixo, aproximadamente 0,3%, como tipicamente mostrado pela caulinita.

### **Processo de formação de argilominerais**

Os processos de formação de esmeclitas portadoras de Zn foram estudados experimentalmente por Klopogge et al. (1999) e Higashi et al. (2002), além de vários outros pesquisadores citados por eles. De acordo com Klopogge et al., (1999), sob condições de baixa T e P é tecnicamente impossível a síntese de esmeclitas similares a beidelitas e outras esmeclitas dioctaédricas (montmorilonitas), que para sua formação estável necessitam de temperaturas mais elevadas. Segundo Harder, (1977), a formação de qualquer argilomineral da família da esmeclita a partir do intemperismo de rochas graníticas com baixo teor de MgO somente é possível em condições de pH alcalino. Sob outras condições de pH, o intemperismo destas rochas favorece a formação de argilominerais da família da caulinita.

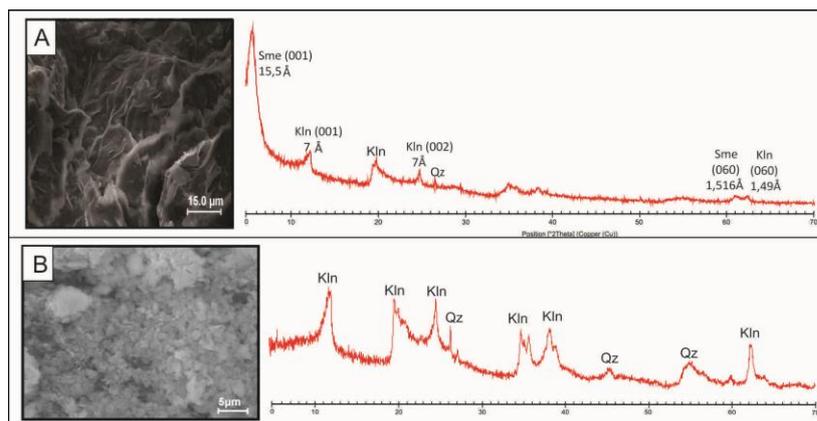


Figura 2- A) Imagens por elétrons retroespalhados da amostra de esmectita exibindo estrutura lamelar e textura maciça, difratograma representativo revelando mineral de esmectita como fase dominante e minerais de caulinita e quartzo como fases subordinadas. B) Imagens por elétrons secundários da amostra de caulinita, estrutura lamelar e textura maciça, difratograma representativo revelando mineral de caulinita como fase dominante e mineral de quartzo como fase subordinada.

Tabela 1- composição semiquantitativas por EDS das amostras pertencentes ao grupo da esmectita e caulinita.

Elemento	Esmectita			Caulinita	
	Amostra SMD-A1	MV-03	PHR-238	PHR-235	PHR-237
O	47.5	4.3	53.6	59.9	61
F	1.2	0.3	0	0	0
Na	1.9	1.6	0.7	0.1	0.2
Mg	0.1	1.2	0.1	0.1	0.1
Al	10.9	9.5	5.4	19	18.9
Si	30	32.8	23.6	20.2	19.4
K	0.1	0.2	0.1	0	0
Ca	0.1	0.1	0.4	0.1	0
Ti	0.1	0.2	6.2	0.1	0.1
Mn	0.4	0.5	0.3	0	6
Fe	0.3	10.3	13.2	0.3	0.3
Zn	7.3	3.3	2.5	0.2	0.1

Os estudos experimentais de Nakakuki et al., 2004, realizados em condições hidrotermais (180° C) e pressão atmosférica, resultaram na síntese de Zn-esmectitas trioctaédricas composicional e estruturalmente definidas como Zn-hectoritas, difratometricamente caracterizadas por  $d_{001}$  de 13,2 Å e espaçamento (060) de 1,52 Å. Com base nos dados experimentais acima, sugere-se que a composição química e as propriedades determinadas por difração de raios-X das amostras de argilominerais aqui estudadas, são características indicativas de que sua gênese esteja relacionada a processos de alteração hidrotermal que atuaram em minerais portadores de Fe e Zn primários (polilitionita e micas litiníferas) da fácies albita-granito.

Fluidos hidrotermais de temperatura abaixo de 500°C atuaram também sobre os minerais micáceos, que são as principais fases portadoras de Fe e Zn do albita-granito de núcleo (Costi et al., 2009), causando sua desestabilização e substituição por novas fases, estáveis nessas condições de temperatura e composição dos fluidos. Os produtos desta alteração estão representados pelos argilominerais portadores de Zn e Fe, cristalizados na forma das esmectitas di e trioctaédricas aqui caracterizadas.

Quanto às caulinitas das amostras PHR-235 e PHR-237, sua composição não mostra a presença de Fe e Zn, pois estes argilominerais provavelmente ocorrem como substituição de feldspatos de rochas das fácies biotita-feldspato alcalino-granito e albita granito subfácies de núcleo. Neste caso, a origem por intemperismo, ocorrente em condições superficiais, seria o mecanismo mais provável para a sua formação.

## CONCLUSÃO

A partir do conjunto de amostras de argilominerais coletados em trabalhos de campo realizados na área de ocorrência do albita-granito da Mina Pitinga, e após a realização de ensaios com base em difração de raios-

X, obtenção de imagens por MEV e realização de análises químicas semiquantitativa por EDS acoplado ao MEV, chegou-se às seguintes conclusões:

- a) As amostras de argilominerais que ocorrem preenchendo fraturas no albíta-granito são constituídas principalmente por minerais da família da esmectita, em cuja composição química observam-se teores elevados de Zn e Fe. Além das esmectitas, ocorrem também proporções subordinadas de argilominerais do grupo da caulinita. Em amostra coletada como preenchimento de fraturas em rocha encaixante do albíta-granito, o argilomineral predominante é uma caulinita de alta cristalinidade;
- b) As imagens por MEV mostram que são tipos maciços, de granulação muito fina, e ocasionalmente observam-se tipos aciculares, também de granulação muito fina, sugerindo a provável ocorrência de tipos interestratificados;
- c) A formação de esmectitas portadoras de teores significativos de Zn, como as identificadas no conjunto de amostras analisadas, é atribuída à ação de processos hidrotermais, que promoveram a substituição de minerais primários portadores de Zn e Fe;
- d) O fluido hidrotermal que atuou na formação dos argilominerais esmectíticos provavelmente tem uma origem tardia, ligada aos estágios finais da cristalização do albíta-granito; a partir da composição dos argilominerais, estima-se que esses fluidos tenham uma pequena participação de componentes meteóricos;
- e) Os argilominerais que preenchem fraturas em uma rocha encaixante do albíta-granito são compostos principalmente por caulinita, indicando que os fluidos e as condições relacionadas à sua formação devam ser distintos daqueles relacionados às esmectitas.

#### REFERENCIAS

- Costi, H.T.; Dall'Agnol, R.; Pichavant, M.; Rãmõ, O.T. The peralkaline tin-mineralized madeira cryolite albite-rich granite of pitinga, Amazonian craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallization processes. *The Canadian Mineralogist*. Vol 47, 1301-1327. 2009.
- Higashi, S.; Miki K.; Komarneni S. Hydrothermal synthesis of Zn-smectites. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 50, No. 3, 299-305, 2002.
- Horbe, M.A.; Horbe, A.M.C.; Costi, H.T.; Teixeira, J.T. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 40, p. 227-249. 1991.
- Klopogge T.J; Komarneni. S.; James E.A. Synthesis os smectite clay minerals: a critical review. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 47, No. 5, p529-554, 1999.
- Nakakuki, T.; Fujimura, K.; Sumio, A.; Hidetoshi, H.; Eiichi, N. Synthesis and physicochemical properties of Zn-Hectorite. *Clay science*. Vol 12. p285-291. 2004.

## MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO DE ZIRCÕES DAS SUÍTES JAMON, VELHO GUILHERME E SERRA DOS CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO, E SUAS IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Claudio Nery Lamarão<sup>1,2</sup> (lamarao@ufpa.br), Gisele Tavares Marques<sup>2</sup> (gisageo15@yahoo.com.br), Régis Munhoz Krás Borges<sup>1,2</sup> (munhoz@ufpa.br), Roberto Dall'Agnol<sup>1,2</sup> (robdal@ufpa.br).

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-GPPG-Instituto de Geociências-UFPA  
<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG-UFPA

### INTRODUÇÃO

Cristais de zircão geralmente mostram grande variação morfológica e química, as quais podem auxiliar no entendimento da história geológica de suas rochas hospedeiras. Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e catodoluminescência (CL) obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) se destacam entre as técnicas utilizadas no estudo dessas variações e permitem identificar: (1) distintos padrões de zoneamento decorrentes de variações nas concentrações de Zr, Si, Hf, Y, P, Th, U, ETR, Ca e outros elementos presentes na sua estrutura; (2) núcleos herdados em zircões magmáticos (Vavra *et al.* 1996); (3) modificações tardi e/ou pós-magmáticas como interrupções de zoneamentos, manchas e bordas irregulares enriquecidas em Hf e Ca; (4) inclusões de xenocristais (apatita, granada) ou de fases minerais tardias (thorita, xenotímio, cassiterita, monazita, fluorita). Análises químicas semiquantitativas por EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) em MEV ou por microsonda eletrônica são imprescindíveis para identificar tais variações composicionais. Zircões de granitos especializados são enriquecidos em Hf, Y, Th, U e Ca e têm baixas razões Zr/Hf, indicando que a composição desse mineral pode ser um guia útil na avaliação preliminar do potencial metalogenético de corpos mineralizados em Sn e metais associados (Kempe *et al.* 2004, Lamarão *et al.* 2012).

Neste trabalho são comparados os aspectos morfológicos e composicionais de cristais de zircão de granitos paleoproterozóicos tipo-A das suítes Jamon (SJ), Serra dos Carajás (SSC) e Velho Guilherme (SVG), obtidos com o auxílio de imagens de MEV-ERE-CL e análises de EDS. Pretende-se, assim, demonstrar que tais suítes podem ser também individualizadas através do estudo morfológico e geoquímico de seus zircões, além de colocar em evidência a eficiência da assinatura geoquímica desse mineral como indicador de granitos especializados em estanho e metais associados.

### CONTEXTO GEOLÓGICO DAS SUÍTES

As três suítes graníticas situam-se no domínio geocronológico da Província Amazônia Central ou parte (SJ e SSC) na Província Carajás e parte (SVG) na Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004, Santos *et al.* 2000). As regiões representadas pela Bacia Carajás (BC) e pelo Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) são dominadas por rochas arqueanas (Almeida *et al.* 2011) parcialmente encobertas a leste por rochas neoproterozóicas do Cinturão Araguaia, enquanto na região do Xingu (RX) dominam rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas, porém com idades modelo de Nd arqueanas (Juliani & Fernandes 2010). Os domínios do TGGRM, BC e RX foram intrudidos por granitos anorogênicos com idades que variam de 1,89 a 1,86 Ga, os quais constituem as três suítes estudadas. Estudos petrológicos, geoquímicos e isotópicos mostram alguns contrastes entre essas suítes graníticas, além de diferenças significativas quanto ao seu potencial metalogenético. Na região da BC estão localizados os mais importantes depósitos de ouro, ferro, cobre e manganês da Província Carajás. Na RX, depósitos de cassiterita e wolframita estão associados aos granitos da Suíte Velho Guilherme, enquanto no TGGRM há pequenas ocorrências de ouro associadas à *greenstone belts* e de wolframita vinculadas à Suíte Jamon (Dall'Agnol & Oliveira 2007).

As três suítes são compostas por batólitos e *stocks* graníticos colocados em níveis crustais rasos, comumente com contatos abruptos e encaves angulosos, sugerindo alto contraste de viscosidade entre os magmas e as encaixantes arqueanas. São rochas isotrópicas, equigranulares a seriadas, com granulação fina a grossa. Na SJ predominam monzogranitos com subordinados sienogranitos, cujas principais fases acessórias são apatita, titanita, zircão, allanita, magnetita e ilmenita. A fluorita aparece apenas nas fácies mais evoluídas. Na SSC monzogranitos e sienogranitos, com conteúdos moderados de minerais máficos (M<15%), são dominantes. As fases acessórias são semelhantes às da suíte Jamon, porém a titanita está geralmente ausente; fluorita e topázio são mais frequentes e a turmalina aparece localmente (Villas 1999).

Na SVG dominam sienogranitos sobre monzogranitos e álcali-feldspato granitos, enquanto greisens mineralizados em cassiterita e wolframita ocorrem associados às rochas mais evoluídas. Monazita, thorita, xenotímio, fluorita e columbita-tantalita também são acessórios comuns (Teixeira *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2012). Os dados de suscetibilidade magnética (SM) mostram valores mais elevados para os plútons da SJ, mais baixos para os sienogranitos dominantes no granito Antônio Vicente da SVG e valores mais variáveis para a SSC, geralmente intermediários entre os dois anteriores. As três suítes graníticas são metaluminosas à levemente peraluminosas, possuem conteúdos de  $\text{SiO}_2 > 65\%$ , razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  geralmente entre 1,0 e 2,0 e crescentes no sentido SJ-SVG-SSC e razões  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  sempre superiores a 0,80. Os padrões de elementos terras raras mostram anomalias negativas de Eu moderadas a pronunciadas, com as últimas sendo marcantes nos granitos estaníferos da SVG e nos leucogranitos da SSC.

## METODOLOGIA

Os zircões dos plútons Jamon e Redenção da SJ, dos corpos Central, Cigano e Pojuca da SSC e dos granitos estaníferos Antônio Vicente, Bom Jardim, Mocambo, Serra da Queimada e Velho Guilherme da SVG foram analisados por EDS no MEV LEO-1430 do IG da UFPA. Lâminas e seções polidas foram metalizadas a carbono para obtenção de imagens de ERE e análises de EDS. Para as imagens de CL, as mesmas foram metalizadas com ouro por 30s. Utilizou-se corrente do feixe = 90  $\mu\text{A}$ , voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. Foram analisados O, Si, Zr, Hf, Ce, Nb, Ta, P, Y, Th, U, Ba e Ca.

## RESULTADOS OBTIDOS

### SUÍTE JAMON

Os zircões dos granitos Jamon e Redenção são zonados, predominantemente subédricos a euédricos, localmente fraturados e isentos de corrosão. Inclusões de apatita são frequentes. Os conteúdos médios de Hf são relativamente baixos e pouco variáveis (1,9 a 2,3%), mesmo nos leucogranitos do corpo Redenção (2,2%), o que lhes confere razões Zr/Hf elevadas, entre 24 e 29. Os teores médios de Y são menores que 1,0%, exceto nos zircões do leucogranito Redenção que apresentaram média de 1,5%. Os conteúdos de Nb, Th e U são 1,2 e 0,2%, em média. A somatória de Hf+Y+Th+U é de 3,0 a 4,2%, cujo teor médio mais elevado corresponde ao leucogranito Redenção.

### SUÍTE SERRA DOS CARAJÁS

Os zircões dos granitos Central, Cigano e Pojuca têm morfologia e composição distintas da SJ. Dominam cristais subédricos a anédricos, fraturados e frequentemente corroídos, com textura em peneira. Alterações na forma de manchas irregulares, com teores elevados de Ca, e inclusões de thorita são frequentes. Cristais anédricos de thorita ( $\leq 50 \mu\text{m}$ ) associados a zircões são comuns em greisens do Granito Cigano. Os zircões da SSC apresentaram conteúdos médios de Hf (3,1%) mais elevados que os da SJ (2,1%), e razões Zr/Hf médias comparativamente mais baixas (19,0 contra 26,0). Zircões das fácies biotita monzogranito, biotita sienogranito e leucogranitos do corpo Pojuca apresentaram as maiores concentrações de Hf (2,7 a 5,8%) e as menores razões Zr/Hf (20,5 a 7,6). Com exceção do leucogranito do corpo Redenção, os teores de Y são, em geral, levemente superiores aos dos zircões da SJ (média de 1,1% na SSC contra 0,9% na SJ). Entretanto, zircões das rochas leucograníticas do Granito Pojuca apresentam teores mais elevados desse elemento (1,6%), e razão Zr/Y média inferior a das rochas da SJ (63,0 contra 70,0). Os teores de Th e U também são levemente superiores nos zircões da SSC, gerando valores de Hf+Y+Th+U entre 3,5 e 8,6%, geralmente superiores ao valor máximo obtido na SJ (4,2%).

### SUÍTE VELHO GUILHERME

Os zircões dos granitos da SVG são subédricos nas rochas menos evoluídas, e predominantemente anédricos e subarredondados nas mais evoluídas e greisens associados. Nestes últimos, são fortemente corroídos, com manchas escuras ricas em Ca e frequentes inclusões de minerais de Th, U e ETR, indicando que foram afetados pelos processos hidrotermais responsáveis pela greisenização. Nos sienogranitos e greisens do Granito Bom Jardim, associam-se a cristais anédricos de cassiterita e columbita e os zircões têm grande semelhança morfológica com os das rochas evoluídas e greisens da SSC. Os zircões da SVG possuem conteúdos de Hf  $> 2,5\%$ , exceto nas rochas menos evoluídas (BASMG e BMG) do Granito

Antônio Vicente (1,9 e 2,2%, respectivamente) e nos sienogranitos heterogranulares do corpo Velho Guilherme (2,1%). Cristais de zircão de monzogranitos dos corpos Bom Jardim e Mocambo e de greisens do Granito Antônio Vicente possuem bordas mais claras e intensamente corroídas, sobrecrecidas a núcleos mais preservados e provavelmente mais precoces. Nos zircões do Granito Bom Jardim, tais bordas apresentaram até 3,9% de Hf, 5,1% de Th e 1,8% de U, enquanto os núcleos mostraram teores de 2,9% de Hf e 0,5% para Th e U. No Granito Mocambo e nos greisens do Granito Antônio Vicente os teores de Hf na borda de alguns cristais chegaram a 5,0% e 5,9%, respectivamente.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Zircões das três suítes graníticas mostram diferenças morfológicas e composicionais marcantes. Na SJ, formam cristais euédricos a subédricos bem desenvolvidos e sem alteração e corrosão evidentes. Em termos composicionais, apresentam baixos conteúdos de Hf, Y, Th e U; suas razões Zr/Hf mais elevadas, mesmo em suas rochas mais diferenciadas (leucogranitos do Granito Redenção), em relação aos zircões dos granitos das outras duas suítes, indicam um potencial muito baixo para a geração de depósitos de Sn. Zircões de granitos estaníferos da SVG são subédricos nas rochas menos evoluídas (BASM), passando a predominantemente anédricos, alterados e fortemente corroídos, enriquecidos em Hf e com razões Zr/Hf decrescentes no sentido das rochas mais evoluídas e em greisens associados. Os greisens mineralizados em Sn, W e Ta desta suíte contêm zircões com razões Zr/Hf entre 5 e 22, indicando que zircões de granitos reduzidos com razões Zr/Hf desta ordem podem ser utilizados preliminarmente em estudos prospectivos de corpos especializados. Zircões da SSC apresentaram conteúdos médios de Hf+Y+Th+U e razões Zr/Hf intermediárias entre aquelas encontradas em zircões das SJ e SVG. Embora zircões do Granito Pojuca da SSC sejam morfológica e geoquimicamente similares àqueles da SVG, não foram constatadas ocorrências de mineralizações estaníferas em suas rochas. Por outro lado, a ocorrência de anomalias estaníferas em sedimentos de corrente próximo da borda noroeste do corpo Central da SSC revela que as variedades mais evoluídas desta suíte podem gerar tais mineralizações. Isto seria explicado pelo caráter moderadamente redutor de seus magmas que, embora seja menos favorável do que no caso dos granitos da SVG, não é incompatível com a geração de mineralizações estaníferas associadas às suas fácies mais evoluídas. Os zircões encontrados nos greisens não mineralizados do Granito Cigano da SSC apresentaram razão Zr/Hf média muito similar àquela do granito encaixante, indicando que tais zircões são remanescentes do granito hospedeiro.

Este estudo demonstrou a importância da assinatura geoquímica do zircão, traduzida principalmente em seus conteúdos de Hf e nas razões Zr/Hf, na identificação de granitos especializados em estanho. As diferenças químicas apresentadas pelos zircões das três suítes graníticas corroboram as características petrológicas, geoquímicas e de SM que permitiram a sua individualização. Análises de cristais de zircão por MEV-EDS podem, portanto, ser utilizadas na avaliação preliminar do potencial metalogenético de granitos para mineralizações de Sn e, muito provavelmente, também de outros metais.

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências e Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-GPPG da UFPA. Este trabalho é uma contribuição ao Instituto de Geociências da Amazônia-GEOCIAM (Programa INCT-CNPq/MCT/FAPESPA – Proc. 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria Granite-Greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Res.*, 187: 201-221.
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93: 215-233.
- Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3-4): 167-79.
- Kempe U., Gruner T., Renno A.D., Wolf D., René M. 2004. Discussion on Wang et al. (2000) "Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China". *Mineral. Magazine*, 64: 867-877.

- Lamarão C.N., Pinho, S.C.C., Paiva Junior, A.L., Toro, M.A. G. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim Granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 159-173.
- Santos J.O.S., Hartmann L A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, 3: 453-488.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. de. (org.) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 471-486.
- Teixeira N.P., Betencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira E.M.B. 2002. Pb-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group, south-southeast Pará-Brazil. *Precambrian Res.*, 119: 257-275.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 337-358.
- Villas R.N.N. 1999. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 393-404.

## AS MPMEs NA MINERAÇÃO PARAENSE: O SETOR DE GEMAS E JOIAS DE BELÉM

*Débora Almeida Chaves*

(NAEA/UFPA) deboralmeidachaves@gmail.com

### INTRODUÇÃO

As atividades minerais são a principal impulsionadora de resultados financeiros na economia paraense, isso decorrente dos grandes complexos industriais de capital transnacional que se concentram em determinadas regiões do estado do Pará.

Baseado nesse cenário o governo do estado do Pará depara-se com a problemática de como transformar a riqueza mineral existente no Estado do Pará em fonte de desenvolvimento local com geração de renda. Já que o cenário desenhado até então, era marcado pela extração e comercialização dos minérios *in natura* e que deixava a margem de ações governamentais pequenos produtores e as MPMEs (Micro, Pequenas e Médias Empresas) que atuavam em atividades minerais.

Fatos esses que demandaram ao governo estadual o desenvolvimento de uma política pública voltada para verticalização e diversificação da produção mineral, direcionando ações, por exemplo, para as gemas e jóias. Visto que o setor poderia contribuir na promoção de desenvolvimento regional através da criação de emprego e renda nos locais onde desenvolvem suas atividades, embora possua baixa tecnologia capacidade de organização produtiva e de comercialização, além da dificuldade de aquisição de matérias-primas oriundas de fontes locais.

Nesse sentido, este artigo irá analisar o setor de gemas e jóias de Belém, descrevendo suas características produtivas, a atuação por parte do governo do Estado do Pará destinadas ao setor em prol do desenvolvimento regional.

### METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos empregados para a obtenção de informações e dados se basearam em um levantamento documental com diversas instituições ligadas ao setor de Gemas e Jóias (tanto a nível Nacional como Estadual) como: Ministério do Desenvolvimento Indústria e Comércio Exterior (MDIC), Ministério de Minas e Energia (MME), Instituto Brasileiro de Gemas e Metais Preciosos (IBGM), Secretaria de Desenvolvimento de Ciência e Tecnologia (SECTI/PA), Secretaria de Planejamento, Orçamento e Finanças (SEPOF/PA) Instituto de Gemas e Jóias da Amazônia (IGAMA), Serviço Brasileiro de Apoio as Pequenas Empresas (SEBRAE/PA), além da realização de entrevistas com os diretores do Pólo Joalheiro de Belém e profissionais da área joalheira.

### DISCUSSÃO

Segundo Silva (1994) até 1980, o estado só exportava dois produtos minerais (bauxita e caulim), dominava a indústria extrativista com baixa visibilidade de transformação mineral, e após 1990 com enfraquecimento do oligopólio mineral há a necessidade de diversificação produtiva e tecnológica para garantir a permanência no mercado e modificar o cenário apresentado ao longo de décadas. Nesse sentido, Mathis et. al. (1997), observa que a exportação *in natura*, implica em um modelo de produção extrativista, sem condições de sustenta-se como uma atividade de exportação, pois não gera capital necessário para a expansão de outros setores da economia regional, passando a se apresentar como um modelo fracassado de alternativa econômica para o desenvolvimento. Fatos estes que contribuíram para o desenvolvimento de políticas públicas, ano de 1995, voltadas para a verticalização da mineração paraense, pois o cenário econômico do estado já não estava sendo suficiente ao desenvolvimento econômico e social esperado.

A necessidade diversificar a produção mineral demandou o desenvolvimento da política de desenvolvimento mineral do Pará, dentre suas ações destina um programa específico para setor de gemas e jóias: O Programa Estadual de Gemas e Jóias do Pará, no ano de 2002, com diretrizes para organizar, dinamizar e fomentar o setor joalheiro paraense, já que anteriormente não era possível observar nenhuma ação governamental direcionada aos MPMEs da economia mineral paraense.

Cabe observar que este setor se apresenta como um reflexo das atividades minerais e vem historicamente se organizando sob a influência direta da atividade garimpeira do ouro, especialmente localizada nas regiões do Tapajós, sul do Pará e na capital Belém, atuavam de forma isolada e

desorganizada e que nos últimos anos apresenta sua estrutura produtiva organizada em torno deste programa estadual.

A atuação do Estado tem se mostrado essencial para a consolidação deste programa, através da exoneração fiscal, políticas mercadológicas, fomento tecnológico e de design, além do apoio administrativo para a legalização de empresas e treinamentos. Quanto a isto, Souza (1993) observa que as MPMEs precisam estar articuladas com o Estado para que entre outros fatores, gerem empregos e renda, demandem mão de obra qualificada, além disso, o Estado não deve ter apenas o papel de assistir as MPMEs, pois estas não estão à margem do sistema capitalista e Arbix (2011) afirma que estas podem ser uma opção viável de desenvolvimento. E complementa Porter (1999), que as políticas [públicas] governamentais devem estar alinhadas as necessidades das empresas, embora o governo não possa criar empresas competitivas, só as mesmas podem realizar tal fato embora o papel do governo seja significativo, é, contudo imparcial.

Ademais, é perceptível que o programa apresenta processos de continuidade e descontinuidade de ações políticas no nível do estado Pará devido à mudança de governo nos últimos anos, fatos estes que geram conflitos e cooperação entre os governos do estadual e o governo federal. Como exemplo, o Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior (MDIC) e Ministério de Minas e Energia (MME) dispõem de ações estratégicas de desenvolvimento para o setor, baseado no desenvolvimento de novas tecnologias e na criação de MPMEs, entretanto essas estratégias não se articulam devidamente a nível estadual.

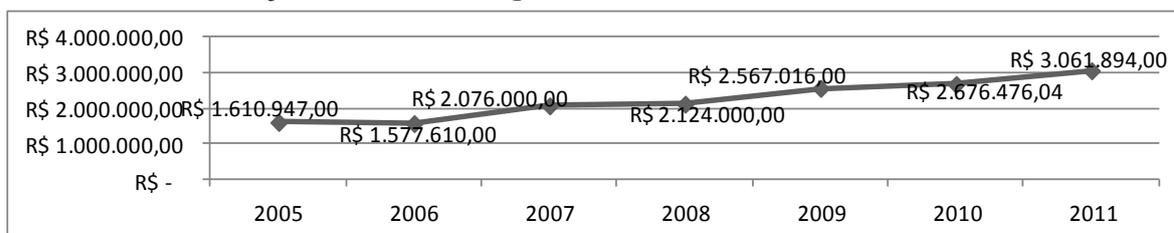
### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O processo de verticalização mineral, além trazer mudanças nas configurações produtivas da mineração, deveria também refletir nas MPMEs que também fazem parte da economia mineral do paraense, como setor de Gemas e Jóias, uma vez que cabe a esse setor agregar valor aos [alguns] minérios extraídos através do beneficiamento e comercialização de gemas lapidadas, artesanatos de pedra e jóias.

E desde a criação do Programa Estadual de Gemas e Jóias, em 2002, os resultados auferidos quanto a dados quantitativos, demonstram a forte atuação do governo estadual para consolidar a organização e fortalecer o setor de gemas e jóias. Tanto que no mesmo ano, como fomento ao setor, o governo do estado através do decreto 5375/02, concedeu isenção total do Imposto sobre Circulação de Mercadorias e Prestação de Serviços (ICMS) às transações efetuadas em toda a cadeia produtiva de jóias e artesanato mineral dentro do estado [e reduziu, de 35% para 5%, nas transações interestaduais, para maior competitividade da cadeia produtiva de jóias]. Além da inauguração de local referência no município de Belém, em comercialização, pesquisa e turismo: *Pólo Joalheiro São José Liberto* e o incremento em ações mercadológicas para a formação da marca *Jóia do Pará*.

As três últimas gestões que passaram pela administração pública estadual, mantiveram ações para o setor, isso é visível nos PPAs (Plano Plurianual) 2003-2007/2008-2011/2012-2015, no qual há ações específicas para fortalecer, dinamizar, comercializar e inovar a cadeia produtiva do setor. Entretanto quanto aos valores orçamentários repassados através da LOA (Lei Orçamentária Anual), entre os anos de 2005/2011, observa-se a estabilidade nos valores com acréscimo médio em torno de  $\pm 10\%$  ao ano, conforme os dados informados pelo governo do estado. Os valores estes considerados baixíssimos frente às demandas de tecnologia, maquinário e capacitação de pessoas necessárias para o desenvolvimento competitivo das MPMEs do setor.

**Gráfico 1. Valores Orçamentários do Programa Estadual de Gemas e Jóias do Pará (2005-2012).**



Fonte: SEPOF/PA.

Mesmo com esses valores houve o crescimento no número de MPMEs na região metropolitana de Belém, em 1999 era apenas 1 microempresa, em 2004 passou para 13 microempresas e em 2011 com 33 microempresas. E a cadeia produtiva ordenada com os seguintes quantitativos: Ourives (53), Lapidários (03), Cravadores (03), Design (39) e Microempresários (33). [lojistas, loja incubadora e os empreendedores individuais na Região Metropolitana de Belém]. O cenário este que não se difere do restante do país, já que segundo MDIC este setor é constituído basicamente de MPMEs, com um percentual de 93% do total das empresas que atuam nesse setor em todo o Brasil.

Esses quantitativos revelam a dicotomia que a mineração se apresenta no estado, embora gere grandes cifras financeiras, ainda há a carência de uma indústria joalheira, já que o setor é composto de MPMEs com produção artesanal ou semi-industrial, com baixíssima tecnologia e a cadeia produtiva se organiza de forma desarmônica e desarticulada, as matérias primas não são oriundas de fontes locais e há carência de capital humano qualificado. Embora o programa se desenvolvendo ao longo de uma década e tenham contribuído significativamente com a organização e fortalecimento do setor

Ressalta-se, então, tal política pública: o programa estadual de gemas e jóias apresenta várias contradições. Ao contrário do esperado inicialmente, o mesmo ainda não atende as reais necessidades da produção joalheira do Estado [como se comprometia na idéia seminal], pois a maioria das ações é realizada no município de Belém, enquanto que outros municípios do estado que também possuem movimentos joalheiros são atendidos de forma esporádica.

Além disso, grande parte dos produtores ainda ser informal, familiar e de produção artesanal, é mais uma evidência de que, infelizmente, as MPMEs do setor mineral não foram suficientemente beneficiadas pelas políticas implementadas pelos governos passados – embora se verifiquem alguns esforços recentes no sentido de promover uma melhor estruturação e regulação das suas atividades.

Há uma grande dependência dos recursos orçamentários do programa e falta de consciência coletiva e comprometimento por parte dos produtores e das MPMEs com as diretrizes do programa e as ações desenvolvidas em parceria com o SEBRAE/PA. Além disso, há de forma parcial a articulação com as políticas federais para as MPMEs, o que acarreta no isolamento do estado do Pará frente às ações nacionais e a redução de oportunidades a longo prazo.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, B.J. B. 2010. Pólos Produtivos de Belém e as perspectivas de APL em Parauapebas. Monografia, Curso de especialização em Planejamento do Desenvolvimento Regional, Núcleo de Altos Estudos, Universidade Federal do Pará. 64p.
- Arbix, G. 2011. Arranjos Produtivos Locais e a ação do Governo Federal no Fomento às Pequenas Empresas. Disponível em <www.ipea.org.br>. Acessado em 30 Mai 2011.
- MME. Ministério de Minas e Energia. Disponível em <www.mme.gov.br> Acesso em 25 Mai. 2011.
- MDIC. Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior. – Fórum de Competitividade do Setor de Gemas e Jóias. Disponível em <www.desenvolvimento.gov.br>. Acessado em 25 Mai. 2011.
- Chagas, C. F. 2009 Classificação da Joalheria Paraense quanto aos processos produtivos e inserção da cultura local. Trabalho de Conclusão de Curso. Bacharelado em Design. UEPA. 85 p.
- Chaves, D. A. 2011 O setor de Gemas e Jóias de Belém - Um Arranjo Produtivo Local? Artigo de Especialização em Economia Regional e Meio Ambiente. Belém, PA, Brasil: PPGE/UFPA.
- Costa, E. J. M. 2010. Arranjos Produtivos Locais, Políticas Públicas e Desenvolvimento Regional. Brasília: Mais Gráfica,
- Hartmann, L. A. Silva, J. T. (Org.) 2010. Tecnologias para o setor de Gemas, Jóias e Mineração. CTPedras Gemas e Jóias do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: IGEO/UFRGS,
- Henrique, D. C.S. 2010. Jóias do Pará: Possibilidades construtivas do Projeto de Jóias de estruturas modulares. Trabalho de Conclusão de Curso. Bacharelado em Design. Belém, PA, Brasil, UEPA, 95 p.
- IBGM. Instituto Brasileiro de Gemas e Metais Preciosos Informações setoriais. Perfil / Grandes números. O setor de gemas e metais preciosos em grandes números 2004/2007/2008. Disponível em: <www.ibgm.com.br>. Acessado em 25 Jun. 2011.
- IBGM. Políticas e Ações para a Cadeia Produtiva de Gemas e Jóias. Hécliton Santini Henriques, Marcelo Monteiro Soares (coords.). – Brasília: Brisa, 2005.
- IGAMA. Instituto de Gemas e Jóias da Amazônia. Espaço São José Liberto. Disponível em <www.saojoselibertoigama.blogspot.com>. Acessado em 25 Jun. 2011.

- Mathis, A.et.al.1997. Riqueza Volátil: a mineração de ouro na Amazônia. Belém: CEGUP.
- Monteiro, M. A. Meio século de mineração industrial na Amazônia e suas implicações para o desenvolvimento regional. Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/ea/v19n53/24088.pdf>. Acesso em 10 Out. 2011.
- PARÁ, Secretária Executiva de Ciência e Tecnologia e Meio Ambiente. Diagnóstico do setor joalheiro do Estado do Pará: Belém, Ananindeua e Marituba. Belém, SECTAM/PPTA, 2002.
- PARÁ, Secretária Executiva de Ciência e Tecnologia e Meio Ambiente Plano Diretor Joalheiro do Estado do Pará: Proposta de viabilização. SEICOM, 1996.
- PARÁ, Secretária Executiva de Ciência e Tecnologia e Meio Ambiente. Secretaria de Desenvolvimento, Ciência e Tecnologia. Disponível em <[www.seduct.pa.gov.br](http://www.seduct.pa.gov.br)> Acessado em 25 Mai. 2011.
- Silva, M. A. R. A mineração no Pará: Elementos para uma estratégia de desenvolvimento regional. Governo do Estado do Pará: SEICOM, 1994.

## POTENCIALIDADE PARA ROCHA ORNAMENTAL DO FÁCIES SUBVULCÂNICO NA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA, ESTADO DE RONDÔNIA

*Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza<sup>1</sup>; Manoel Augusto Correa da Costa<sup>1</sup>  
Gil Barreto Trindade Netto<sup>1</sup>; Alex França Lima<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Porto Velho/RO – edgar.iza@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

O Estado de Rondônia atualmente é o maior exportador da Amazônia no que diz respeito a rochas graníticas utilizadas com fins ornamentais, (base aliceweb - MDIC). Entretanto sua real potencialidade não está perfeitamente dimensionada especialmente devido a falta de investimentos e incentivos fiscais. A significativa ausência de trabalhos geológicos prospectivos relacionados ao tema também contribui para justificar o limitado portfólio atual de apenas 17 materiais existentes no Estado de Rondônia.

Embora a potencialidade do estado esteja subdimensionada, a ocorrência de rochas com potencial para uso ornamental é significativamente importante em litotipos associados ao Complexo Jamari, Grupo Nova Brasilândia, Suíte Intrusiva Rio Pardo, Suíte Intrusiva Rondônia e especialmente a Suíte Intrusiva Serra da Providência.

### OBJETIVOS

A Suíte Intrusiva Serra da Providência não possui até o presente momento associações metalogenéticas economicamente viáveis, contudo seu potencial para fins ornamentais é destacado por diversos autores, tais como, Silva (1996), Aguiar et. al. (2005), Quadros et al. (2007), Melo et al. (2011), Figueiredo (2012). O objetivo aqui é destacar o potencial da porção sul do batólito Serra da Providência, cartografado nos trabalhos de campo das Folhas Ji-Paraná (1.100.000) e Presidente Médici (1.250.000) pelo Serviço Geológico do Brasil, (CPRM). A ideia é ampliar o conhecimento geológico fornecendo informações cartográficas, topográficas, modo de ocorrência, características tecnológicas e petrográficas, acessos, etc. que possam de alguma forma contribuir para futuros trabalhos de mapeamento de detalhe.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de identificação, seleção do alvo e levantamento do potencial para fins ornamentais desenvolveram-se concomitantemente as etapas de mapeamento geológico das folhas Ji-Paraná (SC.20.Z.A.VI), Presidente Médici (SC.20.Z.C) e ainda durante as atividades realizadas pelo projeto Atlas de Rochas Ornamentais da Amazônia Brasileira, Mello (2011).

A fase preliminar contou com a avaliação das imagens de radar (SRTM) e de satélite com auxílio de ferramentas de sistema de informação geográfica e sensoriamento remoto, onde foram identificados os aspectos estruturais, unidades geomorfológicas, drenagens, relevo, vegetação, etc. Os dados de aerogeofísica foram disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e permitiram individualizar alguns domínios gamaespectrométricos de forma que cada unidade foi caracterizada de acordo com seu conteúdo de radioelementos. A etapa seguinte correspondeu aos trabalhos de mapeamento geológico e coleta sistemática de amostras com o intuito de cartografar e delimitar possíveis fácies com potencial para rochas ornamentais. Nesta etapa foram ainda realizados os ensaios tecnológicos e petrográficos com o objetivo de se conhecer e determinar as aplicações mais adequadas para o material. Na etapa final foi gerado um mapa na escala 1.100.00 onde foi evidenciado o limite da fácies com potencial para utilização como rocha ornamental.

### SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA

A suíte Intrusiva Serra da Providência é constituída por sienogranitos a monzogranitos, equigranulares a porfiriticos por vezes com textura rapakivi. Nos domínios do batólito Serra da Providência são descritos ainda piterlitos e viborgitos com ocorrências mais restritas. Rizzotto et al. (1995b) incluíram na unidade corpos de gabro, charnockito e mangerito. Quadros et al. (2007) sugerem que o magmatismo Serra da Providência foi episódico e possivelmente perdurou por período superior a 50 Ma. A fase mais antiga seria representada por um biotita sienogranito porfiritico com idade U-Pb de

1606 ± 24 Ma, já a fase final do magmatismo seria representada pelo quartzo-sienito do Maciço União com idade de 1532 ± 5 Ma, Bettencourt et al. (1999).

Em termos ornamentais o que chama atenção nesta unidade são principalmente as associações com quartzo azul observadas na região de Machadinho D'Oeste (RO), especialmente as relacionadas aos charnockitos e sienogranitos, na porção centro-norte do batólito Serra da Providência e nas subvulcânicas na porção sul do mesmo. No caso específico das subvulcânicas a textura com matriz afanítica de cor preta e pórfiros centimétricos de feldspatos por vezes associados ao quartzo azul conferem um padrão estético impar indicando um bom potencial para rocha ornamental.

## RESULTADOS

A avaliação dos dados aerogeofísicos não contribuíram diretamente para a delimitação da fácies subvulcânica. Entretanto, colaborou para a delimitação de outras fácies adjacentes especialmente aqueles quimicamente mais evoluídos. Em campo, a fácies subvulcânica mostra invariavelmente uma transição para outra fácies de composição sienogranítica granofírica e granulação fina a média. A dificuldade para a delimitação precisa da fácies com apoio da geofísica pode estar relacionada exatamente a esta transição gradacional e a similaridade composicional entre ambas as fácies supracitadas.

No geral os trabalhos de mapeamento geológico permitiram delimitar pelo menos 8 fácies na porção sul do batólito Serra da Providência. Dentre eles destacam-se duas fácies com potencial para uso como rocha ornamental: a primeira, ainda inédita, é equigranular fina a média de coloração avermelhada que poderá ser lavrado como “material de batalha” e não será discutido neste trabalho. Já a segunda constitui-se numa rocha subvulcânica ácida (riolitos porfíricos, eventualmente dacitos, biotita microgranitos porfíricos), isotrópica a foliada (milonitizados, metamorfisados em fácies anfíbrito inferior). A rocha possui matriz afanítica preta onde se destacam cristais centimétricos (1 a 1,5 cm) de k-feldspato eventualmente com textura rapakivi e subordinadamente plagioclásio, ambos dispersos na matriz. Em alguns setores observa-se a ocorrência de quartzo azul centimétrico. O mapeamento geológico mostrou que a fácies possui duas áreas principais de ocorrência. A primeira localizada na porção centro-leste da área onde dominam os litotipos isotrópicos. Neste setor a fácies possui cerca 76 km de comprimento por 2 km de largura média. O relevo é proeminente com cotas de até 300m onde predominam morros por vezes associados a matacões de tamanhos variados. A exposição do maciço rochoso é comum em especial nas encostas dos morros. O acesso a área se dá principalmente por estradas secundárias em grande parte não pavimentadas. Na porção centro-oeste da área ocorre a fácies milonitizada. Neste setor a rocha possui trama foliada e aflora como pequenos lajedos em geral associados a margens de rios e nas demais áreas ocorre comumente saprolitizado. Neste setor a fácies possui 38 km de comprimento e 5 km de largura média e as cotas não ultrapassam os 200 m.

Mello et al. (2011), no Atlas de Rochas Ornamentais da Amazônia denomina este material como “Estrela do Norte”. Os ensaios tecnológicos apresentados pelos respectivos autores mostram que o material não possui nenhuma restrição de uso, sendo adequado para uso em pisos e paredes externas e internas, (figura 01). Vale destacar que entre os 19 materiais do Estado de Rondônia analisados por Mello et al. (2011) apenas dois não possuem restrições de uso, sendo um deles o “Estrela do Norte”.

No que diz respeito aos acessos destaca-se a RO 480 (linha 129) e a RO 133 (Linha 82) que atualmente encontram-se totalmente asfaltadas. Destaca-se ainda a RO-472 (linha 94) que apesar de ser um acesso não asfaltado possui boas condições de tráfego. Todos estes acessos ligam a cidade de Ji-Paraná a porção leste da fácies e permitem excelentes condições de acesso a carros e caminhões. Estudos futuros são necessários para determinar com precisão a área de maior incidência de quartzo azul o que contribuirá para uma maior penetração do produto no mercado nacional e internacional. Até o momento não há registros de ocorrência de rochas com características texturais e petrográficas similares em outras partes do estado o que pode ser um fator positivo no que diz respeito a exclusividade do produto na região.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em termos ornamentais o material denominado “Estrela do Norte” possui excelente potencial para rocha ornamental. A infraestrutura existente hoje no Estado de Rondônia e sua proximidade com a sede do município de Ji-Paraná, atualmente, maior produtor de rochas ornamentais do Estado de Rondônia e um dos 3 (três) maiores exportadores da Amazônia, permite destaca-lo no portfólio do Estado de Rondônia. O município de Ji-Paraná conta hoje com pelo menos 2 (dois) teares em funcionamento e uma linha de ladrilhos, fato este que credencia o município a desenvolver-se no setor de rochas ornamentais e

absorver a produção de eventuais novas frentes de lavras. A área total de ocorrência do “Estrela do Norte” é de aproximadamente 520 km<sup>2</sup>. Esta área envolve tanto a porção leste da ocorrência (isotrópica) quanto a porção oeste (foliada). Em princípio o material com maiores chances de penetração no mercado de rochas ornamentais seria o material isotrópico que possui uma área aproximada de 270 km<sup>2</sup>. Vale destacar que a distância desta fácies até a cidade de Ji-Paraná, onde estão localizados os teares, é de apenas 25 km.

Os parâmetros tecnológicos apresentados por Mello et al. (2011) contribuem para ratificar a qualidade do material deixando, evidente seu uso irrestrito como rocha ornamental.

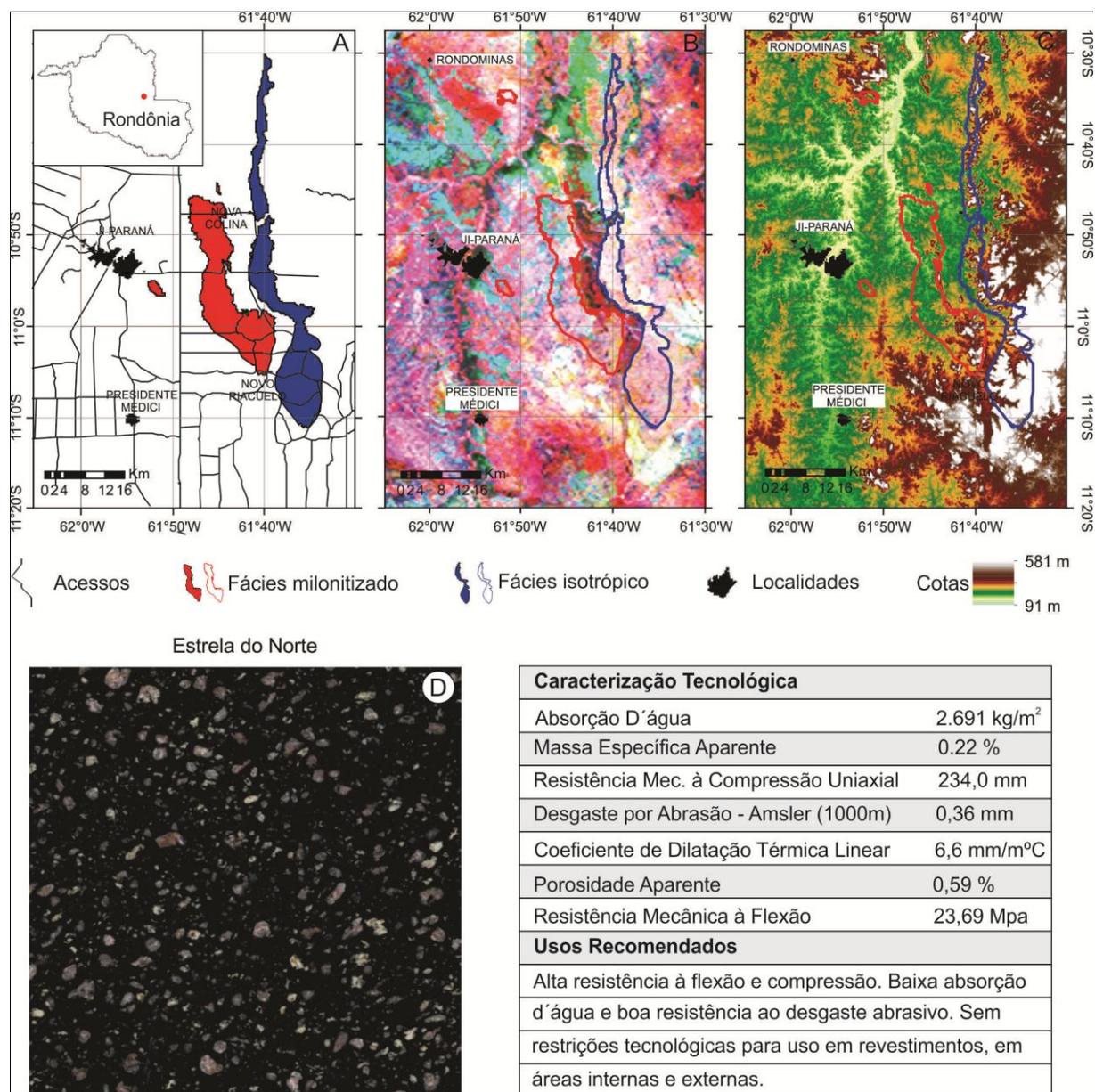


Figura 1 – A) Localização do fácies e respectivos acessos. B) Aerogamaespectrometria (ternário U, Th, K) e respectivas áreas de ocorrência da fácies subvulcânica. C) Relevo (SRTM) da área. D) Aspecto geral da fácies subvulcânica isotrópica denominada comercialmente de “Estrela do Norte” e respectivos dados tecnológicos (Mello et al. 2011).

## REFERÊNCIAS

- Aguiar, A.B; Barros, M.A.S; Mamoré, I.S; (2005). Caracterização Petrográfica e ensaios tecnológicos de granitos do Estado de Mato Grosso. Anais do IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia.
- Bettencourt, J. S; Tosdal, R.M; Leite JR, W.B; Payolla, B.L. (1999) Mesoproterozoic rapakivi granites of

- the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v.95, p.41-67.
- Figueiredo, E.R.H.I (2012). Panorama de Rochas Ornamentais do Estado de Rondônia. Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. São Paulo.
- Mello, I.S.C; Filho, C.C; Chiodi, D.K. (2011). *Atlas de Rochas Ornamentais da Amazônia Brasileira*. Projeto Consolidação e Sustentabilidade da Produção de Rochas para Revestimento na Construção Civil da Região Amazônica. CPRM - São Paulo/SP. 300p.
- Quadros, M.L. do E.S.; Rizzotto, G.J. (Orgs.). Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia-escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 2007. 116 p. Progr Geologia do Brasil.
- Rizzoto, G.J. et al. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência Rapakivi granite-Rondônia, Brazil. In: Dall'Agnol, R.; Macambira, M.J.B.; Costi, H.T. (Eds.). Symposium on Rapakivi granites and Related Rocks, 1, 1995, Belém. Abstracts Volume. elém: Center for Geosciences. University Federal of Para, 1995. p. 67.
- Silva, C.R; Chieregati, L.A; Souza, R.S. (1996). *Rochas Ornamentais do Estado de Rondônia*. Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador. v5.

## CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E TIPOLOGICA DOS ZIRCÕES DO GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS, PROVÍNCIA CARAJÁS

Fabricia Silva de Sousa - [fabsilva26@yahoo.com.br](mailto:fabsilva26@yahoo.com.br); Sybelly Kelly Lima da Cunha - [sybelly18@yahoo.com.br](mailto:sybelly18@yahoo.com.br);  
Gilmaria Regina Lima Feio – [gilmara@ufpa.br](mailto:gilmara@ufpa.br)

Faculdade de Geologia, campus de Marabá, Universidade Federal do Pará

### INTRODUÇÃO

O zircão apresenta morfologia externa e interna extremamente variável, que refletem a história geológica do mineral, em especial os episódios de cristalização magmática ou recristalização metamórfica deformação superimposta causados por pressão e expansão do volume interno, causados por metamictização e alteração química (Corfu et al. 1984). A sua principal característica - estabilidade química elevada – aliada a presença de elementos traços (Hf, Th, U, Ca, ETR) tem permitido avanços importante na distinção de fonte e estudos de proveniência (Hoskin & Ireland, 2000). O presente trabalho apresenta as características morfológicas e tipológicas do zircão do gnaiss granítico Bom Jesus, baseado em imagens de catodoluminescência (CL) e elétron retroespalhado (ERE), bem como utiliza dados químicos semiquantitativos com intuito analisar as variações dos elementos químicos dentro dos cristais.

### GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás, segmento Arqueano do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004, Santos et al. 2000), é dividida em dois domínios: (a) Rio Maria (3.0-2.86, Rolando & Macambira 2003; Almeida et al. 2011) e (b) Carajás (3.0-2.73 Ga, Dall’Agnol et al. 2006, Vasquez et al. 2008). No domínio Carajás, foi individualizado o subdomínio de transição (Dall’Agnol et al. 2006, Feio et al. 2013) – embasamento da Bacia Carajás. Na área de Canaã dos Carajás foi individualizado vários granitóides arqueanos intensamente deformados e que foram datados por Feio et al. (2013), entre eles o Gnaiss granítico Bom Jesus.

O Gnaiss granítico Bom Jesus é formado por Biotita leucosienogranito intensamente deformado e metamorfisado com evidências de anatexia. Geoquimicamente, apresenta afinidade com os granitos cálcico-alcálicos fracionados com altas razões La/Yb e Sr/Y (Feio et al. 2013).

Os estudos geocronológicos efetuados em três amostras do Gnaiss Bom Jesus forneceram idades muito variáveis e de difícil interpretação (3.0 Ga, 2.95 Ga, 2.93 Ga, 2.85 Ga e 2.83 Ga, Feio et al., 2013).

### METODOLOGIA

A separação dos cristais de zircão envolveu o método clássico de separação de minerais pesados (trituração, pulverização, elutriação, separação magnética e aplicação de bromofórmio). Os cristais de zircão foram separados nas frações 250-180µm, 180-125µm e 125-75µm. Após esta etapa, os cristais organizados em mounts foram polidos para posterior análise em MEV. Elementos como O, Si, Zr, Hf, Ce, Nb, Y, Th, U, Ba e Ca, foram analisados tanto nas bordas quanto nos núcleos.

### RESULTADOS

#### Morfologia do zircão no Gnaiss Bom Jesus

##### Fração 250-180µm

Esta fração compreende cerca de 10% dos cristais do gnaiss Bom Jesus. 17 cristais foram analisados tanto por CL quanto por EDS. O zircão desta fração apresenta características morfológicas complexas. Muitos cristais exibem distinção entre borda e núcleo e inclusões de xenocristais. De modo geral, as bordas dos cristais apresentam moderada CL e exibem formas subédricas, comumente subarredondas e núcleos euédricos com alta CL. Cristais encontram-se intensamente fraturados tanto na borda quanto no núcleo.

##### Fração 180-125µm

A maior parte dos cristais de zircão (60%) do Gnaiss Bom Jesus é da fração 180-125µm. Para o estudo morfológico, 37 cristais de zircão foram analisados por catodoluminescência (CL) e 19 deles foram selecionados para obtenção de análises química semiquantitativas por EDS. Os zircões ocorrem de duas formas distintas: (a) cristais com núcleo e borda bem definidos; o núcleo é euédrico a subédrico e apresenta mais alta CL e zoneamento magmático característico, às vezes é possível observar núcleos arredondados

com inclusão de apatita e com alta CL. O tamanho dos núcleos é da ordem de 50µm de largura e 100µm de comprimento. Já as bordas apresentam formas anédricas a subédricas.

#### Fração 125-75µm

Cerca de 30% dos cristais de zircão do Gnaiss Bom Jesus são desta fração. 18 cristais foram selecionados para análise por MEV. Os cristais (a) apresentam núcleos subédricos a euédricos, ligeiramente arredondados com zoneamento oscilatório marcante e alta CL. A borda dos cristais são subédricas e subarredondadas. Fraturas ocorrem com frequência; (b) cristais subarredondados com baixa a moderada CL e zoneamento oscilatório. Em ambos os tipos, observa-se zonas ou cristais inteiramente alterados pela metamictização ou subarredondados e CL mais baixa, provavelmente são zonas de sobrecrecimento. O zoneamento é ausente ou incipiente. Fraturas são comuns, em especial se desenvolve da borda para o centro dos cristais. Ambos, borda e núcleo apresentam inclusões de apatita. Alguns cristais mostram zonas metamícticas entre o núcleo e a borda dos cristais; (c) cristais euédricos a anédricos homogêneos sem distinção de borda e núcleo com 100µm de largura e 180µm de comprimento, com incipiente desenvolvimento de zoneamento e de baixa a moderada CL.

#### Metamictização

Os zircões do Gnaiss Bom Jesus mostram processos de metamictização (transição do estado cristalino para um estado aperiódico ou amorfo, devido a decaimento radioativo de U e Th presentes, ou seja, possui áreas ricas em U). A coloração escurecida dos vazios (baixa CL) ocorre devido ao alto conteúdo de elementos traço, que expande ocasionando fraturas. Quando analisados por EDS, as zonas metamícticas apresentam os mais altos conteúdos de Ca, Hf e U e menor de Zr.

#### Composição química e razão Th/U

A razão Th/U tem sido empregada para distinguir zircão formado em ambiente ígneo, metamórfico ou hidrotermal (Rubatto, 2002). Geralmente, a razão Th/U de zircão ígneo é  $> 0.5$ , enquanto que zircão metamórfico apresenta razão muito baixa, inferior a 0.07. Neste trabalho, utilizamos dados de MEV, para comparar entre porções do zircão aparentemente bem preservadas com outras recristalizadas ou alteradas por processos subsolidus ou metamictizados. Obviamente que o uso da razão Th/U é tomado com cautela, uma vez que os dados foram obtidos por MEV.

Os zircões analisados das três frações de zircão (250-180µm; 180-125µm e 125-75µm) apresentam comportamento muito similar. De modo geral, o núcleo com alta CL apresenta moderada a alta razão Th/U entre 0.5-1.0 e baixos teores de Ca entre 0.05 - 0.09; Já a borda exibe baixos valores de Th/U e mais altos conteúdos de Ca. Esta característica é ainda mais marcante em zonas metamícticas ou próximos a fraturas, porções em que os cristais de zircão exibem baixíssima CL. Os xenocristais apresentam alta razão Th/U  $> 0.5$  e baixo conteúdo de Ca.

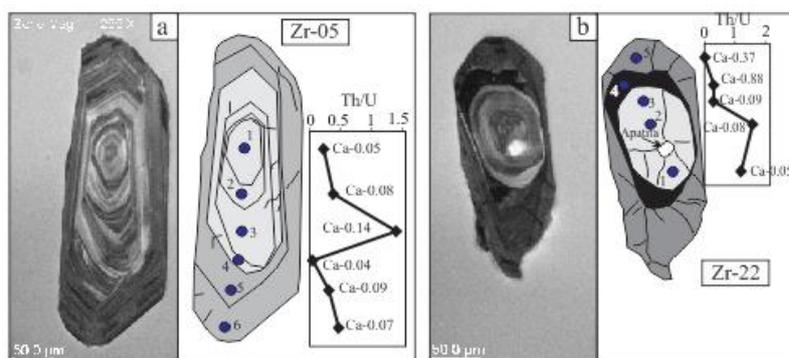


Figura 1 – Características morfológicas do zircão do gnaiss Bom Jesus; (a) zircão com zoneamento oscilatório bem definido; (b) zircão com xenocristal no núcleo com borda de sobrecrecimento.

#### DISCUSSÃO

Os zircões do Gnaiss Bom Jesus apresentam xenocristais no núcleo e bordas de sobrecrecimento como a principal característica morfológica dos cristais. Além disso, grande parte dos cristais encontra-se

intensamente fraturados e metamitizados. A presença de xenocristais indica pelo menos dois períodos de cristalização/recristalização dos cristais de zircão.

O gnaisse Bom Jesus apresenta composição de granito cálcico-alcálico peraluminoso, mas são rochas intensamente deformadas e metamorfizadas, inclusive com evidências de anatexia. Provavelmente, as variações texturais, morfológicas e químicas (diferenças nas razões Th/U e nos teores de Ca, U, Si e Zr) refletem as etapas de cristalização e/ou recristalização dos cristais no decorrer da história evolutiva complexa desta unidade.

## AGRADECIMENTOS

Aos professores do Laboratório de Geologia Isotópica (JML e CAVM) e microscopia eletrônica de varredura (CNL) do Instituto de Geociências (IG-UFPA) pelo suporte técnico; a UFPA/CNPq por concessão de bolsas de IC (PIBIC-UFPA interior de SKLC, FSS); a aluna Sybelly Kelly Lima da Cunha, na realização do trabalho inicial. Este trabalho é uma contribuição para o INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM; CNPq/MCT/FAPESPA – Processo no 573733/2008-2) e Caracterização dos granitóides Arqueanos da região de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução da Província Carajás (CNPQ – Processo 483330/2012-4).

## REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology and geo-chemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 187, 201–221.
- Corfu F, Ayres LD (1984) U-Pb ages and genetic significance of heterogeneous zircon populations in rocks from the Favourable Lake area, northwestern Ontario. *Contrib Mineral Petrol* 88:86-101
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. (Eds.), *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPA-SBGNO, pp. 99–150 (Volume and Field Trip Guide).
- Feio, G.R.L., R. Dall'Agnol, E.L. Dantas, M.J.B. Macambira, J.O.S. Santos, F.J. Althoff & J. E.B. Soares, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227: 157-185.
- Hoskin PWO, Ireland TR (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology* 28:627-630
- Rubatto D (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184: 123-138
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 3, 453-488.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M., 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471-486 (in Portuguese).
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*, 328p.

## QUANTIFICAÇÃO DE FASES DOS PRODUTOS DE BENEFICIAMENTO DO SISTEMA DE MINÉRIO DE FERRO AMAPÁ. APLICAÇÃO DO MÉTODO DE RIETVELD

F. B. Silva<sup>1</sup>, O. J. C. Fernandez<sup>2</sup>, M. M. Tavares<sup>3</sup>, T. H. F. D. Ferrão<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará

<sup>2</sup> Martin-Luther-Universität Halle-Alemanha

<sup>3,4</sup> Universidade Federal do Pará

e-mail: silva.felipebarros@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O projeto de exploração de minério de ferro desenvolvido pela empresa Anglo Ferrous Amapá Ltda está localizado no município de Pedra Branca do Amapari (Figura 1) (Oliveira 2010), em uma área de 5,469 hectares e suas reservas estão estimadas em torno de 318 milhões de toneladas de ferro, com uma perspectiva de vida útil da mina próxima de 20 anos.



Figura 1- Mapa de localização do projeto de extração de minério de ferro da Anglo Ferrous Amapá Ltda 1) Mina de Pedra Branca, 2) Ferrovia para o porto de Santana e 3) Porto de Santana (Fonte: Anglo Ferrous Brazil)

O depósito, do distrito mineiro do Amapari, é composto por três minas denominadas Martelo, Taboca e Vila do Meio e sua mineralização é hospedada por uma formação bandada de minério de ferro de óxido e fases silicatadas.

A planta de beneficiamento da empresa Anglo Ferrous Amapá é composta por quatro processos de concentração, sendo jigagem (sinter feed), concentração em espirais, flotação (pellet feed) e concentração por via magnética.

O interesse econômico dos minérios de ferro depende da sua composição mineralógica, associados com os minerais de ganga, que na prática é avaliado através de análises químicas e, em menor escala, de análises mineralógicas em estudo mais abrangente (Jones, 1987), assim este trabalho teve como finalidade desenvolver estudos de quantificação de fases sobre os produtos de beneficiamento da mina Pedra Branca do sistema de minério de ferro Amapá, usando o método de Rietveld, o qual pode auxiliar rapidamente com informações mineralógicas e devidamente quantificadas nas diversas operações unitárias da usina.

### MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras de concentrados e rejeitos usados no presente trabalho estão representadas na tabela 1.

Tabela 1- Amostras de acordo com sua procedência dos produtos de beneficiamento de minério de ferro.

Amostra	Procedência	Amostra	Procedência
<b>CJIG</b>	Concentrado da Jigagem	<b>REJIG</b>	Rejeito da Jigagem
<b>CFLOT</b>	Concentrado da Flotação	<b>REJFLOT</b>	Rejeito da Flotação
<b>CESP</b>	Concentrado dos Espirais	<b>RESP</b>	Rejeito dos Espirais
<b>CMAG</b>	Concentrado do Magnético	<b>RMAG</b>	Rejeito do Magnético

A identificação de fases foi realizada por difração de raios X pelo método do pó. A preparação, preenchimento e prensagem do pó no porta amostra, foi feito pelo método *back-loading* (método do encosto). Os equipamentos utilizados na identificação foram o difratômetro Philips PW 1050, do Laboratório de Caracterização de Materiais do IFPA e PW 3050/60 com sistema *X' PERT PRO MPD* da *PANalytical*, do Instituto de Geociências da UFPA, ambos com anodo de cobre e fenda de divergência fixa. A varredura foi realizada de forma contínua em um intervalo de 10 a 75°2θ com tamanho do passo angular de 0,017°2θ e tempo por passo de 30,3680s na configuração do gerador de 40 KV e 30mA.

Para refinamento do difratograma observado foi utilizada a interface FULL, desenvolvida por Scheller (2012) do software FullProf de Rodriguez-Carvajal (2001), com a base de dados para estruturas cristalinas do ICSD (*Inorganic Crystal Structure Database*).

Os parâmetros refinados foram *background*, deslocamento da amostra, fator de escala, dimensões da cela unitária, parâmetros do perfil (desativados os campos *Eta*, *V*, *W*) e textura.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

O conjunto de todas as fases identificadas compreende à hematita como fase predominante nas amostras de produtos concentrados, assim como, goethita e magnetita como minerais de minério, bem como o quartzo como fase predominante nos rejeitos dos processos, isto é dos minerais de ganga, assim como, a gibbsita. Por vezes há presença de caulinita em algumas das amostras.

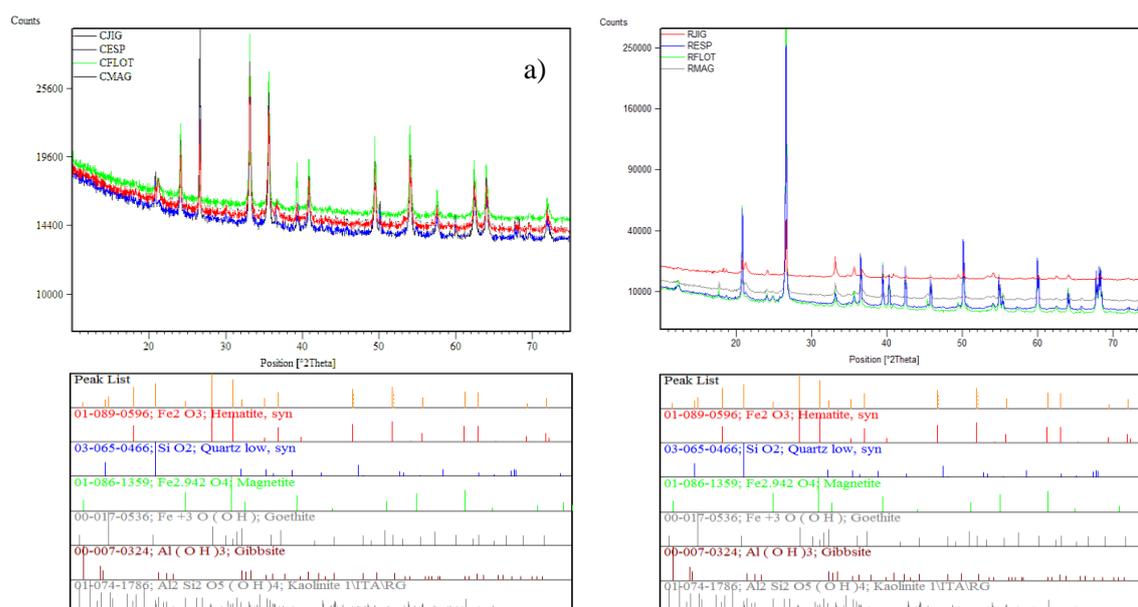


Figura 3- Difratogramas com os padrões ICDD: a) produtos concentrados e b) rejeitos

Realizado o refinamento pelo método de Rietveld, os resultados mostram que a concentração por flotação mostra maiores quantidades de mineral minério - hematita com 82,4% (tabela 2). Os concentrados

pela via magnética, espiral e jigagem, mostram quantidades de hematita com 79,2%, 67,2% e 60,8% respectivamente. Os rejeitos, mostram quantidades do mineral de minério, bastante elevados (21,6 %) no concentrado por jigues, sugerindo que as fases de ferro ainda falta por liberar na cominuição. Já os outros processos mostram quantidades menores a 3,5 %. Assim a flotação mostra-se com maior quantidade de hematita, sugerindo liberação de partículas que favorecem sua separação.

Tabela 2: Concentrações de hematita e fatores de convergência dos produtos concentrado e rejeito dos processos do sistema de minério de ferro Amapá.

Amostra	Hematita (%)	GoF	RBragg
CJIG	60,8	1,2	3,4
CESP	67,2	1,5	7,4
CFLOT	82,4	1,5	4,6
CMAG	79,2	1,4	7,5
RJIG	21,6	1,3	3,9
RESP	2,8	4,1	14,4
RFLOT	3,5	5,9	25,8
RMAG	3,5	3,8	9,8

Os refinamentos possuem bons indicadores estatísticos, sendo o GoF, menores a 1,5 para os concentrados. O mesmo acontece com o RBragg, com indicadores menores a 10. Esses dados sugerem que o refinamento pode ser usado como apoio analítico na quantificação de fases.

## CONCLUSÕES

Os minerais de minério nos produtos de beneficiamento do sistema de ferro Amapá compreendem hematita, goethita e magnetita, o primeiro é a fase predominante nos produtos concentrados. Os minerais de ganga nos rejeitos são o quartzo, gibbsita e caolinita, sendo o primeiro o predominante.

Com o refinamento dos parâmetros cristalinos pelo método de Rietveld, foram obtidos bons indicadores estatísticos sendo o GoF, menores a 6. Foram obtidas quantidades de hematita de 82,4%, 67,2%, 60,8% e 79,2%, no *pellet feed* da flotação, no concentrado por espirais, *sinter feed* da jigagem e no concentrado por via magnética, respectivamente. O método se mostrou eficiente e pode servir para auxiliar rapidamente com informações mineralógicas e devidamente quantificadas nas diversas operações unitárias da usina.

## REFERÊNCIAS

- Jones, M. P. Applied Mineralogy: A Quantitative Approach. Norwell, USA, Graham and Trotman Ltd., 1987.
- Oliveira, M. J. Diagnostico do Setor Mineral do Estado do Amapá. Instituto de pesquisas científicas e tecnológicas do estado do Amapá. IEPA, Macapá, 2010.
- Rodriguez-Carvajal, J. "Recent Developments of the Program FULLPROF", Commission on Powder Diffraction (IUCr). *Newsletter* (2001), 26, 12-19. Disponível em: <<http://journals.iucr.org/iucr-top/comm/cpd/Newsletters/>>
- Scheller, T. O Método Rietveld: Fundamentos Teóricos e Aplicação Usando o Programa FullProf. Apostila. Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará. 24 p. 2012.

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS, MINA PEDRA BRANCA DE AMAPARI, AMAPÁ

Hanna Paula Sales Paiva<sup>1</sup>, Raimundo Netuno Nobre Villas<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Pará

<sup>2</sup>Faculdade de Geologia - Universidade Federal do Pará

### INTRODUÇÃO

Os depósitos de ferro de origem sedimentar apresentam uma ampla distribuição geográfica e foram gerados em todas as épocas geológicas (Bekker *et al.* 2010). Dentre eles, as Formações Ferríferas Bandadas (FFB) revelam idade exclusivamente pré-cambriana e têm grande importância econômica, já que constituem as maiores reservas de ferro do globo terrestre. Trata-se de rochas laminadas, em que bandas ricas em minerais do grupo da sílica, normalmente quartzo, se alternam com bandas ricas em óxidos, carbonatos ou silicatos de ferro.

No Brasil, os mais expressivos depósitos de ferro derivam de formações ferríferas bandadas e encontram-se no Quadrilátero Ferrífero (MG), na Província Carajás (PA) e no distrito de Urucum (MT). Depósitos de menor expressão ocorrem em várias localidades, comumente hospedadas em sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares paleoproterozoicas. No Amapá, merecem destaque os depósitos ferríferos do município de Pedra Branca do Amapari, onde está localizada a mina de propriedade da Anglo American, a aproximadamente 200 km a NW de Macapá.

As FFB que ocorrem nessa mina pertencem à Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN), uma das unidades litoestratigráficas do Escudo Guianense, a qual se dispõe em faixas alongadas na direção NW-SE, com mergulhos subverticais geralmente para NE, estando geralmente associada a zonas de cisalhamento de natureza rúptil a dúctil. Esta suíte está assentada discordantemente sobre o Complexo Guianense e consiste em uma sequência supracrustal vulcanossedimentar paleoproterozoica, que foi metamorfisada na fácies xisto-verde a anfíbolito. É constituída por rochas metavulcânicas e metaplutônicas (máficas e ultramáficas), rochas a cordierita-antofilita e a quartzo-clorita, além de FFB (tipos óxido e silicático) e rochas metassedimentares clásticas de derivação continental, a exemplo de quartzitos, xistos pelíticos e metagrauvas. Esta suíte encontra-se cortada por intrusões graníticas e sieníticas tardi-orogênicas, o que gerou metamorfismo de contato em diversas rochas da sequência (Faraco, 1997). Próximo à área da mina, ocorre o granito peraluminoso Itajobi de idade  $1993 \pm 13$  Ma (Jean-Michel Lafon, comunicação pessoal).

### MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

As amostras estudadas provêm de afloramentos e de testemunhos de furos de sondagem executados na área da mina e arredores, das quais foram confeccionadas 18 lâminas delgadas para exame petrográfico, sendo dez de FFB e oito de rochas a elas associadas. As proporções modais dos minerais foram estimadas visualmente.

O refinamento petrográfico foi feito com microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS), que também forneceu dados químicos semiquantitativos de minerais selecionados. Foi também empregada a técnica de difração de raios-X para identificação de minerais que não puderam ser reconhecidos pelos métodos ópticos convencionais. A composição química (elementos maiores) das amostras descritas petrograficamente foi determinada por fluorescência de raio-X, usando-se disco fundido a 1000° C por 10 minutos.

Todos esses dados foram obtidos em laboratórios do Instituto de Geociências da UFPA.

### RESULTADOS

Foram identificados vários litotipos, porém três deles são dominantes na área de estudo: 1) FFB; 2) xistos; e 3) rochas calciossilicáticas.

- **Formações Ferríferas Bandadas**

Foram reconhecidas FFB dos tipos óxido (itabiritos) e silicático, este último caracterizado pela presença de anfíbolio como importante constituinte mineral.

✓ **Itabiritos**

Este litotipo exhibe bandas claras com espessura variável (0,1 - 2,0 cm), granulação fina a média e composição dominada por quartzo (50-55%), que se alternam com bandas escuras de espessura entre 0,1 e 1,0 cm, granulação fina a média e composição dominada por hematita e magnetita (40-45%). Em ambas as bandas os minerais se dispõem em arranjo granoblástico. As principais fases acessórias são epidoto, espinélio, apatita e zircão. Localmente, vênulas discordantes de quartzo cortam essa rocha.

Quimicamente, os itabiritos são essencialmente constituídos por  $\text{SiO}_2$  (37,8 a 46,5%) e  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  (51 a 61,7%), mas contêm proporções subordinadas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,2 a 1,3%) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (<0,10 a 0,2%). A variação desses componentes reflete as diferentes quantidades dos minerais e é mais pronunciada nas amostras com maior contraste de espessura entre as bandas claras e escuras. Como epidoto e espinélio são minerais acessórios, é muito provável que o Al esteja também contido na magnetita/hematita em substituição ao  $\text{Fe}^{+3}$ .

✓ **FFB com anfibólio**

Nesta variedade de FFB, bandas de coloração cinza escuro com até 2,5 cm de espessura e granulação média, compostas essencialmente por hematita e/ou magnetita, se alternam com bandas claras, via de regra mais espessas e de granulação fina, constituídas de quartzo e cummingtonita associados a pequenas quantidades de óxidos de Fe. Localmente, as bandas claras exibem granulação grossa com cristais alcançando dimensões de até 0,5 cm. A composição modal acusa 40-45% (hematita e magnetita), 45-50% (quartzo) e 5-10% (cummingtonita) e 5-10% (calcita), minerais estes que estão arranjados em textura granoblástica. Como fases acessórias figuram apatita, almandina, zircão e epidoto, este último comum em planos de fratura. Há amostras com evidências de deformação em que as bandas claras se acham boudinadas, quebrando, localmente, a regularidade do bandamento. Em outras amostras, o bandamento é pobremente definido, podendo representar formação ferrífera granular (FFG).

$\text{SiO}_2$  (39,5% a 63,4%),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  (32,6% a 57,4%),  $\text{CaO}$  (2,0-6,1%) e  $\text{MgO}$  (0,9-3,4%) são os principais componentes, enquanto que  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , (0,3-1,1%) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,2%) são de pouca expressão.

• **Xistos**

Foram distinguidas duas associações mineralógicas principais nesses xistos, uma contendo diopsídio e a outra microclina e biotita, ambas, porém, revelando quartzo, calcita e hornblenda como minerais comuns.

✓ **Diopsídio-calcita-quartzo-hornblenda**

Esta variedade de xisto apresenta coloração cinza e incipiente segregação, a qual é caracterizada pelo desenvolvimento de bandas cinza esverdeadas constituídas por quartzo (10-15%) e hornblenda (30-50%), que se distinguem de bandas cinza escuro de menor espessura, compostas de hematita, ilmenita e magnetita (5-20%). Calcita e diopsídio ocorrem em ambas as bandas com proporções entre 10 e 15%. A granulação é fina e a textura é granoblástica, se bem que muda para nematoblástica nas porções com maior abundância de anfibólio. Apatita e hercinita ocorrem como minerais acessórios. Algumas amostras se mostram fortemente estruturadas e cortadas por veios de quartzo, concordantes e/ou discordantes ao bandamento, enquanto outras exibem evidências de cominuição.

A análise modal foi realizada em quatro amostras dessa variedade, enquanto que as análises químicas foram feitas em duas amostras desse litotipo, revelando amplos intervalos de variação nas proporções de  $\text{SiO}_2$  (20-30%),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  (15,4-46,3%),  $\text{CaO}$  (13,9-27,2%) e  $\text{MgO}$  (4-14%). Menos variáveis e em quantidades bem inferiores ocorrem  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,1-2,6%),  $\text{MnO}$  (1-2%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,3%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,1-1,4%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,7%) e  $\text{TiO}_2$  (0,2%).

✓ **Hornblenda-calcita-biotita-quartzo-microclina**

Esta variedade é caracterizada macroscopicamente pela coloração cinza escura e granulação fina, ainda que algumas porções sejam grossas. Quartzo (30-40%) e microclina (15-40%), em arranjo granoblástico, se associam a biotita (5-10%), calcita (5-10%) e hornblenda (5 a 10%), e a quantidades acessórias de apatita e epidoto. Esse litotipo é bem foliado e apresenta evidências de cominuição, bem como dobras de amplitude centimétrica.

Quimicamente, foram registradas concentrações pouco variáveis de SiO<sub>2</sub> (48,7-50,2%) e MgO (4,7-5,8%), e intervalos bem maiores de K<sub>2</sub>O (9,3-19,6%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,8-15,6%), CaO (8,7-15,2%) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> (6,1-12,3%) . Com baixos teores ocorrem Na<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, ambos na faixa de 0,3-0,4%.

- **Rochas Calciossilicáticas**

Esta variedade é caracterizada por discreta alternância de bandas cinza esverdeadas claras e cinza esverdeadas escuras. As bandas mais claras apresentam espessura média de aproximadamente 1 cm e granulação média a localmente grossa, sendo compostas predominantemente por diopsídio (50-55%), calcita (30-35%) e quartzo (5-10%) em arranjo granoblástico. As bandas escuras exibem espessuras finas (< 1 cm), podendo alcançar até 3 cm, e granulação média, sendo mais ricas em hematita e magnetita (15-20%). Como fase acessória ocorre apatita.

Apenas uma amostra desse litotipo foi analisada, a qual revelou SiO<sub>2</sub> (34,8 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> (38,6 %), CaO (15,7 %), MgO (7,4 %), além de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, (<1 %).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As formações ferríferas de Pedra Branca do Amapari são essencialmente bandadas, sendo as bandas escuras dominadas por hematita e magnetita, o que permite classificá-las como do tipo óxido. Nas bandas claras, pobres em ferro, domina o quartzo, embora em algumas delas também ocorra cummingtonita com teor médio em torno de 15%. Evidentemente, a presença deste anfíbio indica que deve ter havido contaminação do material precursor das bandas claras (sílica amorfa?) com material precursor das bandas escuras, ricas em Fe, gerando um protólito de natureza ferro-silicosa que, ao ser metamorfisado, estabilizou cummingtonita. A apatita é, em geral, um mineral acessório, mas localmente se torna relativamente abundante, sugerindo que as fontes exalativas também forneceram fósforo, que foi transportado até os sítios de deposição das formações ferríferas. A ritmicidade das bandas claras (pobres em Fe) e escuras (ricas em Fe) pode ser explicada por fluidos exalativos alimentados por diferentes fontes, ora aportando mais sílica, ora mais ferro. A deposição do Fe provavelmente ocorreu quando o nível de oxigênio dissolvido na água do mar se tornou suficientemente elevado para oxidar o Fe<sup>+2</sup> para Fe<sup>+3</sup>.

As rochas associadas às formações ferríferas, notadamente xistos e calciossilicáticas, são indicativas de que a deposição teve lugar em ambiente plataformar, onde significativa quantidade de material terrígeno, oriundo da erosão continental, também foi acumulada. Possíveis protólitos incluem pelitos e arcósios com matriz carbonática, bem como calcários impuros.

Todo o pacote rochoso foi submetido a processos metamórficos que geraram, a partir de protólitos sedimentares químicos e químico-clásticos, as seguintes associações mineralógicas:

1. Quartzo-magnetita-hematita±epidoto;
2. Quartzo-magnetita-hematita-cummingtonita-calcita±almandina;
3. Diopsídio-quartzo-calcita-hornblenda;
4. Quartzo-calcita-biotita-microclina-hornblenda;
5. Diopsídio-calcita-hematita-magnetita.

Essas associações são condizentes com as condições da fácies anfíbolito do metamorfismo regional. Essas condições já haviam sido apontadas em trabalhos anteriores sobre a Suíte Metamórfica Vila Nova (Faraco 1997, Melo *et al.* 2003). A presença de diopsídio poderia apontar para condições de P e T mais elevadas, porém, em se tratando de rochas carbonáticas impuras, ele pode ser estabilizado a T < 600°C, desde que a fração molar de CO<sub>2</sub> no fluido seja menor do que 0,4, a uma pressão de 2 kbar (Philpotts 1990).

Por seu turno, a hercinita (FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) pode indicar temperaturas mais elevadas, já que experimentos com a associação (Hc-Sp)-Qtz apontam 770° C como a temperatura mínima para a estabilização deste espinélio (Vielzeuf 1983).

Veios e vênulas cortam os vários litotipos, denotando a circulação de fluidos hidrotermais na área provavelmente relacionados à intrusão do granito Itajobi.

## AGRADECIMENTOS

À Anglo Gold e ao Instituto Nacional de Geociências da Amazônia (Geociam) pelo apoio recebido durante a realização deste trabalho.

## REFERÊNCIAS

- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O.J. 2010. Iron formation: A sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. *Economic Geology*. 105: 467-508.
- Faraco, T.M.L. 1997. Evolução petrológico-geoquímica das rochas e mineralizações associadas à Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 245 p.
- Melo, L.V., Villas, R.N., Soares, J.W., Faraco, M.T.L. 2003. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. *Geologie de France*, nº 2-3-4, p. 243-256.
- Philpotts, A.R. Principles of igneous and metamorphic petrology. 1<sup>st</sup> Edition, Prentice Hall, N. Jersey. 498 p.
- Vielzeuf, D. 1983. The spinel and quartz association in high grade xenoliths from Tallante (S. E. Spain) and their potential use in geothermometry and geobarometry. *Cont. Mineral. Petrol.* 82: 301-311.

## CAULINITA NOS ARTEFATOS LÍTICOS DO SALOBO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA

Marcondes L. da Costa, Heliana M. Pantoja e Maura I. Silveira.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará & Museu Paraense Emílio Goeldi.

### INTRODUÇÃO

Artefatos líticos são considerados indícios da presença ou atividade humana pré-histórica em um determinado local (PROUS, 1992). Artefatos líticos têm sido encontrados com frequência na região da Província Mineral de Carajás, uma das principais do mundo, e que suscitou o desenvolvimento de vários trabalhos arqueológicos (SIMÕES, 1986; LOPES et. al, 1988; SILVEIRA, 1995; MAGALHÃES et. al, 1993, 1997, 2005, 2006, BUENO et. al, 2007). Esses estudos, no entanto não se concentraram sobre a caracterização mineralógica e petrográfica, informações essas muito importantes para identificar procedência, área fonte e mesmo processos de intercâmbio e de culturas. As técnicas mineralógicas têm sido largamente aplicadas no estudo desses artefatos em sítios pelo mundo afora, demonstrando assim a grande importância das mesmas (FERRING & PERTTULA, 1987; BELLOT- GURLET et. al, 2008; GARCIA & MILHEIRA, 2011; KHADEMI et. al, 2013). Diante disto realizou-se o presente trabalho.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foram analisados os artefatos líticos coletados por pesquisadores do Museu Paraense Emilio Goeldi (MPEG) durante escavações arqueológicas realizadas no âmbito do “Projeto de Salvamento Arqueológico” na área do Projeto Salobo, oriundos dos sítios arqueológicos Alex (SA), Bitoca I (SBI), Bitoca II (SBII), Mirim (SM) e Pau preto (SPP). Estes sítios se localizam a leste da região da Província Mineral de Carajás, dentro da Floresta Nacional Tapirapé-Aquiri, município de Marabá. Foram selecionados 35 artefatos líticos (Figura 1) pertencentes ao acervo da reserva técnica Mário Simões, do MPEG. Tendo em vista a necessidade de manter a integridade de cada artefato, aqueles compatíveis com o volume do porta-amostra do equipamento de Difração de Raios X foram analisados *in natura*, ou seja sem o método do pó. As demais, incompatíveis com porta-amostra foi necessário extrair uma pequena alíquota (cerca de 10 mg) com microperfuratriz elétrica diamantada marca Dremel, utilizando, quando existentes furos. O pó obtido foi depositado em porta-amostra de sílica para análise por DRX, neste caso método do pó. Parte deste pó foi também montada em *Stub* para análises por Microscopia Eletrônica de Varredura acoplada a sistema de Energia Dispersiva (MEV/SED), visando obtenção de imagens e análises químicas semiquantitativas.

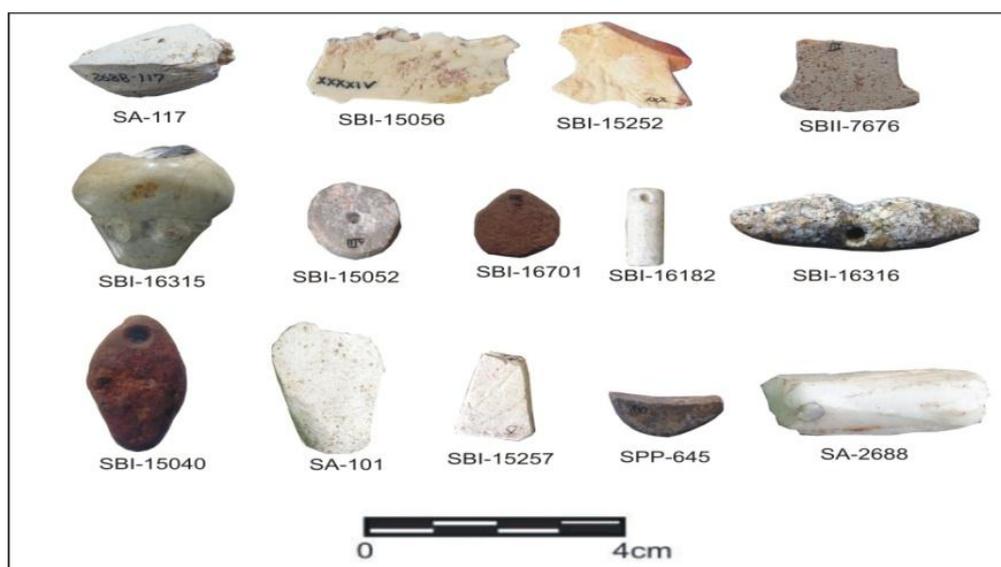


Figura 1- Alguns artefatos líticos de sítios arqueológicos do Salobo Carajás-PA.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos demonstram que as maiorias dos artefatos líticos dos sítios arqueológicos estudados são constituídas, sobretudo de caulinita e quartzo. A caulinita e o quartzo são criptocristalinos e constituem materiais de dureza média, incompatível com o domínio de caulinita de dureza baixa. Estas características sugerem tratar-se de caulim afetado ou formado hidrotermalmente, em que o quartzo micro a criptocristalino muito bastante confere a dureza média (3-4 na escala Mohs) ao conjunto do material rochoso, aqui denominado de caulim flint. Alguns artefatos são formados predominantemente por hematita/maghemita. Em cinco peças de caulim Flint foi identificado o fosfato florencita, portanto associado com caulinita e quartzo. De fato caulinita apresenta grande variação em sua ordem-desordem estrutural demonstrada através do Índice de Hinckley IH (Hinckley, 1963). O caulim do artefato SPP 645 e SBI-15112 foram os mais altos (IH=1) (Figura 2), enquanto as demais (IH < 0.5) é muito baixo, portanto a caulinita dominante é de baixa ordem estrutural.

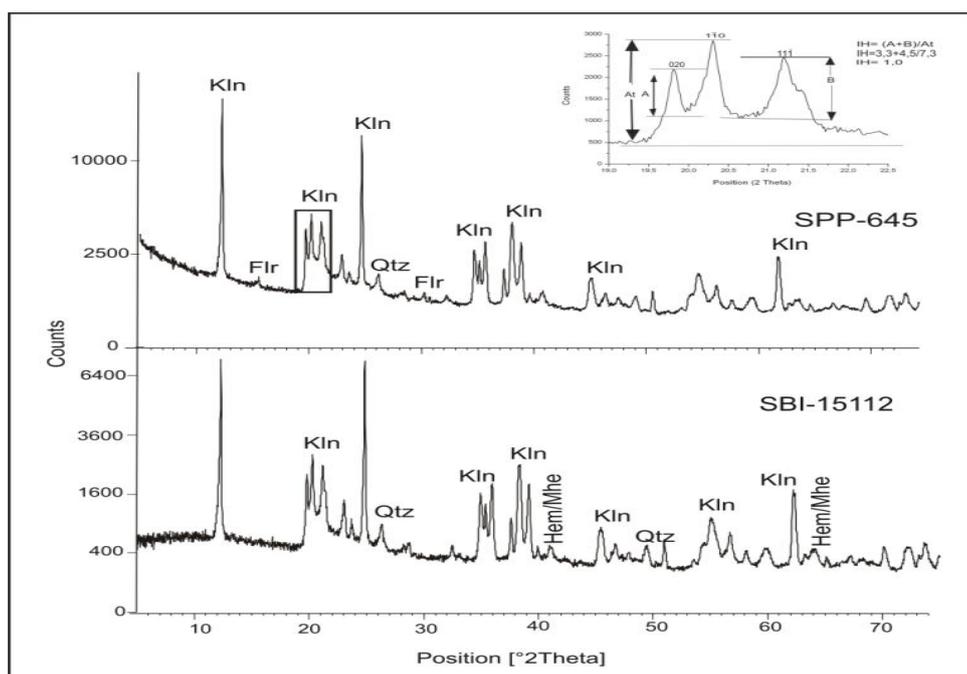


Figura 2- Difractogramas de DRX mostrando a mineralogia dominante representada por: caulinita (Kln), quartzo (Qtz), florencita (Flr) e hematita/maghemita (Hem/Mhe) e cálculo do IH da peça SSP-645.

A morfologia e o tamanho dos cristallitos dessa caulinita nos diferentes artefatos variáveis e segundo as análises de MEV/SED. É formada por empilhamento de cristallitos lamelares, com contornos pseudo-hexagonais em (SA-117) (Figura 3A), típicos da caulinita. Por outro lado à peça SBI-15219 a caulinita forma um aglomerado desordenado de cristallitos (Figura 3B). As análises químicas semiquantitativas obtidas por MEV/SED mostram o domínio de SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, confirmando a presença de caulinita com destaque nos artefatos SA-117 e SBI-15219. A hematita e/ou maghemita conferem cor marrom a vermelha para alguns artefatos como os artefatos SBI- 15040 e SBI-16701.

## CONCLUSÕES

As populações pré-históricas que ocuparam a área do Salobo utilizaram para elaborar seus belos artefatos líticos três principais materiais: caulim flint ± quartzo, caulim Flint ± florencita ± quartzo e hematita/maghemita. A aquisição destas matérias-primas talvez tenha ocorrido na própria região de Carajás. Caulim flint tem sido reportado por geólogos que trabalharam na região, no entanto não reconheceram a presença de florencita. Esse mineral foi identificado na mina de ouro Igarapé Bahia, nessa Província (CPRM, 2003), embora não associada a caulim flint. A hematita/maghemita por outro lado é abundante nas formações ferríferas e modificada pelo intemperismo laterítico muito intenso na região.

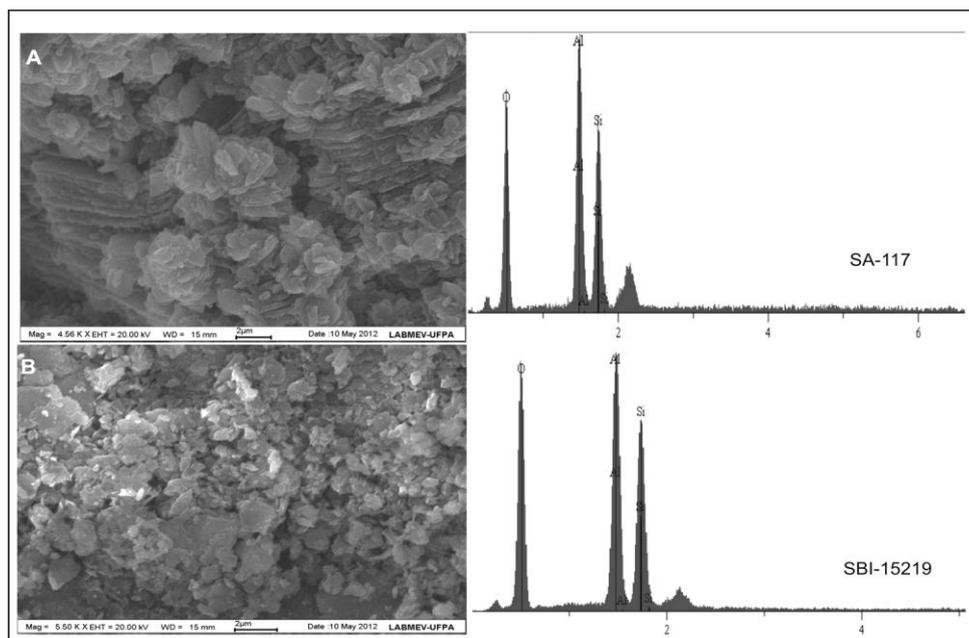


Figura 3- Imagens de MEV/SED de cristallitos de caulinita com bordas pseudo-hexagonais em A e em B cristallitos desordenados de caulinita.

## REFERÊNCIAS

- Bellot-Gurlet.L., Dorighel.O., Poupeau.G. 2008. Obsidian provenance studies in Colombia and Ecuador: obsidian sources revisited. *Journal of Archaeological Science*,35: 272-289.
- Bueno.L & Pereira. E. 2007. Indústrias líticas em sítios cerâmicos na Amazônia: um estudo do sítio Domingos, Canaã dos Carajás, Pará. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia*, São Paulo, 17: 99-126.
- Ferring.C.R & Perttula.T.K. 1987. Defining the provenance of red slipped pottery from Texas and Oklahoma by petrographic methods. *Journal of Archaeological Science*, 4: 437- 456.
- CPRM. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas e SIG*. Org. Luiz A. Bize, Carlos Schobbenhaus, Roberta M.Vidotti, João H. Gonçalves. CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Brasília. 692p.
- Garcia. A.M & Milheira. R.G. 2011. As cadeias operatórias líticas do Sítio PT-02 (Cerrito da Sotéia), Ilha da Feitoria, Pelotas-RS: uma hipótese interpretativa referente ao aproveitamento litológico no litoral sudoeste da laguna dos Patos. *Cadernos do LEPAQ-Textos de antropologia, arqueologia e patrimônio*, Pelotas, RS, v. 8, nº 15/16.
- Hinckley D. N. 1963. Variability in Crystallinity Values Among the Kaolin Deposits of the Coastal Plain of Georgia and South Carolina. 11º National Conference on clay and Clay Minerals. Michigan, 1-7.
- Khademi.N.F. et al. 2013. Provenance of prehistoric obsidian artefacts from Kul Tepe, northwestern Iran using X-ray fluorescence (XRF) analysis: *Journal of Archaeological Science*. 40: 1956-1965.
- Magalhães, M. P. 1993. O tempo arqueológico. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém*. (Coleção Eduardo Galvão).
- Magalhães, M. P. 1997. Os novos achados arqueológicos em Carajás. In: Congresso Internacional de Arqueologia Brasileira, 9. Rio de Janeiro. Anais, Rio de Janeiro.
- Magalhães, M. P. 2005. Caçadores-Coletores na Amazônia. In: Congresso da Sociedade de Arqueologia Brasileira - Arqueologia, Patrimônio e Turismo, 13. 2005. Campo Grande. Anais, Campo Grande.
- Magalhães, M. P. 2006. O Homem das cavernas de Carajás: Teixeira, João Batista Guimarães; Beisiegel, Vanderlei Rui (Orgs.). Carajás: geologia e ocupação humana. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 91-126.
- Prous, A. 1992. Arqueologia brasileira. Brasília, D. F.: Ed. da UnB, 613p.

## CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZÓICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, SE DO PARÁ

Raquel Souza da Cruz<sup>1</sup>, Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>1</sup>,  
Caetano Juliani<sup>2</sup>, Bruno Lagler<sup>2</sup>, Carlos Mário Echeverri Misas<sup>2</sup>,  
Tatiane de Souza Nascimento<sup>3</sup>, Aguinaldo José Corrêa de Jesus<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA (raquelcruz@ufpa.br; [cmdf@ufpa.br](mailto:cmdf@ufpa.br)), <sup>2</sup>Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)); <sup>3</sup>Faculdade de Geologia de Marabá, Universidade Federal do Pará (tati\_souzax@hotmail.com; aguinaldocorrea@hotmail.com)

### INTRODUÇÃO

Na região do município de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará, SE do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), ocorrem extensos centros vulcano-plutônicos efusivos e explosivos paleoproterozóicos, representados pelas formações Sobreiro e Santa Rosa (Juliani & Fernandes 2010).

A Formação Sobreiro contém fácies de fluxo de lava de composições andesítica, andesito basáltica e dacítica; bem como fácies vulcanoclástica geneticamente relacionada de tufo de cinza, vítreo e de cristais, além de lapilli-tufo e brecha polimítica maciça em menor proporção. Já a Formação Santa Rosa é formada predominantemente por riolitos que compreendem a fácies de fluxo de lava. Esferulitos centimétricos de diferentes formas são identificados nos litotipos desta fácies. A fácies vulcanoclástica associada é formada por tufo de cristais, ignimbritos (tufo de cinza), lapilli-tufo e brechas polimíticas maciças. *Stocks* e diques de pórfiro granítico e subordinadas intrusões graníticas equigranulares constituem a fácies tardia dessa formação.

Objetivando-se uma investigação mais detalhada sobre a tipologia; composição química; ocorrência de substituições catiônicas isomórficas e implicações na evolução magmática e petrogênese, foram realizadas análises pontuais quantitativas (WDS) por microsonda eletrônica em fenocristais e em grãos das matrizes de clinopiroxênio, anfibólio e feldspatos de fluxos de lava e rochas vulcanoclásticas das formações Sobreiro e Santa Rosa, haja a vista que inexistem trabalhos dessa natureza na região.

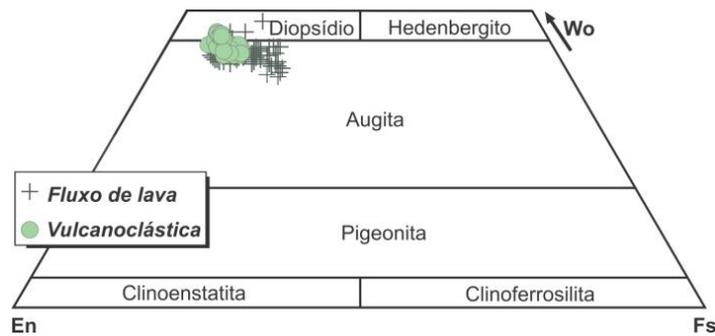
### MÉTODOS

As análises pontuais de química mineral foram obtidas em microsonda eletrônica JEOL (modelo JXA 8600S) do Instituto de Geociências da USP. A técnica de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi aplicada com voltagem de aceleração de 15 kV; corrente de 5  $\mu$ A; e diâmetro de feixe de 5  $\mu$ m para anfibólio e piroxênio, e 10  $\mu$ m para os feldspatos. A distribuição catiônica para anfibólios foi feita com a média aritmética dos métodos de normalização 15eNK e 13eCNK e 23 átomos de oxigênio, como indicado por Leake *et al.* (1997). A distribuição catiônica do piroxênio foi calculada com 6 átomos de oxigênio, seguindo-se o método de Yoder & Tilley (1962). Para o feldspato foram utilizados 32 átomos de oxigênio, como definido por Deer *et al.* (1966).

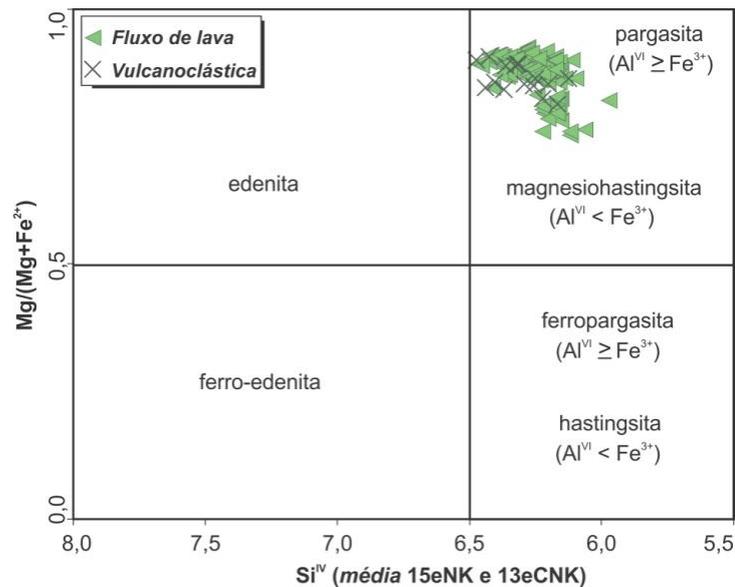
### RESULTADOS

Os fenocristais de clinopiroxênio das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro possuem composição predominantemente de augita e, subordinadamente, de diopsídio no diagrama classificatório de Morimoto (1989), observado na figura 1. Estes cristais, revelam zonamento normal, são ricos em MgO no núcleo, enquanto que na borda são ricos em FeO\* e SiO<sub>2</sub>. Por sua vez, o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mostra-se sistematicamente mais enriquecido na borda dos cristais em relação ao seu núcleo, o que é típico de suítes saturadas em sílica formadas em pressões médias a altas (Latt & Wooley 1986).

Os fenocristais de anfibólio, de acordo com os critérios de classificação de Leake *et al.* (1997), fazem parte do grupo de anfibólios cálcicos, com composição relativamente constante, e sem variações do núcleo para a borda, sendo classificados como magnesiohastingsita em ambas as fácies (Figura 2). A análise das amostras mais representativas do conjunto apontam para a existência de substituições acopladas dos tipos Edenítica e Tschermackítica (Anderson & Smith 1995) em ambas as fácies da Formação Sobreiro.



**Figura 1.** Classificação de fenocristais de clinopiroxênio das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro, baseada no diagrama de Morimoto (1989).



**Figura 2.** Diagrama de classificação de Leake et al. (1997) para fenocristais de anfibólios das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro.

Os fenocristais de plagioclásio são raros (até 2 % vol.) nas rochas andesíticas (*lato sensu*), e abundantes em riodacito, dacito (atingindo até 20% vol.), tufo de cristais máfico e lapilli-tufo da Formação Sobreiro. Contudo, em quase todos os litotipos da fácies de fluxo de lava o plagioclásio é o principal constituinte da matriz microlítica. O riodacito e riolito da fácies de fluxo de lava da Formação Santa Rosa têm abundantes fenocristais de plagioclásio (até 20 % vol.) e feldspato potássico (até 10 % vol.).

## DISCUSSÃO

### Estimativa de fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) e a relação com a evolução magmática

Condições de cristalização altamente oxidantes são registradas pelo diagrama  $Fe^*/(Fe^*+Mg)$  versus  $Al^{IV}$  (Anderson & Smith 1995) para os anfibólios analisados. Essa hipótese é reforçada pelos dados petrográficos que mostram a ocorrência expressiva nessas rochas de magnetita magmáticas (Juliani & Fernandes 2010) e pela composição e classificação do anfibólio apresentadas neste trabalho. Com o aumento da diferenciação, ocorre oscilação nas razões  $FeO^*/(FeO^*+MgO)$  dos grãos de clinopiroxênio nas fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro, sugerindo que houve variação nas condições de  $fO_2$  do magma gerador, embora permanecendo sempre elevada. O mesmo comportamento é observado nas razões  $Mg/Fe$  dos anfibólios. Isto corrobora com a idéia de cristalização em vários níveis crustais, desde a área fonte até a consolidação total da lava em superfície; bem como pode refletir afundamentos dos fenocristais em cristalização e em suspensão para níveis mais profundos da câmara magmática em função de convecções geradas pela recarga de magma.

## Geotermobarometria

### *Termobarômetro em equilíbrio clinopiroxênio-líquido*

No geral, os resultados de temperatura mostram-se próximos, entres as calibrações testadas, com intervalo 1248,2–1029,7 °C (maioria > 1100 °C), desde o andesito basáltico até o dacito, sugerindo a diminuição da temperatura com a diferenciação magmática governada por cristalização fracionada (Fernandes *et al.* 2011). Em relação à pressão, as estimativas são mais variáveis e podem indicar cristalização em diferentes níveis de colocação e/ou geração de cristais a partir dos diferentes magmas gerados pela evolução. Os grãos de clinopiroxênio mostram intervalo 15,9–4,5 kbar quando analisados em conjunto, com aumento da pressão do núcleo dos grãos para a borda, desde o andesito basáltico até o dacito.

### *Termobarômetro em anfibólio e plagioclásio*

As temperaturas de cristalização resultantes, calculadas a partir do barômetro Al\* em anfibólio, mostram-se variáveis na fácies de fluxo de lava com intervalo de 794,40–569,6 °C, ao passo que no tufo da fácies vulcanoclástica este intervalo é de 860,2–842,9 °C. Os barômetros aplicados mostram resultados correlacionáveis entre si e posicionam-se no intervalo 7,8–4,1 kbar para as rochas da fácies de fluxo de lava, e 7,3–5,4 kbar para o tufo da fácies vulcanoclástica.

## CONCLUSÃO

Os dados de composição, características químicas e geotermobarometria dos fenocristais de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio das fácies de rochas da Formação Sobreiro apontam para uma evolução polibárica, relacionada à arco magmático continental em condições altamente oxidantes e oscilantes, as quais permanecem até a total cristalização da lava em superfície, corroborando com o refinamento geoquímico já realizado. As estimativas de temperaturas e de pressões sugerem que o magma gerado a partir da fusão parcial da cunha mantélica foi colocado na crosta inferior em uma zona quente (Annen *et al.* 2006), onde por sua vez interagiu e formou fusões intermediárias e félsicas em níveis mais rasos na crosta que, ao alcançarem a superfície, podem ter gerado os litotipos desta unidade e explicam a contribuição crustal adquirida em um processo semelhante ao de mistura, assimilação, armazenamento e hibridização (MASH) dos sistemas químicos e isotópicos (MASH; Hildreth & Moorbath 1988). As texturas das rochas, cristais de anfibólio com bordas de reação e presença de rochas vulcanoclásticas associadas sugerem modificações no conteúdo de água do sistema e oscilação na  $fO_2$  ao longo da evolução magmática. Por sua vez, os dados químicos dos feldspatos da Formação Santa Rosa confirmam fontes predominantemente crustais para os seus litotipos, e seu caráter extremamente evoluído, corroborando com sua assinatura geoquímica intraplaca e sua correlação com o magmatismo anorogênico que está bem registrado em praticamente todo o Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2):1-29.
- Anderson, J.L., Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80:549-559.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47(3):505-539.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1966. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*: London, Longmans, Green and Co., 528 p.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Echeverri Misas, C.M. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4):351-368.
- Hildreth, W., Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4):455-489.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3-4):167-179.
- Latt, R.G., Wooley, A.R. 1986. The mafic mineralogy of the peralkalic syenites and granites of the

- Mulanje complex, Malawi. *Mineralogical Magazine*, 50:85-99.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35:219-246.
- Morimoto, N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27(1):143-156.
- Yoder, H.S.J., Tilley, C.E. 1962. Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology*, 3(3):342-532.

## CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE UM AFLORAMENTO DE BEIRA DE ESTRADA NO KM-128 DA BR-174 (MANAUS-BOA VISTA)

Regimary Luana Dos Santos Pereira<sup>1</sup>, R. L. S.; Wahnfried<sup>1</sup>, I.; Kader<sup>2</sup>, C. A.M.

<sup>1</sup> Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

<sup>2</sup> Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA)

e-mail: maryluana17@yahoo.com.br

### INTRODUÇÃO

Na Região Amazônica ocorrem solos intensamente intemperizados e por isso apresentam frações de argila constituída de caulinita, concreções argilosas e matéria orgânica (RADAMBRASIL, 1975).

As argilas são rochas sedimentares constituídas por pequenas partículas cristalinas de argilominerais e sua caracterização pode ser feita através da técnica de difração de raios X, pois a maior parte dos átomos (sólidos/cristais) se ordena em planos cristalinos separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios X.

O objetivo desse trabalho é fazer caracterização mineralógica de um afloramento do tipo corte de beira de estrada no Km 128 da BR-174 lado esquerdo sentido Manaus- Boa Vista próximo ao município de Presidente Figueiredo utilizando a técnica de difração em raios X.

### UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

O município de Presidente Figueiredo está localizado na porção nordeste do Estado do Amazonas ao longo da rodovia BR-174 que interliga Manaus (AM) a Boa Vista (RR). Essa região é formada por unidades paleoproterozóicas constituídas por rochas gnáissicas, graníticas e vulcânicas (Complexo Jauaperi, Suíte Intrusiva Água Branca, Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e Suíte Intrusiva Madeira), sobrepostas por rochas sedimentares neoproterozóicas (Formação Prosperança) e fanerozóicas (grupos Trombetas e Javari).

### METODOLOGIA

Foram coletadas amostras de um afloramento de beira de estrada, com horizonte entre 0-30 cm, no Km 128 da BR-174, próximo ao município de Presidente Figueiredo (AM), desagregadas manualmente e peneiradas em peneira de 0,42 mm com auxílio de água e pincel, em seguida armazenadas em um Béquier para decantar.

O material sedimentado ao fundo do béquer foi colocado em uma lâmina de vidro gotejando-a com auxílio de uma pipeta, após a secagem ao ar, submetidas diretamente a difração de raios-X por volta de trinta minutos. As análises foram realizadas no laboratório de Técnicas Analíticas do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas-UFAM.

### RESULTADOS E CONCLUSÕES

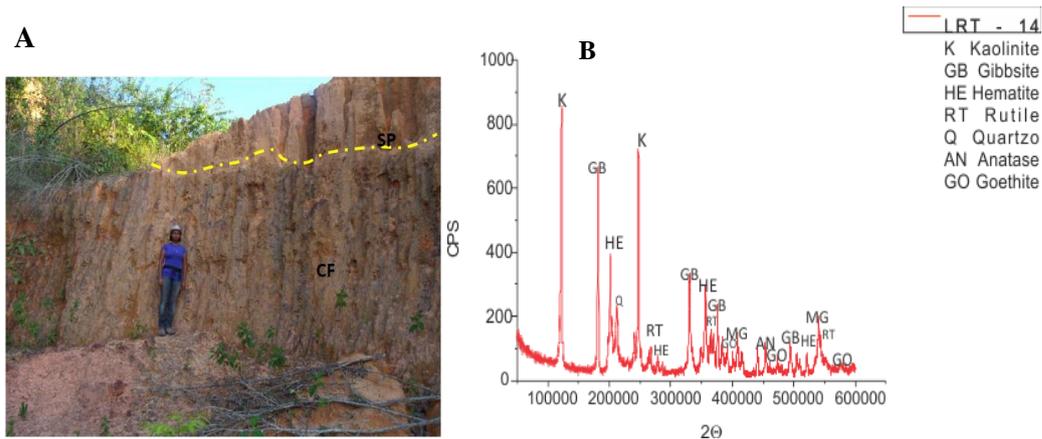
Os resultados mais representativos foram as amostras LTR 14 e 16.

A LTR 14 apresenta perfil com crostas lateríticas colunares e bauxíticas alteradas e recobertas por solo e saprólito, aonde foi possível observar as alterações de um ambiente oxi-redox, com a diminuição da goethita e o aumento da hematita, a presença de alguns minerais resistentes como quartzo e anatásio, alterações típicas dos perfis lateríticos em clima tropical úmido, conforme a Figura 1 A.

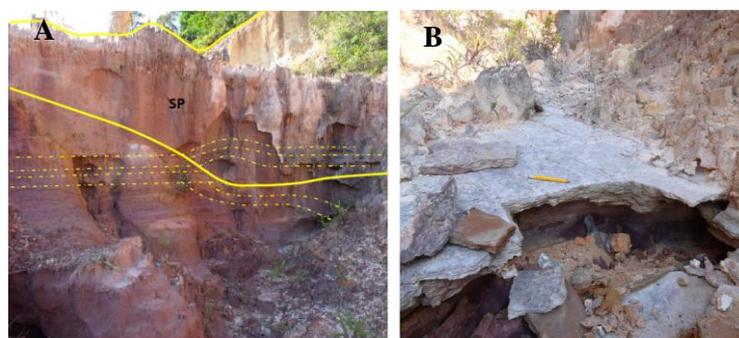
A difração de raios-X (Figura 1 B) mostra a presença dos seguintes minerais: caulinita, hematita, manganocrosita, anatásio, rutílo, quartzo, goethita e gibsitita.

No perfil da amostra LTR 16 observou-se que há muito saprólito recobrindo material pelítico, laminado, intercalado com óxidos e hidróxidos de ferro (goethita e hematita), feições sedimentares preservadas tipo estratificações plano paralelas (no material pelítico) e cruzadas (no material argilo-arenoso) mostrando que a Formação Prosperança teve a influencia de uma ambiente flúvio-lacustre, conforme mostra a Figura 2 (A e B).

A partir dos dados podemos concluir que o afloramento nas margens da BR-174 no Km -128 correspondem ao topo da Formação Prosperança baseando-se na descrição feita por Caputo *et al.*, 1971., sendo que através dos dados obtidos da mineralogia da amostra LTR14 analisadas no DR-X há possibilidades que essa formação tenha sido cortada por rochas máficas que estão altamente alteradas.



**Figura 1- 1A** Perfil LRT- 14. Crosta Ferruginosa (CF) com aproximadamente 2,00m de altura por 7 metros de comprimento, recoberta por saprólito (SP) e solo; **1B** Difratoograma da amostra LRT - 14.



**Figura 2- 2A** LTR – 16. Argila mosqueada ou variegada, coberta por saprólito, foi possível observar a presença de estratificação cruzada que truncada por um pacote de material saprolítico levemente dobrado; **Figura 2 B** LTR- 16. Material argilo-arenoso de coloração marrom escura, com estratificação plana paralela recoberta por saprólito, remonta o ambiente de baixa energia (flúvio - lacustre).

## REFERÊNCIAS

- Caputo, M.V & Sad R.E. 1971, Geologia do Baixo Rio Negro. Petrobrás.675 - A (Relatório Interno).  
Projeto RADAMBRASIL (Programa de Integração Nacional). 1975. Levantamento de Recursos Naturais, Vols. 17, 18, 19 e 20.

## CATODOLUMINESCÊNCIA EM CRISTAIS DE QUARTZO: IMPLICAÇÕES PETROLÓGICAS E METALOGENÉTICAS

Régis Munhoz Krás Borges<sup>2,3</sup> ([munhoz@ufpa.br](mailto:munhoz@ufpa.br)), Claudio Nery Lamarão<sup>1,2,3</sup> ([lamarao@ufpa.br](mailto:lamarao@ufpa.br)), Gisele Tavares Marques<sup>1,3,4</sup> ([gisageo15@yahoo.com.br](mailto:gisageo15@yahoo.com.br))

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA

<sup>2</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-GPPG-Instituto de Geociências-UFPA

<sup>3</sup>Linha de Pesquisa em Quartzo e Zircão-LPQZ (GPPG)

<sup>4</sup>Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada-GMGA-Instituto de Geociências-UFPA

### INTRODUÇÃO

A microscopia eletrônica de varredura e a catodoluminescência (MEV-CL) vêm sendo cada vez mais utilizadas no estudo morfológico de cristais de quartzo de rochas magmáticas e hidrotermais, pois ajudam a identificar padrões texturais internos resultantes de zoneamentos composicionais e alterações, texturas secundárias, forma dos grãos e diferentes gerações de quartzo, os quais não são visíveis em imagens microscópicas convencionais ou mesmo através de imagens de elétrons retroespalhados (ERE). O estudo morfológico de cristais de quartzo é interpretativo. Entretanto, cristais de uma mesma unidade estratigráfica ou fácies petrográfica tendem a mostrar padrões de crescimento e/ou zoneamentos composicionais similares, que permitem tecer considerações sobre sua história de cristalização, condições físico-químicas durante seu crescimento e a correlacionar unidades geológicas similares (D'Lemos *et al.* 1997; Müller *et al.* 2005). Este trabalho aborda os aspectos morfológicos e texturais de cristais de quartzo de rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida, localizada na Província Aurífera do Tapajós, do Granito Bom Jardim, pertencente à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará, de greisens estaníferos hospedados no plúton Água Boa da Província Estanífera Pitinga (AM), e de veios hidrotermais, compostos por opala laranja e quartzo, alojados em rochas sedimentares do Grupo Serra Grande em Buriti dos Montes (PI).

### CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ÁREAS ESTUDADAS

A Província Aurífera do Tapajós situa-se na porção central do Cráton Amazônico, no limite entre as províncias geocronológicas Amazônia Central e Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 2004). É caracterizada por um extenso magmatismo vulcano-plutônico Paleoproterozóico de afinidade cálcico-alcalina e alcalina (Klein & Vasquez 2000; Lamarão *et al.* 2002). As rochas vulcânicas possuem ampla distribuição na província e são agrupadas no Grupo Iriri do Supergrupo Uatumã. A Formação Moraes Almeida é composta por ignimbritos e riolitos, apresenta caráter alcalino e idades próximas de 1,88 Ga (Lamarão *et al.* 2002).

A Província Estanífera do Sul do Pará está localizada a sudeste do estado do Pará, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. É representada por diversos maciços graníticos e corpos de greisens estaníferos associados e reunidos na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2002). O Granito Bom Jardim (1867±1 Ma, Pinho *et al.* 2006) aflora a sul da cidade de São Félix do Xingu e suas características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e metalogenéticas são semelhantes às de outros maciços graníticos especializados da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2012).

A Província Estanífera Pitinga (AM) é a maior produtora de estanho do Brasil. A província está inserida no domínio estrutural Uatumã-Anauá da Província Geocronológica Tapajós-Parima, segundo a concepção de Santos *et al.* (2006). Os depósitos minerais polimetálicos da mina Pitinga estão hospedados em dois plútons graníticos paleoproterozóicos altamente fracionados, do tipo A, denominados Madeira e Água Boa. Os depósitos estaníferos hidrotermais estão hospedados em greisens (Borges *et al.*, 2009; Feio *et al.* 2007) e epiessinitos sódicos (Costi *et al.* 2002) associados ao plúton Água Boa.

As ocorrências de opala laranja em Buriti dos Montes (PI), a aproximadamente 230 km a sudeste de Teresina, estão inseridas nas rochas sedimentares do Grupo Serra Grande, que é intrudido por soleiras e diques de diabásio da Formação Sardinha. As opalas são encontradas principalmente em depósitos primários, na forma de vênulas e veios alojados em arenitos. Ocorrem também cimentando brechas e em depósitos secundários (Gomes & Costa 2001). O quartzo hialino ocorre como cristais inclusos nas opalas e na forma de pequenas drusas.

## **METODOLOGIA**

As imagens de cristais de quartzo apresentadas nesse trabalho foram obtidas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se um microscópio eletrônico de varredura modelo LEO-1430 com um sistema de mono-catodoluminescência da Gatan acoplado. Lâminas polidas das diferentes rochas estudadas foram metalizadas com ouro, por 30 segundos para obtenção de imagens de CL e ERE. As condições de análise foram: corrente do feixe de elétrons = 90 µa, voltagem de aceleração constante = 10 kV, distância de trabalho = 13 mm.

## **RESULTADOS**

### **Ignimbritos e Riolitos da Formação Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós**

Os cristais de quartzo dos ignimbritos são predominantemente anédricos e subarredondados, pouco luminescentes, com intenso padrão de fraturas seladas por quartzo tardio. Manchas em tons de cinza escuro, com baixa luminescência, ocorrem sobre os cristais, evidenciando a presença de uma nova geração de quartzo. Alguns fenocristais de quartzo mostram mantos mais luminescentes, sugerindo mudanças composicionais no magma. Raros fenocristais exibem zoneamento oscilatório. Por fim, finas bordas irregulares de quartzo luminescente tardio se desenvolvem no contato com a matriz microcristalina.

Os cristais de quartzo dos riolitos mostram um padrão morfológico-textural em CL comparativamente distinto daquele observado nos ignimbritos. Em geral, os cristais são anédricos, fraturados e com intensidade de luminescência moderada (Qz1), os quais são envolvidos por cristais de maior luminescência (Qz2). As bordas formadas pelo Qz2 ocorrem sob as mais variadas espessuras.

### **Granito Bom Jardim, Província Estanífera do Sul do Pará**

Nas diferentes variedades petrográficas do Granito Bom Jardim, os cristais de quartzo possuem texturas e padrões de zoneamento similares em CL. De modo geral, são bem desenvolvidos, com núcleos luminescentes subarredondados, por vezes anédricos, evidenciando feições de reabsorção, e zonas claro-escuras alternadas. Fraturas de tamanhos variados, preenchidas por quartzo tardio escuro seccionando todo o cristal, ocorrem em todas as rochas. A semelhança dos cristais de quartzo nas diferentes fácies sugere uma mesma origem e história de cristalização para essas rochas (Müller *et al.*, 2005).

### **Província Estanífera Pitinga (AM)**

Os cristais de quartzo do granito encaixante dos greisens são homogêneos, muito luminescentes (Qz1) e apresentam fraturas preenchidas por quartzo escuro não luminescente (Qz4). Nos greisens de alta temperatura, o quartzo apresenta-se em cristais euédricos a anédricos cinza-claros (Qz2), com baixa luminescência, e localmente substituído por Qz4 em fraturas. Nos greisens de baixa temperatura, o quartzo ocorre em cristais euédricos luminescentes, com padrão de zoneamento regular em CL (Qz3), alguns com núcleos de quartzo 1 intensamente reabsorvidos. Suas bordas são formadas por quartzo não luminescente (Qz4). Este último representa a geração mais tardia de quartzo do sistema hidrotermal, representando um processo de silicificação de baixa temperatura, que afeta todas as outras gerações anteriores.

### **Arenitos do Grupo Serra Grande, Buriti dos Montes (PI)**

Foram identificados cinco padrões morfológicos de quartzo, que representam três estágios de formação deste mineral. A primeira geração é representada pelos cristais de quartzo detrítico que constituem o arenito encaixante da mineralização. São grãos anédricos, subarredondados a subangulosos, por vezes fraturados, e homogêneos em CL (Qz1). A segunda geração inicia-se com a formação de pequenas vênulas de quartzo hidrotermal (Qz2) fortemente zonado, com várias intensidades de luminescência contornam os cristais remanescentes de quartzo detrítico (Qz1). No final do estágio hidrotermal, os veios mineralizados são formados por cristais de quartzo, euédricos e fortemente zonados (Qz3). A terceira geração, mais tardia, é representada pelo quartzo escuro que preenche finas fraturas (Qz4) e manchas irregulares que truncam ou corroem (Qz5) as zonas de crescimento do Qz3.

## **DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

A diversidade de sistemas abordados neste trabalho ressalta a importância da CL em MEV como ferramenta de apoio a estudos petrológicos, uma vez que as texturas reveladas por ela permitem a caracterização morfológica e textural de cristais de quartzo formados por diferentes processos geológicos, estejam eles vinculados a ambiente magmático, sedimentar ou hidrotermal. Além de interpretações

genéticas, as texturas reveladas por CL em quartzo também podem ser usadas para determinar a cronologia relativa dos estágios envolvidos na formação de depósitos minerais magmáticos ou hidrotermais, tendo em vista que as relações morfológicas e de contato entre as fases minerais podem ser interpretadas com maior riqueza de detalhes e acurácia, especialmente quando se trata de um mineral estável como o quartzo, capaz de registrar e preservar vários processos em sua estrutura (Rusk *et al.* 2002).

A morfologia dos cristais de quartzo também permite correlacionar unidades geológicas similares, ou delinear a evolução da cristalização de um corpo magmático segundo as suas fácies petrográficas. No Granito Bom Jardim, região de São Félix do Xingu (PA), a similaridade observada no padrão de zoneamento dos cristais de quartzo de suas diferentes fácies sugere uma mesma origem e história de cristalização para o corpo. Por outro lado, os ignimbritos e riolitos da região de Vila Riozinho, Província Tapajós (PA), considerados como pertencentes ao mesmo evento vulcânico, mostram cristais de quartzo com características morfológicas distintas. Enquanto que os cristais de quartzo dos ignimbritos apresentam-se homogêneos, pouco luminescentes e com microfaturas preenchidas por quartzo tardio, nos riolitos a morfologia dos cristais de quartzo sugere dois estágios de cristalização. O estágio inicial é representado pelos raros fenocristais com núcleo acinzentado e pouco luminescente (Qz1), enquanto os cristais anédricos luminescentes (Qz2), que se desenvolveram em torno desses fenocristais, representariam o segundo e dominante estágio de cristalização.

Os cinco tipos de quartzo identificados nos arenitos mineralizados de Buriti dos Montes se distribuem em três grupos de acordo com a sua gênese. O Qz1 corresponde a uma geração pré-existente do mineral, pois constitui o arcabouço dos arenitos hospedeiros da mineralização. Qz2 e Qz3 remetem ao evento hidrotermal que gerou os veios de opala e quartzo, enquanto Qz4 e Qz5 correspondem a uma terceira fase, posterior à formação da mineralização.

Em Pitinga, nos greisens de alta temperatura, fluidos aquo-carbônicos ácidos e ricos em F (Borges *et al.* 2009), deram origem a cristais de quartzo anédricos de baixa luminescência (Qz2), nitidamente contrastante com o quartzo magmático, de alta luminescência (Qz1). Nos greisens de baixa temperatura, a presença de cristais de Qz1 e Qz2, como núcleos reabsorvidos e envolvidos por bordas euédricas correspondentes ao estágio de formação do Qz3, é uma forte evidência da superposição de eventos hidrotermais no mesmo contexto geológico. Os fluidos aquosos e diluídos, de alta  $fO_2$ , ricos em metais (Fe, Pb, Cu, Sn), propiciaram a precipitação do Qz3, juntamente com a cassiterita, através do preenchimento de cavidades geradas pela circulação de grandes quantidades de fluidos (alta razão fluido/rocha).

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências e Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-GPPG da UFPA. Este trabalho é uma contribuição ao Instituto de Geociências da Amazônia-GEOCIAM (Programa INCT-CNPq/MCT/FAPESPA – Proc. 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

- Borges R.M.K., Villas R.N.N., Fuzikawa K., Dall'Agnol R., Pimenta M.A. 2009. Phase separation, fluid mixing, and origin of the greisens and potassic episyenite associated with the Água Boa pluton, Pitinga tin province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 161–183.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Borges R.M.K., Minuzzi O.R.R., Teixeira J.T. 2002. Tin-bearing sodic episyenites associated with the Proterozoic, A-Type Água Boa granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5: 435-451.
- D'Lemos R.S., Kearsley A.T., Pembroke J.W., Watt G.R., Wright P. 1997. Complex quartz growth histories in granite revealed by scanning cathodoluminescence techniques. *Geological Magazine*, 134(4): 549-552.
- Feio G.R. L., Dall'Agnol R., Borges R.M.K. 2007. Greisens associados ao topázio-granito do plúton Água Boa, Província Estanífera de Pitinga: petrografia e balanço de massa. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(3): 607-624.
- Gomes E.R. & Costa M.L. 2001. Inclusões sólidas na opala laranja de Buriti dos Montes, Piauí. Anais. In: 19º Simpósio de Geologia do Nordeste, 2001, p. 19-214.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha SB21-Z-A-Vila Riozinho, Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota Explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (CDROM).

- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- Lamarão C.N., Pinho S.C.C., Paiva Jr. A.L., Galarza M.A. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim Granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *Journal of South American and Earth Sciences*, 38: 159-173.
- Müller A., Breiter K., Seltmann R., Pécskay Z. 2005. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. *Lithos*, 80: 201-227.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 724-732.
- Rusk B.G. & Reed M.H. 2002. Scanning electron microscope–cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, 30(8): 727-730.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., M.M. Souza, M.E. Almeida, N.J. McNaughton 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *Anais. 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2006, CD-ROM.*
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira E.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119: 257-275.

## MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO-NIQUELÍFERO PERTENCENTE AO MORRO SEM BONÉ – (MT)

Reinaldo Fontoura de Melo Junior<sup>1,2</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA); <sup>2</sup>Faculdade de Geologia – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará  
Email: reinaldofmj@gmail.com; mlc@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O Morro Sem Boné localiza-se no município de Comodoro (MT) e caracteriza-se por ser um corpo serrano, de 6 km de extensão quase norte-sul, esculpido sobre rochas saprolíticas derivadas de dunitos, principalmente com muita calcedônia. No seu entorno há uma extensa planície erosional e sedimentar, constituída de crostas lateríticas ferruginosas à ferroaluminosas, sedimentos fluvio-lacustres, colúvios, saprólitos e solos (CPRM 2000). Os terrenos do Morro Sem Boné encontram-se em uma região dominada pela Sequência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia, Suíte Intrusiva Básico-ultrabásica Cacoal, Suíte Intrusiva Alto Candeias e Formação Guaporé (Scandolaro *et al.* 1992, 1996 e 1997).

Historicamente, o níquel de origem sulfetada tem sido melhor explorado em relação ao níquel de proveniência laterítica, entretanto, considerando o seu alto custo de extração, a indústria viu-se na contingência de buscar alternativas de produção com custos mais baixos, intensificando-se assim os estudos para melhor aproveitamento do minério de origem laterítica, através de novo processo tecnológico, em reservas menos profundas, onde além da obtenção do níquel de alta pureza tem-se, também, a maior recuperação do cobalto.

O Morro Sem Boné apresenta projeto de níquel laterítico pertencente à empresa Anglo American, com pesquisas avançadas voltadas ao enriquecimento supergênico do minério de níquel. Este trabalho teve como objetivo estudar uma toposequência do perfil laterítico-niquelífero e sua relação com a cobertura sedimentar a partir de furos de sondagem.

### METODOLOGIA

#### Fase de Campo

Foi realizada pelo professor Doutor Marcondes Lima da Costa no período de Março de 2011. Consistiu de cartografia, descrição de afloramentos e de furos de sondagem, montagem dos perfis e discussão com os geólogos e técnicos da empresa Anglo American.

#### Fase Pós Campo

Pesquisas bibliográficas foram feitas em artigos, livros e publicações presentes no acervo da biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará para dar suporte ao trabalho.

Foram selecionados três furos de sondagem com cobertura sedimentar, sendo estabelecido o perfil geológico dos mesmos e posteriormente foram coletadas 33 amostras. As amostras foram descritas e fotografadas, em seguida selecionadas amostras para a confecção de 10 lâminas delgadas, as quais foram descritas utilizando-se técnicas de luz transmitida para minerais transparentes e refletida para minerais opacos em microscópio ótico modelo Carl ZEISS no laboratório de Gemologia do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Foi também realizada identificação mineral por DRX, a qual foi empregada em 11 amostras pulverizadas previamente, utilizando-se o software X'Pert Data Collector para a aquisição dos dados. No tratamento dos dados foi utilizado o software X'Pert HighScore. As análises foram realizadas pelo laboratório de Raio-X do Instituto de Geociências da UFPA. Amostras, em um total de 11, foram direcionadas as análises químicas totais para a determinação dos elementos maiores, menores e traços, pelo laboratório comercial da ACME ANALYTICAL LABORATÓRIES. Foi também utilizado MEV com sistema EDS de análises químicas utilizando-se microscópio Hitach modelo 3000 do laboratório Lamiga do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada do Instituto de Geociências.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir da descrição e caracterização macroscópica das amostras foi possível elaborar um perfil esquemático para a área, onde foram verificados três horizontes, sendo os mesmos: Substrato e possível

rocha mãe; saprólito e crosta laterítica. O perfil laterítico desenvolveu-se sobre rocha ultramáfica, possivelmente um dunito.

Nos resultados das análises químicas observou-se que os teores de MgO e SiO<sub>2</sub> diminuem da base para o topo do perfil laterítico, enquanto que os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenderam a aumentar. A queda relativa do teor de magnésio acompanhada pelo aumento do teor de ferro foi caracterizada como a passagem do minério silicatado de níquel para o minério de origem oxidada. Verificou-se também que o teor médio de níquel é mais elevado no minério silicatado, encontrado em condições de saprólito, do que no minério oxidado, encontrado em condições de crosta.

As análises de difração de Raio X permitiram a caracterização mineralógica de cada um dos horizontes presentes no perfil laterítico. No substrato pouco alterado foi identificado a presença de nimita (Nim), lizardita (Lz), quartzo (Qtz), dolomita (Dol), magnetita (Mgt) e Hornblenda Magnésiana (Mhn). A nimita é o silicato primário portador de níquel presente no perfil laterítico-niquelífero. O saprólito é representado pela presença de quartzo (Qtz), Hematita (Hem), goethita (Gt), clorita (Chl) e ainda verifica-se a presença de lizardita (Lz). A serpentina e a clorita, esta última em menor quantidade, foram consideradas as fases portadoras do minério de níquel silicatado em seus sítios octaédricos no saprólito, onde o níquel substitui o magnésio na camda 2:1 das mesmas. A crosta laterítica é composta por quartzo (Qtz), goethita (Gt) e hematita (Hem). A goethita foi considerada a fase portadora do minério de níquel de origem oxidada na crosta.

Com a descrição petrográfica das lâminas delgadas, a partir das propriedades ópticas dos minerais, fortificou-se a hipótese de substituição iônica do níquel pelo magnésio nos sítios octaédricos principalmente da serpentina. Em condições de substrato pouco alterado a serpentina apresenta-se em duas gerações. A primeira mostra-se euédrica com textura fibrosa e a segunda dispõe-se em veios, variando de subédrica à euédrica, com cor de interferência alta. Ambas possuem cor branca. Em condições de saprólito verificou-se uma serpentina fibrosa com coloração branca, porém com tonalidades amareladas presentes na sua estrutura, sendo estas indicativo de modificação na composição química da lizardita, caracterizando a substituição iônica.

Com as análises micromorfológicas de MEV e EDS realizadas, obtiveram-se resultados qualitativos positivos quanto à presença de níquel nas amostras principalmente do saprólito, chegando-se a teores de minério de 18%.

## CONCLUSÕES

Duas fases minerais foram identificadas no minério laterítico de níquel pertencente ao Morro Sem Boné. A primeira constituída por minerais que contêm um arcabouço mineral de gênese plutônica essencialmente, embora sua composição química sofra modificações à medida que o níquel é incorporado, sendo representada pela serpentina e clorita principalmente. E a segunda é constituída por fases minerais neoformadas, como a goethita, que é essencialmente supergênica.

O minério laterítico de níquel estudado apresentou-se com alto grau de complexidade, devido ao níquel associar-se a diferentes fases minerais, em diversas concentrações, tanto no que diz respeito ao minério silicatado, quanto ao minério oxidado.

Observou-se que os teores de níquel são maiores no minério silicatado do que no oxidado, o que se deve principalmente a serpentina, que é o mineral predominante, enriquecida em níquel, assim como a clorita, ambas por processo de substituição iônica no minério silicatado. A goethita foi considerada a fase portadora de níquel no minério oxidado.

## REFERÊNCIAS

- AGSO, Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(4), 81-88. 1998. Nickel Laterites: Classification and features.
- Andrade Maria, 2000. Níquel- Novos Parâmetros de Desenvolvimento.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. Rev. Bras. de Geociências 21(2):146-160.
- Costa, M. L. 2007. Introdução ao Intemperismo Laterítico e a Laterização – Cap. 5.
- Freyssinet, P.; Butt, C. R. M.; Morris, R. C.; Piantone, P. 2005. Ore-Forming Processes Related to Lateritic Weathering. Society of Economic Geologist 100(1): 681-722.
- Brand, N. W., Butt, Elias C.R.M. M. Nickel Laterites: Classification and features. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(4), 81-88.

Nunes Nilo S. de V. 2000. Geologia e resultados prospectivos das áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné/Mato Grosso – Goiânia: CPRM, N 972.

Oliveira, S. M. B. 1990. Estágio Atual do Conhecimento acerca do Minério Laterítico de Níquel no Brasil e no Mundo. Revista do Instituto Geológico (SP) 11(2): 49-57.

Silva, M. L. M.; Oliveira, S. M. B. 1995. As fases Portadoras de Níquel do Minério Laterítico de Níquel do Vermelho, Serra dos Carajás (PA). Revista Brasileira de Geociências 25(1): 69-78.

## SUÍTE ARQUEANA PLANALTO, PROVÍNCIA CARAJÁS: UM ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO ATRAVÉS DE MEV-EDS-CL

Renan Malone Brito Cunha<sup>1,2</sup>(Nanerlon@hotmail.com), Claudio Nery Lamarão<sup>2,3</sup>(lamarao@ufpa.br) & Thiago Andrade de Carvalho<sup>1,2</sup>(thiago.carvalho@ig.ufpa.br)

<sup>1</sup>Faculdade de Geologia-FAGEO-UFPA

<sup>2</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-GPPG-Instituto de Geociências-UFPA

<sup>3</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG-UFPA

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho refere-se à aplicação da Microscopia Eletrônica de Varredura, Catodoluminescência e Espectrometria por Dispersão de Energia (MEV-CL-EDS) em cristais de zircão pertencentes à Suíte nearqueana Planalto. A Suíte Planalto, situada na região de Canaã dos Carajás, subdomínio de transição do Craton Amazônico, é composta por vários plútons de composição monzogranítica a sienogranítica alongados na direção E-W e intrusivos no complexo máfico Pium e no supergrupo Itacaiúnas. É delimitada por zonas de cisalhamento e orientada concordantemente com o trend regional (Feio et al. 2012). Este trabalho encontra-se vinculado à Linha de Pesquisa em Quartzo e Zircão (LPQZ) pertencente ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) do IG-UFPA. O objetivo principal é realizar o estudo morfológico e composicional, através de imagens de CL e análises semiquantitativas de EDS, de cristais de zircão de dois corpos graníticos pertencentes à Suíte Planalto. As imagens de CL permitiram identificar feições internas dos cristais de zircão como zoneamento composicional, núcleos herdados, borda de sobrecrecimento, presença de inclusões, alterações, fraturamentos, etc., enquanto as análises químicas de EDS foram úteis na caracterização elementar dessas feições. Posteriormente, diagramas geoquímicos específicos foram utilizados para comparar os resultados obtidos com zircões de outras rochas arqueanas da região na tentativa de se estabelecer uma assinatura geoquímica característica para os zircões desta Suíte magmática.

### METODOLOGIA

O MEV utilizado foi o LEO-ZEISS, modelo 1430, do IG da UFPA com sistema de Mono-CL da Gatan e detector de EDS a seco Sirius-SD acoplados. As condições de operação usadas para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e análises por EDS foram as seguintes: corrente do feixe de elétrons = 90 µA, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 15 mm. As imagens de CL foram obtidas sob as mesmas condições, com exceção a voltagem de aceleração que foi de 10 kV e a distância de trabalho que foi de 13 mm. As análises de EDS foram realizadas durante 30s com 4000 a 5000 contagens/segundo para cada análise. As análises realizadas foram feitas nas diferentes zonas composicionais dos cristais evitando-se, com a ajuda de imagens de ERE e CL, regiões de fraturas e inclusões. Foram analisados O, Si, Zr, Hf, Ce, Nb, Ta, P, Y, Th, U, Ba e Ca. Os resultados foram tratados e interpretados em diagramas geoquímicos através do programa GCDkit 2.2. Os elementos Zr, Hf, Nb, Ca e Ta apresentaram concentrações distintas e foram utilizados como parâmetros de diferenciação geoquímica entre os grupos de zircão estudados.

### RESULTADOS

No Corpo 1 foram confeccionadas duas seções polidas com aproximadamente 100 zircões cada, sendo uma delas situada em uma zona intensamente deformada (RD-02) relacionada ao cinturão de cisalhamento Itacaiúnas (Araújo & Maia 1991) e outra em uma zona pouco ou sem deformação (RD-05). No Corpo 2, sem deformação aparente, foram confeccionadas 3 seções polidas com cerca de 100 zircões cada (MD-01, MD-02 e AMD-27).

#### MORFOLOGIA E GEOQUÍMICA.

A Figura 1 apresenta cristais de zircão representativos de cada seção estudada e a Figura 2, diagramas envolvendo alguns elementos e razões obtidos por EDS.

#### Corpo 1

Os zircões da seção RD-02 (Figura 1), provenientes da zona intensamente deformada, são predominantemente anédricos, localmente subédricos, isentos de zoneamento composicional evidente e

intensamente fraturados, provavelmente em resposta à deformação desta parte do corpo. Finas inclusões de F-apatita ricas em Ce são comuns. Geoquimicamente, apresentam as maiores concentrações de Ca, com valores variando de 0,4 a 1,2%, as menores concentrações de Nb, variando de 3,9 a 4,4%, e as mais baixas razões Nb/Ta (4 a 5,8) dentre os grupos de zircão analisados (Figura 2). Os elevados teores de Ca estariam ligados, provavelmente, ao intenso fraturamento dos cristais permitindo sua entrada na estrutura do zircão. A seção RD-05, formada por zircões coletados fora da zona deformada do Corpo 1, mostra cristais subédricos a euédricos zonados, com núcleos metamíticos contendo fraturas internas no sentido núcleo-borda. Morfológicamente são muito distintos dos zircões da zona deformada (Figura 1). Em termos geoquímicos, apresentam concentrações de Nb mais elevadas que os zircões da zona deformada, com um grupo de zircão apresentando concentrações de Nb em torno de 5% e outro entre 7,5 e 8%. As razões Zr/Hf situam-se entre 27 e 32, contra 25 e 33 dos zircões da zona deformada. São mais enriquecidos em Ta e mostram razões Nb/Ta mais elevadas em comparação com os zircões deformados (Figura 2).

## Corpo 2

Imagens de CL mostram que os zircões das seções MD-01, MD-02 e AMP-27 (Figura 1) são em geral subédricos a euédricos e zonados. Na seção AMP-27 dominam cristais com núcleos metamíticos escuros envoltos por zonas de crescimento luminescentes; raros cristais mostram núcleos luminescentes homogêneos, fracamente zonados, sugerindo crescimento em condições físico-químicas mais estáveis; inclusões de F-apatita são comuns. Na seção MD-01, ocorrem cristais zonados, fortemente luminescentes, fraturados, contendo bordas escuras e cristais pouco luminescentes (escuros) com núcleos metamíticos; raros cristais mostram núcleo luminescente subarredondado típico de cristal herdado (Corfu et al. 2003). Os zircões presentes na seção MD-02 são, de modo geral, homogêneos, apresentando pequenas fraturas internas no sentido núcleo-borda do cristal, com núcleos cinza-escuros e ausência de inclusões de apatita e presença de inclusões de titanita; seus cristais possuem zoneamentos pouco expressivos, indicando condições de estabilidade física e composicional no momento de cristalização do magma.

Em termos geoquímicos, os zircões do corpo 2 apresentam concentrações similares de Ca em todas as seções, com valores variando de 0,1 e 0,2%; já as concentrações de Nb são distintas, com a seção MD-01 contendo os menores e AMP-27 os maiores valores, sendo os mesmos, 4,2 a 4,7% e 6,5 a 7,7% respectivamente; a seção MD-02 contém conteúdos de Nb variando de 4,8 a 5,5%. Em relação à razão Zr/Hf, a seção MD-01 varia de 21 a 32, e as seções MD-02 e AMP-27 apresentam valores semelhantes de 25,5 a 36,5 e 26,5 a 35,5, respectivamente (Figura 2).

## DISCUSSÃO

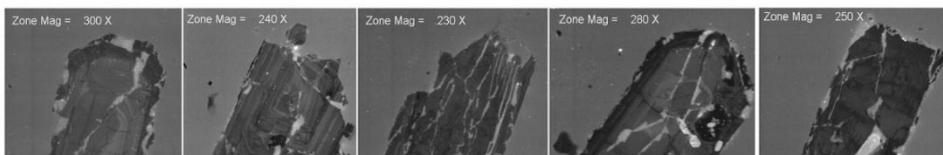
Os zircões dos dois corpos graníticos estudados pertencentes à Suíte Arqueana Planalto apresentaram algumas características importantes, dentre elas: os zircões deformados presentes no corpo 1 apresentaram os menores teores de Nb e os maiores conteúdos de Ca em relação aos outros zircões estudados, sugerindo que a deformação contribuiu para estas feições geoquímicas. Os zircões não deformados do corpo 2 apresentaram concentrações de Nb distintas, com os da seção MD-01 contendo os menores valores, os da seção MD-02 valores intermediários e os da seção AMP-27 valores mais elevados. No corpo 1 os zircões não deformados da seção RD-05 apresentaram concentrações distintas de Nb, com o primeiro grupo apresentando valores coincidentes com os zircões da seção MD-02 e o segundo grupo com os da seção AMP-27. O conjunto MEV-ERE-EDS-CL é uma ferramenta complementar importante, podendo auxiliar nos estudos petrológicos de rochas granitoides.

## AGRADECIMENTOS

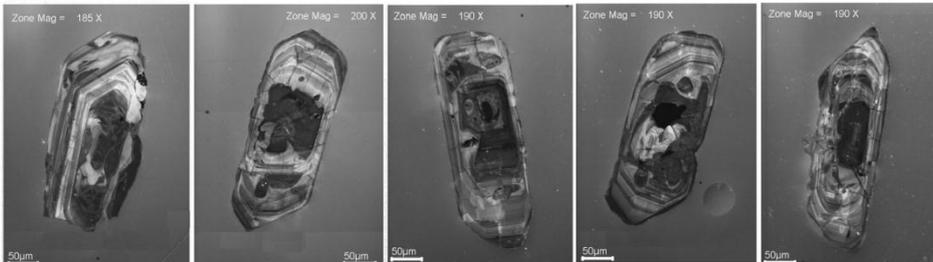
Ao instituto de geociências da UFPA; Ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG); Ao edital 001/2010 Vale/FAPESPA coordenado pelo professor Davis Carvalho de Oliveira intitulado “Evolução geodinâmica e aspectos metalogenéticos da província mineral de Carajás (PA): Implicações para gênese de depósitos minerais e perspectivas para novas descobertas” que possibilitou recursos para realização deste trabalho; Ao LAB-MEV coordenado pelo Doutor Claudio Nery Lamarão, que transmitiu todo seu apoio e conhecimento; A engenheira química bolsista e operadora do MEV Ana Paula Picanso Corrêa pelos ensinamentos e dedicação.

### CORPO 1

RD-02



RD-05

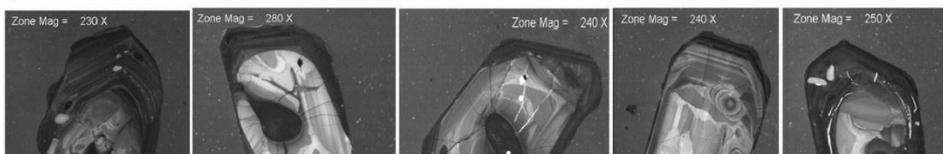


### CORPO2

AMP-27



MD-01



MD-02

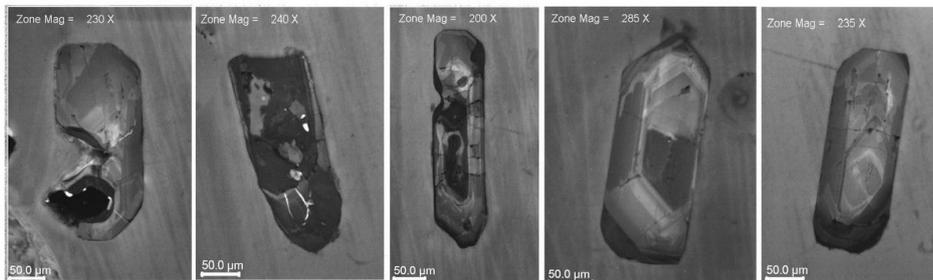


Figura 1- Imagens de catodoluminescência representativas dos zircões estudados.

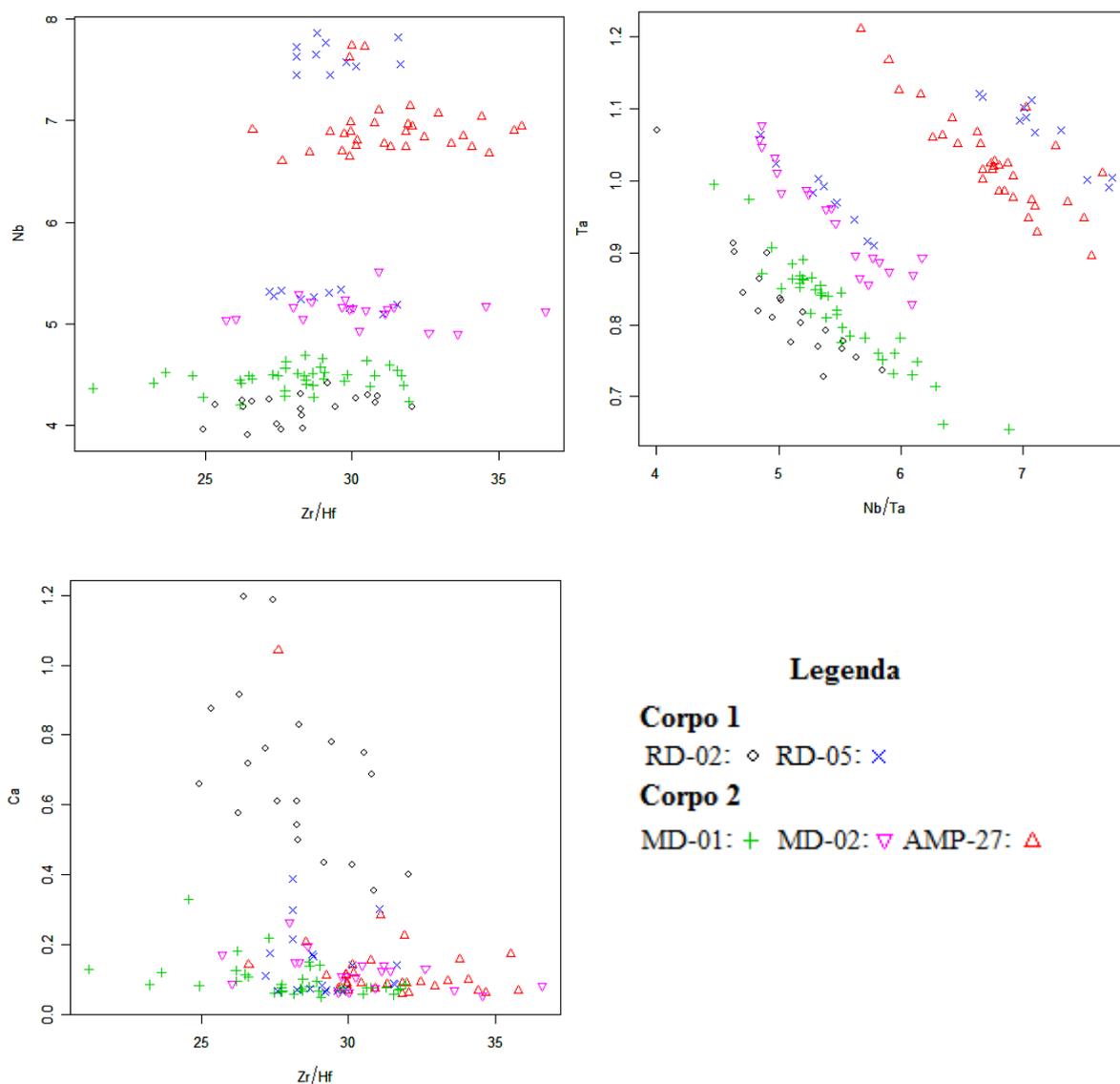


Figura 2- Diagramas geoquímicos mostrando a distribuição dos zircões estudados em termos de conteúdos de Nb, Ta, Ca e das razões Zr/Hf e Nb/Ta.

## REFERÊNCIAS

Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO, Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds.) Zircon. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53 p.: 469-500.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the neoproterozoic Planalto Granite Suite, Carajás, Amazonian Craton: A-type or hydrated charnockitic granites? Accept for publication in *Lithos*.

## CARACTERIZAÇÃO E PROCEDÊNCIA DE MATERIAIS EMPREGADOS NA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ DE MACAPÁ

Roseane da Conceição Costa Norat <sup>(1)</sup>; Marcondes Lima da Costa <sup>(2)</sup>

Universidade Federal do Pará

<sup>(1)</sup> Arquiteta e Urbanista, M.Sc., Doutoranda PPGG/UFPA, rosenorat@gmail.com; <sup>(2)</sup> Geólogo, Dr., Professor, UFPA, Pesquisador CNPq, marcondes@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A conservação de edificações históricas na Amazônia é um desafio que requer ações multidisciplinares aliando a tecnologia da restauração a outras áreas do saber, como as geociências por exemplo. Os materiais componentes dos edifícios, sujeitos as condições do intemperismo tropical, sofrem alterações, degradação e perdas, requerendo manutenção preventiva ou, quando em estado avançado de deterioração, a intervenção técnica restaurativa.

Dentre os exemplares da arquitetura monumental da região, destacam-se as fortificações militares instaladas em promontórios rochosos e margens de rios com perspectivas visuais privilegiadas, cuja implantação permitiu o estabelecimento de povoados, proteção contra os invasores e a consolidação das fronteiras do país.

Considerada como das maiores e mais bem conservadas fortificações no continente, a Fortaleza de São José de Macapá, no Amapá, situa-se na foz do Rio Amazonas e seu projeto de forma abaluartada é inspirado no sistema Vauban, 8ª classe, referência ao engenheiro militar francês Sèbastien Le Preste, Marquês de Vauban. Tinha por missão além da defesa da região, assegurar a exploração dos produtos regionais e seu comércio com a metrópole. Sua construção foi iniciada em 29 de junho de 1764 com o lançamento da pedra fundamental do baluarte São Pedro e seria inaugurada, ainda que incompleta, em 19 de março de 1782 (Ferreira 1970, Ferreira 2004, Ferreira, 2005, Magalhães, 2006).

Embora nunca tenha entrado em combate, sua trajetória conta com períodos de utilização plena em contraposição a outros de abandono, sendo alvo de intervenções para adaptações conforme o uso então destinado. Foi reconhecida como patrimônio cultural nacional por meio de tombamento efetivado pelo Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional/IPHAN em 22 de março de 1950.

Em prol de sua permanência e utilização compatíveis, busca-se o conhecimento sobre os materiais construtivos e suas alterações, o que requer pesquisas relativas desde a documentação histórica até a efetivação de cadastros de danos, análises visuais e a utilização de técnicas modernas de investigação laboratoriais.

Este artigo tem por objetivo apresentar os principais materiais construtivos da fortificação (rochas, argamassas e tijoleiras) por meio de análises de campo e mineralógicas, reconhecendo a importância do uso de técnicas instrumentais e a interdisciplinaridade entre as geociências, a engenharia e a arquitetura, pois auxiliam não apenas o conhecimento dos materiais e suas alterações, mas subsidiam o tratamento da matéria, que é o que se restaura, de acordo com Brandi (2004) na obra arquitetônica.

### MATERIAIS E MÉTODOS

#### Amostragem

Os materiais analisados foram: 1. FSJM.ARG.REV: argamassa original de alvenaria de ruínas localizadas no Revelim e 2.FSJM.ROC.MD: rocha utilizada na construção de base de escada intra muralha situada entre o Baluarte de Madre de Deus e a Casa do Órgão. A coleta de material obedeceu aos critérios de representatividade do material no conjunto da obra (tipo de rocha e argamassa original) além da facilidade de coleta em relação ao bem tombado.

#### Caracterização Mineralógica

Foi realizada por análises mesoscópicas e DRX pelo método do pó das amostras FSJM.ARG.REV e FSJM.ROC.MD (Figura 1), em difratômetro modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com goniômetro PW3050/60 ( $\theta/\theta$ ), tubo de raios X cerâmico com anodo de Cu ( $K\alpha_1=1,540598 \text{ \AA}$ ), modelo PW3373/00, foco fino longo (2200 W- 60 kV), filtro  $K\beta$  de Ni. O equipamento pertence ao Laboratório de Caracterização Mineral (LCM), do Instituto de Geociências da UFPA. As condições instrumentais para as análises das amostras foram: varredura de 5 a 75° 2 $\theta$ , voltagem de 40 kV e corrente

de 30 mA, tamanho do passo 0,02° 2 $\theta$  e tempo/passo de 10s, com fenda divergente e automática e anti-espalhamento de 4°; máscara de 10 mm; amostra em movimentação circular com frequência de 1 rotação/s.

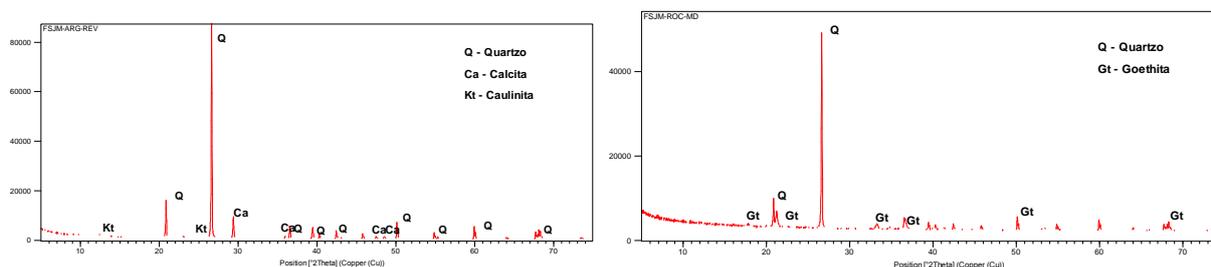


Figura 4: DRX das amostras – 1.a. Argamassa tradicional (FSJM.ARG.REV) e 1.b. Arenito (FSJM.ROC.MD).

## RESULTADOS

### Caracterização

A análise do monumento *in loco* aliada aos ensaios laboratoriais identificaram os principais materiais utilizados na construção da fortificação: os arenitos ferruginizados, fragmentos de crosta lateríticas, argamassas e tijoleiras cerâmicas.

- **Arenitos ferruginizados:** são blocos de rochas de cor marrom escura, em que grãos de quartzo são cimentados por goethita, confirmada por DRX. Esses blocos são majoritários em toda muralha e alvenaria de edificações, principalmente na porção no substrato e porção basal, bem como nos cunhais.
- **Crostas Lateríticas:** fragmentos de crostas ferroaluminosas de cor marrom avermelhadas, em que concreções de oxihidróxidos de ferro (hematita e goethita) são agregadas por argila de coloração branca amarelada à lilás, tipo caulinita associada a quartzo. Fragmentos irregulares dessas crostas são empregados principalmente na cortina da muralha. As crostas ferroaluminosas lateríticas constituem a base de toda a estrutura da fortaleza e aflora na falésia junto a mesma.
- **Argamassas:** usadas como ligantes ou como reboco, apresentam cor amarelo-avermelhado pela adição de material argiloso tipo caulinita, fragmentos de conchas, textura granular média, com o uso da cal e areia (proporções 1:2 ou 1:3) com sua mineralogia típica de quartzo (como grãos de areia), calcita (cal) e caulinita (argila), confirmados no DRX. As conchas provinham, em sua maioria, de sambaquis.
- **Tijoleiras:** materiais cerâmicos, tijolos maciços e ladrilhos, de coloração alaranjada a avermelhada, indicando o uso de argilominerais (caulinita) e diferentes temperaturas de queima.

## DISCUSSÕES

Os construtores, diante da dificuldade de receberem materiais dos seus fornecedores de origem, adaptavam-se aos materiais e à mão-de-obra locais. As técnicas e materiais construtivos aliam-se na cartografia técnica das fortalezas e suas funções, tais como, proteção, acessibilidade e artilharia correlacionando-as às propriedades dos materiais e às alterações e conformações dos terrenos na criação de esplanadas, fossos e terraplenos, onde o movimento de materiais do sítio original resulta em seu reaproveitamento em outras frentes construtivas.

Na Fortaleza de São José de Macapá, esses aspectos são observados desde a escolha do sítio até a utilização de fragmentos de crostas ou arenitos ferruginizados, argamassas e tijoleiras.

Edificada sobre um promontório rochoso típico da paisagem amazônica, um perfil laterítico imaturo, nota-se a preocupação com a escolha de um local resistente à erosão, conferindo ao sítio físico aspectos de estabilidade em contraposição ao seu entorno, como demarcado na iconografia histórica, em que boa parte do terreno era alagadiço, banhado por um igarapé, cujo remanescente encontra-se canalizado nas proximidades.

Os engenheiros militares, portanto, tinham que adaptar o traçado da fortaleza ao terreno que apenas “em parte era de terra firme” e aplicaram a técnica utilizada no século XVIII que consistia na “elevação

das muralhas sobre um engradado de madeira”, no caso acapu, fato registrado na documentação de época e confirmado em pesquisas arqueológicas realizadas entre 2003/2004 (Albuquerque 2008, p.45).

Para erguer as espessas muralhas, foram usadas as rochas em diferentes condições e tratamentos nas cortinas, variando desde as pedras brutas na maioria da composição externa até às cantarias, com recortes especiais aplicadas nos cunhais das muralhas, e nas paredes de alvenaria dos edifícios intra-muralhas (armazéns, casas de oficiais e do comandante, capela, calabouço, casamatas e outros). Sua resistência é caracterizada pela ocorrência de quartzo e da goethita, cimentadas por argilominerais como a caulinita.

No caso das argamassas tradicionais era comum o uso das argamassas “bastardas” que agregam além da areia (quartzo) e cal (calcita) aditivo de solo argiloso (caulinita). São as “argamassas de barro”, acrescidas ou não de aditivos orgânicos, que na região seria o óleo de peixe, como a gurijuba, cujo uso os estudos ainda não confirmaram. Para a produção da cal eram usadas como matéria-prima as conchas calcinadas entre 700°C e 900°C, em fornos populares denominados de caeiras. As conchas provinham, em sua maioria, de sambaquis (sernambis). Além da coloração amarelo-avermelhada e a presença das conchas, essas argamassas são conhecidas por sua plasticidade e bom desempenho mecânico.

Como materiais cerâmicos, cujo comportamento se assemelha aos materiais como rochas naturais, as tijoleiras aparecem em diferentes formatos e usos, tais como tijolos maciços e ladrilhos de coloração alaranjada a avermelhada, tipicamente com ocorrência de argilominerais (caulinita), aplicadas como material de pavimentação, composição de muretas, rampas, composição intramuralhas e nas alvenarias mistas, inclusive muralhas. Há elementos cerâmicos de vários períodos, dispostos na fortaleza. Os mais antigos, com maior desgaste, apresentam maior irregularidade na superfície e coloração mais clara, com a queima possivelmente em fornos tradicionais, sem maior uniformidade de temperatura. Os mais recentes aplicados em diversas obras realizadas ao longo do século XX aparentam aspecto mais brilhante e coloração laranja-avermelhada, com queima em fornos industriais.

## CONCLUSÕES

A iconografia e documentação histórica somada às análises mesoscópicas e técnicas laboratoriais demonstraram-se importantes no processo de caracterização física e mineralógica dos materiais componentes da Fortaleza de São José de Macapá, auxiliando a interpretação dos processos construtivos, dos materiais e suas alterações, que por sua representatividade e monumentalidade constituem indicativos para a restauração arquitetônica e conservação não apenas desde bem cultural, mas também de outros exemplares distribuídos no vasto território amazônico.

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof Dr. Rômulo Simões Angélica, coordenador do LCM/IG, responsável pela disciplina Difração de Raios-X Aplicada à Mineralogia ministrada no PPGG/UFPA, que nos oportunizou aplicar a DRX.

## REFERÊNCIAS

- Albuquerque, M. 2008. Arqueologia da Fortaleza de São José de Macapá. Rio de Janeiro, Revista Da Cultura, Ano VIII, nº 14. Fundação Cultural Exército Brasileiro, p. 40-46.
- Brandi, C. 2004. Teoria da Restauração. Tradução Beatriz Kühl. São Paulo, Ateliê Editorial, 261 p.
- Ferreira, A. M. 2004. Fortificações Portuguesas no Brasil. Lisboa, Elo-Publicidade, Artes Gráficas, SA, 144 p.
- Ferreira, A. M. 2005. Fortificações Portuguesas na Cartografia Manuscrita do Brasil. Rio de Janeiro, Revista URBANismo, nº 06. Centro de Estudos de Urbanismo e Arquitectura de Portugal. I Simpósio Luso-Brasileiro de Cartografia Histórica,
- Ferreira, A. R. 1970. Viagem Filosófica às Capitânicas do Grão-Pará, Rio Negro, Mato Grosso e Cuiabá, Vol. I. São Paulo, Gráficos Brunner Ltda, 73 p.
- Magalhães, M. P. 2006. Arqueologia na Fortaleza de São José de Macapá. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Ciências Humanas, Belém, v. 1, n. 3; 33-59.

## DISCRIMINAÇÃO DE PROCEDÊNCIA DE FRAGMENTOS CERÂMICOS ARQUEOLÓGICOS DA AMAZÔNIA ATRAVÉS DE ANÁLISES DE AGRUPAMENTO DE DADOS DE DRX

Suyanne Flavia Santos Rodrigues<sup>1</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>1</sup>, Glayce Jholy Souza da Silva<sup>1</sup>, Dirse Clara Kern<sup>2</sup>,  
Herbert Poellmann<sup>3</sup>, Bruno Figueira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>UFPA-PPGG, <sup>2</sup>MPEG, <sup>3</sup>Uni-Halle

### INTRODUÇÃO

Em solos tipo Terra Preta Arqueológica (TPA) é a frequente presença de fragmentos cerâmicos (FC) distribuídos em superfície, e ao longo do Horizonte A e AB. Estes FC representam o descarte de utensílios certamente utilizados para o preparo e armazenagem de alimentos, em rituais, ou como objetos de ornamentação, confeccionados por populações que ocuparam diferentes áreas da Amazônia pré-histórica (Meggers, 1990). Os estudos mineralógicos destes FC podem revelar valiosas informações a respeito das tecnologias e matérias primas empregadas em suas confecções por esses diferentes grupos (Gimenez et al., 2006, Hein et al., 2004). Diante disto, o presente trabalho tem por objetivo a partir de dados mineralógicos obtidos por Difração de Raios X (DRX) tentar discriminar os FC conforme seu sítio arqueológico de procedência e inclusive intra-sítio. Isto será de grande importância para avaliar áreas fontes das matérias primas, intercâmbio de temperos, de tecnologia de produção, e desta forma avaliar o grau de intercâmbio cultural entre as diferentes populações pré-históricas que ocuparam a região Amazônica.

### METODOLOGIA

Para a desenvolvimento do presente estudo foram selecionados análises mineralógicas obtidos por DRX em fragmentos cerâmicos (FC) coletados em 7 sítios arqueológicos distintos representados por solos tipo TPA: Quebrada Tacana-QT (Letícia, Colômbia), Terra Preta 1 e Terra Preta 2 -JUR (Juruti-PA), Monte Dourado 1-JARI (Almerim-PA), Raimundo-T1 (Caxiuanã, Portel-PA), BA08-BAR (Barcarena-PA), Jabuti-JAB (Bragança-PA) e Da Mata-DM (São José de Ribamar-MA) (Figura 1).

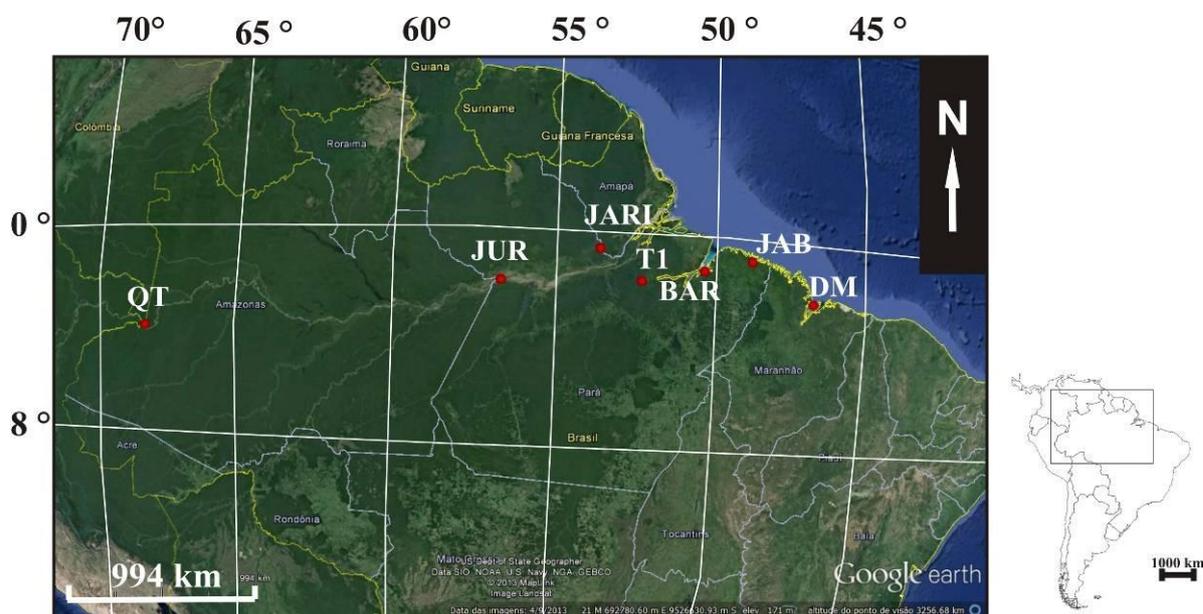


Figura 1- Localização dos sítios arqueológicos com TPA com FC analisados por DRX.

As análises de DRX foram realizadas segundo o método do pó. Utilizou-se difratômetro XPERT PRO MPD equipado com goniômetro PW 3040/60 (theta-theta) PANalitical, anodo de cobre ( $\lambda_{CuK\alpha 1} = 1,54060$ ), filtro  $K\beta$ , fenda divergente fixa de 0,2393 mm, gerador de tensão com 40 kV e gerador de corrente com 30mA. O intervalo de varredura foi de 5° a 75° com passo de 0,0170 ( $2\theta$ ) e tempo de passo

de 10,3377 s. Essas análises foram realizadas no laboratório de Caracterização Mineral do Instituto de Geociências da UFPA.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Todos os FC analisados tem em comum a presença como minerais principais quartzo (o mais abundante) e metacaulinita (caulinita calcinada em temperatura superior a 500°C) constada pela elevação dos backgrounds dos difratogramas, o que sugere queima durante a confecção próxima a 500°C. Os feldspatos (albita, microclíneo), muscovita, anfibólios, cloritas, granadas, fosfatos, anatásio, oxihidróxidos de ferro, entre outros, podem estar presentes ou não, além de cristobalita. Admite-se caulinita como argilomineral fundamental das argilas para confecção de cerâmica vermelha como são as arqueológicas, uma vez que este é o que melhor se adéqua para este fim além de ser o mais abundante na região. O quartzo, assim como a muscovita e anatásio são componentes, em geral, presentes no material argiloso. O quartzo também pode ter sido intencionalmente adicionado com anti-plástico, da mesma forma como os feldspatos. Outros antiplásticos de natureza orgânica facilmente evidenciados por descrição microscópica, como cauxi, cariapé, carvão, variam segundo cada sítio. A variação intra-sítio parece está restrita apenas quanto à abundância de um antiplástico dentre a combinação utilizada. Quanto às demais fases minerais identificadas, os FC QT juntamente com BAR distinguem-se pela presença de clorita. A cristobalita está presente no FC T1e QT, em geral, relacionada a presença de cariapé e cauxi constituídos por SiO<sub>2</sub> amorfa (que ao ser calcinada se transforma parcialmente em cristobalita (Costa et al., 2011, Silva, 2010). Feldspatos plagioclásios foram identificados nos FC JUR, T1 e JARI. Os FC JARI se destacam pela mineralogia mais complexa, que indica o emprego de rocha triturada tipo anfibolito (exceto segelerita) disponível na região deste sítio. Por outro lado, os FC DM apresentam a assembléia mineralógica mais simples relacionada apenas aos sedimentos da Formação Barreiras, assim como daqueles JAB, mas neste caso as conchas utilizadas como antiplástico parecem ter permitido a neoformação de crandallita-goyazita (Costa et al., 2012, Rodrigues, 2010).

As análises de agrupamento (componentes principais) de 43 difratogramas de FC provenientes dos sítios referidos permitiu discriminar os FC segundo os sítios de origem. Ou seja, os mesmos apresentam variações mineralógicas, que devem retratar as matérias primas locais, os temperos e o uso dos artefatos cerâmicos para distintas finalidades, quiçá as transformações ocorridas após o descarte. No entanto, a variação intra-sítio da abundância de um dado antiplástico evidenciado primeiramente pela descrição microscópica também é observada através deste tipo de tratamento.

## CONCLUSÃO

As análises de grupamento (componentes principais) dos dados obtidos por DRX de FC provenientes de distintos sítios de TPA da Amazônia permitiram claramente evidenciar diferentes procedência. Apresenta-se assim como uma ferramenta adequada para de distinguir a procedência dos mesmos, e por conseguinte a natureza de sua matéria prima, dos temperos, da tecnologia de produção e mesmo alterações durante uso e descarte.

## AGRADECIMENTOS

Ao MPEG, Scientia Consultoria e Prof. Gaspar Morcote pela concessão dos FC aqui estudados. CNPQ e CAPES por concessão de bolsa de estudos e financiamento de projeto de pesquisa (CERAFÉRTIL-Proc. 477682/2010-3).

## REFERÊNCIAS

- Costa, M. L., Rodrigues, S. F. S., Silva, G. J. S., Pollmann, H. 2012. Crandallite formation in archaeological potteries found in the Amazonian Dark Earth soils. In: 10th International Congress for Applied Mineralogy. Thondheim, Proceedings, p. 137-144.
- Costa, M.L., Rios, G.M., Silva, M.M.C., Silva, G.J., Valdes, U.M. 2011. Mineralogy and Chemistry of Archaeological Ceramic Fragments from Archaeological Dark Earth Site in Colombian Amazon. Revista da Escola de Minas, 64 (1): 17-23.
- Gimenez, R.G.; Vigil De La Villa, R.; Petit Domínguez, M.D.; Rucandio, M.I. 2006. Application of chemical, physical and chemometric analytical techniques to the study of ancient ceramic oil lamp. Talanta, 68: 1236–1246.
- Hein, A. Day, M.P.; Cau Ontiveros, M.A.; Kilikoglou, V. 2004. Red clays from central and eastern Crete:

geochemical and mineralogical properties in view of provenance studies on ancient ceramics. *Applied Clay Science*, 24: 245–255.

Meggers, B. 1990. Reconstrução do comportamento locacional pré-histórico na Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Antropologia*, 6:183-203.

Rodrigues, S.F.S. 2010. Mineralogia, química e avaliação da fertilidade potencial de fragmentos cerâmicos de Terra Preta Arqueológica do sítio Jabuti (Bragança, Pará). Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e Naturais, Universidade Federal do Pará, Belém, 130p.

Silva, G.J.S. 2010. Mineralogia, química e avaliação da fertilidade potencial de fragmentos cerâmicos de: Caxiuanã, Juruti, Barcarena e Quebrada Tacana. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107p.

## ARTESANATO EM PEDRA-SABÃO DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR

Talita Suelen Carvalho Silva<sup>1</sup>, Luiza Câmara Beserra Neta<sup>2</sup>, Stélio Soares Tavares Junior<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal De Roraima (talita\_igeo@hotmail.com), <sup>2</sup>Universidade Federal De Roraima (luiza@dgr.ufr.br), <sup>3</sup>Universidade Federal De Roraima (stelio@dgl.ufr.br)

### INTRODUÇÃO

Desde os primórdios os bens minerais bem como as rochas possuem uma importância significativa para sociedade e ao longo da evolução humana, os mesmo permanecem presentes no dia-a-dia de acordo com as necessidades de cada individuo. Atualmente as rochas são utilizadas na confecção de múltiplos artigos, condicionados por suas propriedades físicas e mineralógicas. A pedra-sabão, nome regional, é uma rocha metamórfica denominada cientificamente de esteatito que de acordo com suas características é bastante utilizada na fabricação de peças ornamentais e de decoração. A técnica em pedra-sabão foi empregada no Brasil pelos europeus, e teve seu auge mais expressivo nas obras de Aleijadinho, no período Barroco mineiro aproximadamente no século XIV e atualmente esta técnica encontrasse espelhada entre os estados brasileiros. De acordo com Santos (2009) Minas Gerais possui as maiorias reserva de esteatito bem como a maior concentração do trabalho artesanal especificamente nos municípios de Ouro Preto, Mariana, Catas Altas da Noruega e demais distritos. Na porção norte do estado de Roraima, mais precisamente no município de Amajari localiza-se a serra do Tepequém, entre as coordenadas 3° 42' e 3° 50' N e 61° 40' e 61° 48' W de Greenwich. Entre as décadas de 30 e 80 do século XX, a região foi palco da atividade de garimpagem do ouro e diamante (BESERRA NETA, 2007), e foi neste período, mais precisamente em 1937 que também foram encontrados os primeiros indícios da pedra-sabão na região (LUZARDO, 2006). Baseado nesta questão, a presente pesquisa visa caracterizar a partir da análise mineralógica a pedra-sabão da serra do Tepequém – RR, bem como suas implicações na confecção de artesanato, uma vez que a atividade artesanal está entre as atividades econômicas que contribuem com a renda da comunidade local, além do turismo e da piscicultura.

### METODOLOGIA

A pesquisa foi desenvolvida mediante interpretação de dados bibliográficos bem como dados obtidos em observações realizadas em campo e análises laboratoriais descritas a seguir: Foi realizado o levantamento bibliográfico e cartográfico, para melhor compreensão e entendimento sobre o tema a “Pedra-sabão” e da área de estudo. Posteriormente, foram realizadas atividade de campo, para à aquisição de imagens fotográficas das etapas de produção das peças artesanais, bem como a coleta de amostras da pedra-sabão para análise mineralógica. As amostras foram pulverizadas em gral de ágata e posteriormente submetidas à análise mineralógica por difração de raios-X com o uso do DRX modelo Lab. – XRD – 6000 Shimadzu. As amostras foram analisadas no intervalo de varredura de 5° a 70° 2θ, em uma duração de 40 minutos. As análises foram executadas respectivamente nos laboratórios de Recuperação de Áreas Degradadas do IGEO e Difractometria de Raios – X do curso de Física da Universidade Federal de Roraima.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### ASPECTOS HISTÓRICOS DO ARTESANATO EM PEDRA-SABÃO

O trabalho artesanal em pedra-sabão iniciou nos anos 2000 sendo a cooperativa constituída por 22 integrantes, todos moradores locais. Neste período os trabalhos eram desenvolvidos na escola Municipal Olavio Bilac, localizado na vila Tepequém. O trabalho era realizado de forma rudimentar com poucas ferramentas muitas vezes improvisadas. Com o conhecimento sobre essa atividade artesanal, alguns órgãos promoveram cursos de capacitação direcionados aos artesões bem como outras técnicas artesanais. As primeiras peças não eram bem elaboradas apresentando um efeito inacabado em decorrência do pouco lixamento e lapidação, destacando-se ainda a ausência de pintura e adereços decorativos tais como argolas, barbantes, missangas, etc. Os efeitos inacabados que caracterizavam as primeiras peças evidenciam a pouca experiência dos artesões que após cursos de capacitação pode-se observa que os artigos produzidos passaram a ser bem elaborados, tendo como resultado, traços precisos, ressaltando com maiores detalhes as características de cada peça. (Fig. 1).

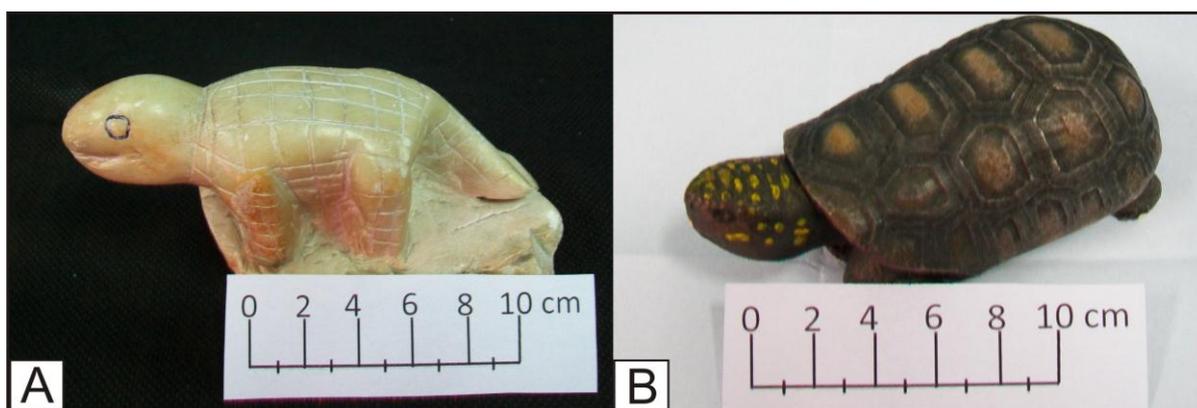


Figura 1 - Evolução na confecção das peças artesanais em Pedra-sabão da Serra do Tepequém: réplica de um lagarto confeccionado em 2004 (A), réplica de um Jabuti em 2012 (B).

### ETAPAS E PRODUÇÃO DE ARTESANATOS

A pedra-sabão é cortada através do uso da serra elétrica, marcando a forma e o tamanho da peça, que posteriormente é polida/lixada para que a superfície torne-se totalmente lisa, e por fim é lapidada, conforme o modelo individual de cada peça. Em seguida a peça recebe os acabamentos finais como tingimento, fitas, cordas, missangas entre outros. Além do aperfeiçoamento da técnica em pedra-sabão, os artesões conheceram a técnica da marchetaria, nome usado para designar o trabalho associado da madeira com outros materiais a exemplo de rochas e minerais formando peças de decorações variadas. Os artesões do núcleo de artesanato da Serra do Tepequém aplicam à técnica de marchetaria (pedra-sabão/madeira) no fabrico de: mesas, cadeiras, utensílios decorativos, além da confecção de bijoias como: colares, pulseiras e brincos. As imagens a seguir ilustram parte dos produtos oferecidos pelos artesões (Fig. 2).



Figura 2 – Técnica de marchetaria, colar de pedra-sabão combinado com sementes (A), réplica de um peixe com aplicação de pedra-sabão (B), porta joias de madeira com aplicação de pedra-sabão (C).

### ANÁLISE MINERALÓGICA DA PEDRA-SABÃO

A pedra-sabão da Serra do Tepequém - RR pode ser encontrada em tonalidades diferenciadas a exemplo de tons rosa, verde e branco, podendo ser classificada pela sua mineralogia e consequentemente pelo grau de dureza em: pura e impura. Os resultados demonstraram que as amostras classificadas como pura foram aquelas com maior presença de pirofilita e secundariamente contendo ainda muscovita, caulinita e quartzo. Entretanto, as amostras impuras apresentaram maior quantidade de picos de reflexão do quartzo. Os resultados da composição mineralógica das amostras estudadas são similares aos obtidos por Luzardo e Milliotti (2008) em amostras da pedra-sabão da serra do Tepequém.

A pedra-sabão pura apresenta uma textura fina logo macia, facilitando dessa forma seu manuseio sendo utilizada principalmente na confecção de bijuterias e chaveiros. A pedra-sabão que apresenta impurezas (maior presença de quartzo) é mais resistente aos processos de corte, perfuração e lixamento sendo utilizada para confeccionar médias estatuetas que representam a fauna e a flora da região. Essas diferenças nas propriedades mineralógicas influenciam nas etapas de confecção e nos tipos de peças que são produzidas, ou seja, menor resistência às etapas de polimento, para a pedra-sabão pura, em detrimento do difícil uso e manuseio devido à presença do quartzo para amostra impura (Fig. 3).

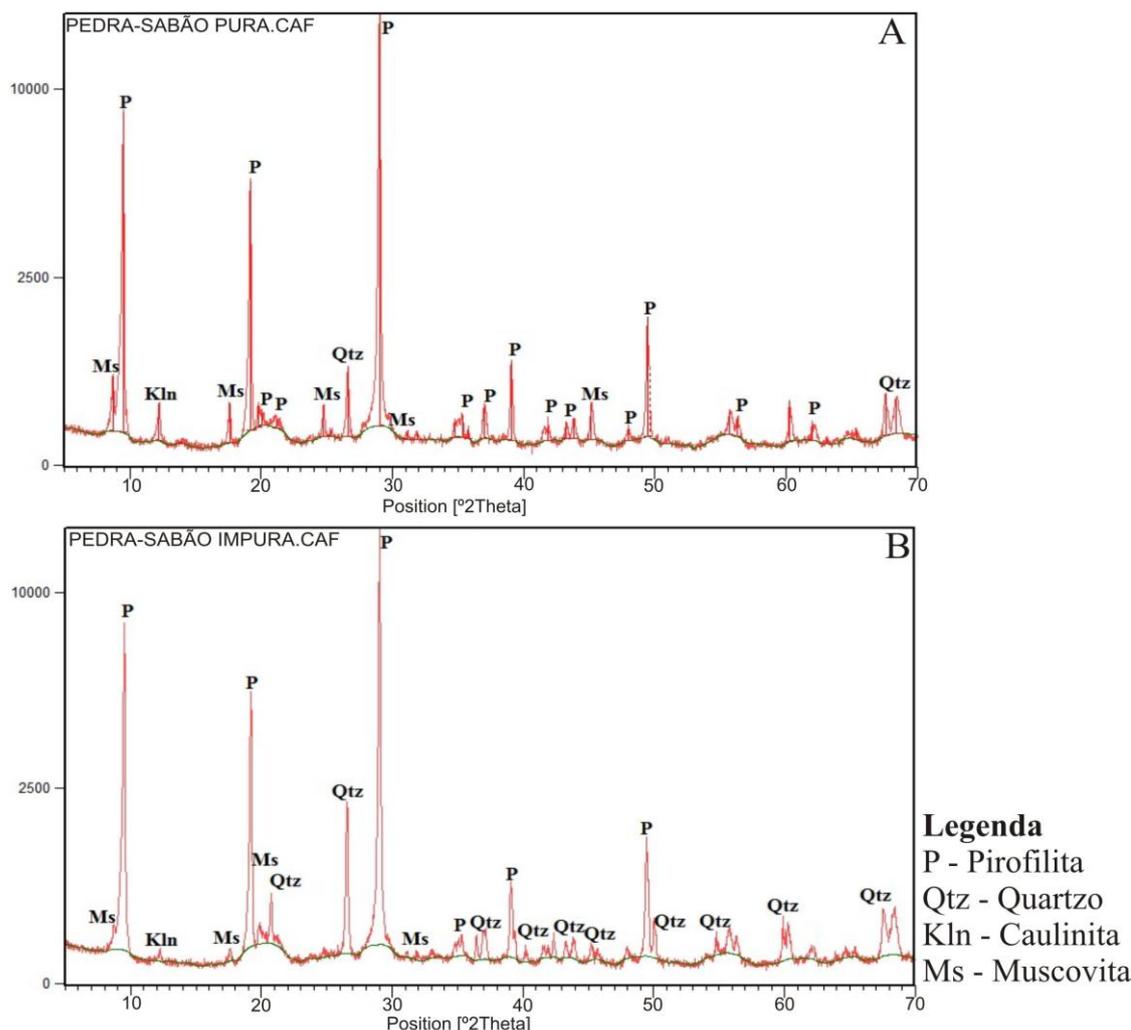


Figura. 3 – Pirofilita, quartzo, muscovita e caulinita presentes nas amostras de pedra-sabão pura (A) e impura (B).

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O artesanato em Pedra-sabão da Serra do Tepequém tem contribuído para o aumento da renda da comunidade, principalmente depois da capacitação dos artesões e consequentemente do melhoramento das peças. Não somente a capacitação, mas incentivo governamental e parcerias são fundamentais para fortalecer o trabalho que é realizado pelo grupo de artesões uma vez que os mesmos enfrentam algumas dificuldades para divulgar as peças e necessitam de maior apoio logístico em geral. O conhecimento mais detalhado das características mineralógicas da pedra-sabão é de suma importância tanto de cunho científico como também fonte de informação para os artesões. A pedra-sabão apresenta resistência diferenciada nas etapas de produção, devido a sua composição mineralógica e consequentemente do grau de dureza, o que implica na separação entre a matéria-prima de acordo com o tipo de peça que se pretende confeccionar. Portanto, a necessidade de divulgação de informações de cunho científico sobre o trabalho artesanal, pode agregar valor às peças.

### AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pela concessão de apoio financeiro de bolsa de iniciação científica (PIBIC/UFRR) ao 1º autor e apoio financeiro aos trabalhos de campo através do projeto Universal 2011, intitulado “**Origem e evolução das formas de relevo da serra do Tepequém- RR**”.

## **REFERÊNCIAS**

- Beserra Neta, L C, Análise evolutiva da paisagem da serra Tepequém - Roraima e o impacto da atividade antrópica, 2007, 190p, Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2007.
- Luzardo, M, Metamorfismo da Serra do Tepequém (Estado de Roraima), 2006, 91p, Programa de Pós-graduação em Geociências - Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, 2006.
- Santos, R. C. P, Análise dos entraves para a criação de um arranjo produtivo local (APL) de base mineral de pedra-sabão na região de Ouro Preto, Minas Gerais, 2009, 79p. Tese de Doutorado, programa de pós-graduação em engenharia mineral – PPGEM, Escola de Minas Universidade Federal de Ouro Preto, 2009.
- Luzardo, R; Milliotti, C. A. A pedra-sabão da Serra Tepequém - RR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44. 26-31 out., 2008, Curitiba, PR. Anais... Curitiba, PR: SBG, 2008.

## VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DE ZIRCÃO DO GRANITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Thiago Andrade de Carvalho<sup>1,2</sup> ([thiago.carvalho@ig.ufpa.br](mailto:thiago.carvalho@ig.ufpa.br)), Claudio Nery Lamarão<sup>2,3</sup> ([lamarao@ufpa.br](mailto:lamarao@ufpa.br)) &  
Renan Malone Brito Cunha<sup>1,2</sup> ([nanerlon@hotmail.com](mailto:nanerlon@hotmail.com))

<sup>1</sup>Faculdade de Geologia-FAGEO-UFPA

<sup>2</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-GPPG-Instituto de Geociências-UFPA

<sup>3</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG-UFPA

### INTRODUÇÃO

Zircões de rochas graníticas têm sido cada vez mais utilizados como indicadores petrogenéticos; sua estabilidade química elevada, somada à presença em sua estrutura cristalina de elementos traços característicos como Hf, Y, Nb, Th, U, Ca e ETR, têm permitido avanços importantes na caracterização de rochas fonte, na identificação de fracionamento de rochas ígneas, misturas de magmas e em estudos de proveniências. Além disso, zircões de granitos mineralizados a metais raros mostram conteúdos elevados de Hf e razões Zr/Hf extremamente baixas, as quais podem ser interpretadas como uma assinatura herdada de fusões graníticas evoluídas ou como resultado de alteração hidrotermal de suas rochas hospedeiras por fluídos ricos em flúor. Por sua vez, zircões de granitos não especializados mostram conteúdos mais baixos de Hf e razões Zr/Hf comparativamente mais elevadas. Granitos especializados das províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga (AM), Rondônia, Goiás e SE da Finlândia possuem zircões enriquecidos em Hf, Y, Th, U e Ca e baixas razões Zr/Hf, enquanto zircões de granitos não mineralizados (Redenção e Bannach) da Suíte Jamon, sudeste do Cráton Amazônico, e do granito pórfiro Santa Rosa, região de São Félix do Xingu, mostram uma assinatura geoquímica distinta daquela de zircões de corpos mineralizados, indicando que a composição do zircão pode ser um guia útil na avaliação preliminar do potencial metalogenético de granitos especializados. Este trabalho é baseado em imagens de ERE e análises semiquantitativas por EDS de cristais de zircão dos Granitos São Jorge Antigo (GSJA) e São Jorge Jovem (GSJJ), situados na região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, com idades de cristalização Pb-Pb em zircão de  $1981 \pm 2$  Ma e  $1891 \pm 3$  Ma, respectivamente. O objetivo principal é verificar se zircões do GSJJ, situado em área intensamente hidrotermalizada e portador do depósito de ouro São Jorge, possuem concentrações mais elevadas de elementos afins com o ouro (Bi, Te, As, Nb, Ta, etc.) que permitam diferenciá-los de zircões do GSJA não mineralizado. Espera-se estabelecer, a semelhança dos zircões de granitos estaníferos, uma assinatura geoquímica característica para zircões de rochas graníticas portadoras de depósitos hidrotermais de ouro.

### METODOLOGIA

Foram analisados cristais de zircão provenientes de amostras de afloramento de biotita-anfibólio monzodioritos (BAMD), biotita monzogranitos (BMZG) e biotita leucomonzo/sienogranitos (BLMZG/SG) pertencentes ao GSJA e anfibólio-biotita monzogranitos a biotita leucomonzogranitos, alterados em diferentes intensidades, provenientes de furos de sondagem do GSJJ. O MEV utilizado foi o LEO-ZEISS 1430, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, com sistema de Mono-CL da Gatan e detector de EDS a seco Sirius-SD acoplados. As lâminas polidas foram metalizadas a carbono. As condições de operação para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e análises por EDS foram: corrente do feixe de elétrons=90  $\mu$ a, voltagem de aceleração constante=20 kV, distância de trabalho=15 mm. As análises de EDS utilizaram o padrão ZAF (Z = n° atômico, A = absorção atômica e F = fluorescência de Raios X), que já vem instalado com o *software* e faz correções entre pico e *background* do elemento. O tempo de duração das análises de zircão foi de 30s, com 4.000 a 5.000 contagens/segundo para cada análise. Foram realizadas 1462 análises situadas tanto nas bordas quanto no núcleo dos cristais, evitando-se, com a ajuda de imagens de ERE, regiões de fraturas e inclusões. Os elementos analisados foram O, Si, P, S, Ca, Cu, As, Y, Zr, Nb, Sb, Te, Ba, Ce, Hf, Ta, Hg, Bi, Th e U. Dentre esses, Zr, Nb, Hf, Te e Bi apresentaram maiores variações e foram plotados em diagramas geoquímicos com o auxílio do programa GCDkit 2.3.

## RESULTADOS

### ASPECTOS MORFOLÓGICOS

Os zircões do GSJA são predominantemente subédricos a anédricos, localmente euédricos, pouco alterados, com comprimentos de até 40 µm nos BAMD e predominantemente entre 60-80 µm nos BMZG e BLMZG/SG. Na zona mineralizada os zircões do GSJJ são anédricos a subédricos, por vezes corroídos, fraturados e alterados em diferentes intensidades; mostram dimensões inferiores a 20 µm, pontualmente chegando a 30 µm. Na zona estéril deste granito, os cristais de zircão são subédricos a localmente euédricos, pouco alterados e com comprimentos em torno de 30-50 µm.

### ASPECTOS GEOQUÍMICOS

A Tabela 1 apresenta as análises químicas médias de EDS dos zircões estudados. No GSJA foram realizadas 978 análises, sendo 101 nos BAMD, 472 nos BMZG e 405 nos BLMZG/SG. No GSJJ foram estudados os furos de sondagem FSJ-02, FSJ-06, FSJ-07 e FSJ-09, sendo os dois primeiros situados na zona mineralizada e os dois últimos em áreas estéreis. Nos furos mineralizados foram realizadas 371 análises e nos furos não mineralizados 113, totalizando 484 análises.

Os zircões pertencentes ao GSJA possuem conteúdo de Zr entre 53,1 e 58,1%, enquanto que os zircões do GSJJ mostram valores mais baixos, entre 42,9 e 54,5%. Os conteúdos de Nb são menos variáveis no GSJJ, tanto na zona mineralizada quanto na estéril, e situam-se entre 2,2 e 3,4% (Figura 1A), enquanto no GSJA variam de 1,6 a 2,1 nas rochas monos evoluídas (biotita-anfibólio monzodioritos e anfibólio-biotita monzogranitos) e 3,7 a 4,3% nas mais evoluídas (biotita leucogranitos).

Na zona mineralizada do GSJJ os zircões analisados mostram conteúdos de Hf mais elevados e variáveis, situando-se entre 1,5 e 4,2%, enquanto na zona desprovida de mineralização ficam entre 1,5 e 2,3%. O GSJA apresentou zircões com conteúdos de Hf próximos àqueles encontrados nos zircões da zona estéril do GSJA (1,3 a 2,0%).

Te, Ta e Bi possuem variação mais discreta nos zircões do GSJA e levemente mais variável e elevada nos zircões do GSJJ (Tabela 1), com os maiores valores registrados nos zircões da zona mineralizada.

Diagramas binários envolvendo os elementos Nb, Bi e Te e as razões Zr/Bi, Hf/Te, Zr/Bi, Zr/Te e Zr/Hf permitem melhor agrupamento dos zircões, ao mesmo tempo em que possibilitam uma separação mais evidente entre os zircões da zona mineralizada do GSJJ e os zircões do granito GSJA estéril (Figura 1).

Tabela 1- Valores médios máximos e mínimos de Zr, Nb, Te, Hf, Ta e Bi de zircões do GSJA e GSJJ.

Amostra	Zr	Nb	Te	Hf	Ta	Bi
<b>GSJA</b>						
RCR-27	55,9-58,1	1,7-2,2	0,3-0,6	1,5-2,0	0,6-1,1	0,6-1,3
RCR-35	53,1-54,9	3,7-4,3	0,3-0,4	1,3-1,7	0,6-0,9	0,8-1,2
RCR-58	56,3-58,1	1,6-2,1	0,3-0,5	1,5-1,8	0,6-0,9	0,9-1,2
<b>GSJJ</b>						
FSJ-02* (110,78m)	51,3-53,5	2,5-2,8	0,3-0,4	1,5-1,9	0,4-0,9	1,0-1,4
FSJ-02* (152,00m)	51,6-53,7	2,3-2,8	0,3-0,5	1,3-1,9	0,7-0,9	1,0-1,4
FSJ-02 (160,65m)	47,7-54,5	2,2-2,7	0,3-0,7	1,5-2,3	0,6-1,0	0,7-1,8
FSJ-02* (164,91m)	42,9-50,7	2,5-2,8	0,5-1,1	2,4-4,2	0,3-0,4	0,9-1,3
FSJ-06/23	38,0-52,2	2,1-3,1	0,2-0,5	1,4-1,7	0,5-0,7	0,8-1,4
FSJ-07 (125,23m)	51,6-53,6	2,4-2,7	0,3-0,6	1,5-1,9	0,6-0,7	1,0-1,7
FSJ-09/7	53,0-54,2	3,1-3,4	0,3-0,5	1,5-1,8	0,5-0,7	0,9-1,2
FSJ-09/14	50,7-53,5	3,1-3,4	0,3-0,7	1,5-1,8	0,4-0,7	0,8-1,1

\*=zona mineralizada do depósito São Jorge.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Nos diagramas da Figura 1, nota-se uma boa separação entre os grupos de zircão do GSJJ e aqueles pertencentes ao GSJA. Na Figura 1A, os teores de Nb permitem a melhor separação entre os grupos de zircões estudados, mesmo entre zircões de um mesmo corpo. No diagrama Zr/Bi x Te (Figura 1B), os zircões do GSJA estéril apresentam razões mais elevadas que os zircões das rochas mineralizadas, com uma pequena superposição. A maioria dos zircões do Furo-09 não mineralizado tende a acompanhar os zircões do GSJA estéril.

No diagrama Hf/Te x Zr/Bi (Figura 1C), é possível definir um campo de ocorrência para os zircões do GSJA estéril e do Furo-09 não mineralizado, embora com certa superposição com zircões da zona mineralizada. Neste diagrama, os zircões da zona mineralizada apresentam as menores razões Zr/Bi ( $\leq 50$ ).

Zircões do GSJA estéril são mais empobrecidos em Hf e mostram, portanto, razões Zr/Hf mais elevadas em relação aos zircões da zona mineralizada do GSJJ (Figura 1D). As razões Zr/Te destes últimos são comparativamente mais baixas que as dos zircões do GSJA, proporcionando uma boa separação.

Este trabalho preliminar mostra que a aplicação da metodologia MEV-EDS na caracterização composicional de zircão pode ser, a semelhança dos estudos realizados em zircão de rochas estaníferas, uma ferramenta complementar importante no estudo de depósitos hidrotermais de ouro. Análises complementares em zircões do depósito São Jorge e de outros depósitos hidrotermais de ouro são necessárias para a complementação deste estudo.

## AGRADECIMENTOS

Ao IG-UFPa, a FAGEO-UFPa, ao Programa de Ensino Tutorial (PET-GEOLOGIA) e ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-UFPa).

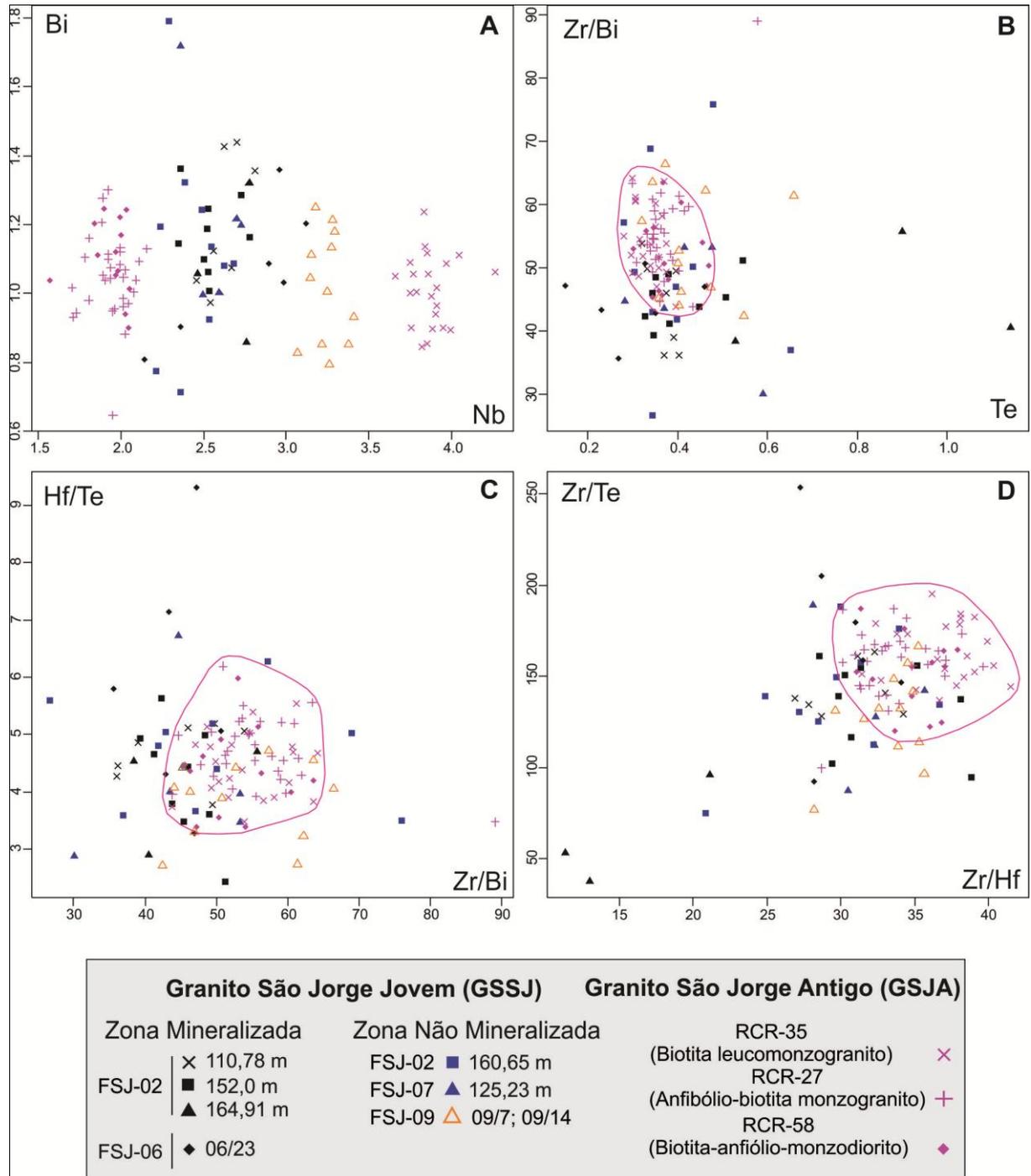


Figura 1- Diagramas geoquímicos mostrando variações composicionais de zircões dos granitos São Jorge Antigo e São Jorge Jovem.



## Capítulo 5 – Geotecnologias

1. ANÁLISE TECTONO-ESTRUTURAL DA BORDA SW DO HEMIGRABEM DO TACUTU E NORTE DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL, RORAIMA.....	455
2. SIMULAÇÃO DE REFLEXÕES SÍSMICAS PRIMÁRIAS E MÚLTIPLAS SIMÉTRICAS USANDO A APROXIMAÇÃO DE TEMPOS DE TRÂNSITO CRS NÃO-HIPERBÓLICO .....	457
3. COMPARAÇÃO DA CARACTERIZAÇÃO HIDROGRÁFICA DE UMA SUB-BACIA DERIVADA DE FONTES DIFERENTES DE DADOS.....	461
4. PROJETO GEOLOGIA DO MÉDIO TAPAJÓS – RESULTADOS PRELIMINARES DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:100.000 .....	465
5. MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR DA FOLHA MIRACEMA DO NORTE .....	468
6. PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LOCALIZAR EL EMPLAZAMIENTO DE RELLENOS SANITARIOS EN ÁREAS SEDIMENTARIAS APLICANDO TÉCNICAS DE GEOPROCESAMIENTO .....	471
7. MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DO DOMO DE MONTE ALEGRE-PA .....	475
8. PERFIS LONGITUDINAIS E MODELO DE <i>KNICKPOINTS</i> DA BACIA DO IGARAPÉ DO PAIVA, NA SERRA DO TEPEQUÉM (RR).....	478
9. FOTOINTERPRETAÇÃO DE PORÇÃO DA FOLHA RIO NABILEQUE E ALDEIA TOMÁZIA, A NORTE DA SERRA DA ALEGRIA, RIO APA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	482
10. UTILIZAÇÃO DA FERRAMENTA GROUND PENETRATING RADAR (GPR) E DA MODELAGEM 3-D PARA A DETECÇÃO DA INTERFACE DE INTERAÇÃO ÁGUA DOCE/SALGADA DA VILA DO BONIFÁCIO, PRAIA DE AJURUTEUA (BRAGANÇA-PA). .....	486
11. MAPEAMENTO DAS PRAÇAS DA CIDADE DE BOA VISTA-RR.....	490
12. CARACTERIZAÇÃO MECÂNICA EM ZONAS DE FRATURA DO GRANITO TRACUATEUA, NORDESTE PARAENSE. 494	
13. GEOTECNOLOGIAS APLICADAS AO ESTUDO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICO DA SERRA DO TEPEQUÉM – RR. ....	498
14. ANÁLISE TEXTURAL EM IMAGENS MULTIESPECTRAIS LISS-III/RESOURCESAT-1 DAS UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL GUIANA CENTRAL, CENTRO – NORTE DE RORAIMA.....	503
15. FOTOINTERPRETAÇÃO DA PORÇÃO SUL DA FOLHA ALDEIA TOMÁZIA - RIO APA.....	507
16. CLASSIFICAÇÃO ORIENTADA A OBJETO APLICADA AO MAPEAMENTO DE COBERTURAS LATERÍTICAS ATRAVÉS DO USO DE IMAGENS LANDSAT TME MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO NA REG. DE CANAÃ DOS CARAJÁS .....	510

17. ANÁLISE TEXTURAL EM IMAGENS MULTIESPECTRAIS LISS-III/RESOURCESAT-1 DAS UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL URARIQUËRA NORTE DE RORAIMA. ....	513
18. ANÁLISE BITEMPORAL DO RIO SOLIMÕES NO TRECHO ENTRE MANACAPURU E CODAJÁS (AMAZÔNIA OCIDENTAL) POR MEIO DE IMAGENS LANDSAT-5/TM .....	517
19. EXTRAÇÃO DE FEIÇÕES MORFOSTRUTURAIS A PARTIR DE MDE (MODELO DIGITAL DE ELEVÇÃO): APLICAÇÃO EM ÁREA CHAVE NA ÁREA DO DOMÍNIO DE TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS RIO MARIA E CARAJÁS .....	520
20. FOTOINTERPRETAÇÃO DE PARTE DA FOLHA ALDEIA TOMÁZIA (1:100.000) COM ENFOQUE EM ESTUDOS DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO YPACARAÍ, NA REGIÃO OESTE DO MATO GROSSO DO SUL, SUL DO CRATON AMAZÔNICO .....	524
21. RESULTADOS DE GEOFÍSICA TERRESTRE EM ALVOS MINERALIZADOS PARA ELEMENTOS TERRAS RARAS, REGIÃO DE CAMPOS NOVOS, RORAIMA .....	527
22. ANÁLISE TECTÔNICA DA BACIA DO TACUTU-RR, POR MEIO DE FOTOINTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA EM IMAGENS DE SENSORES REMOTOS E LEVANTAMENTOS EM CAMPO .....	531
23. MODELAGEM GEOLÓGICA 3-D NA BACIA DO TACUTU .....	535
24. PETROGRAFIA, GEOCROLOGIA E ASSINATURA GEOFÍSICA DE PLÚTONS GRANÍTICOS NO DOMÍNIO EREPECURU-TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO PARÁ .....	539
25. PULSAÇÕES GEOMAGNÉTICAS MEDIDAS EM BAIXAS LATITUDES MAGNÉTICAS, NA REGIÃO AMAZÔNICA .....	543

## ANÁLISE TECTONO-ESTRUTURAL DA BORDA SW DO HEMIGRABEM DO TACUTU E NORTE DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL, RORAIMA

Ana Paula Gauger<sup>1</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2</sup>, Luiza Câmara Beserra Neta<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Apoio financeiro PIBIC-CNPq

<sup>2</sup>Graduanda de Geologia—UFRR, Bolsista PIBIC/CNPq (apgauger@r7.com);

<sup>3</sup>Prof.Dr. do Dep. de Geologia—UFRR(stelio@dgl.ufr.br);

<sup>4</sup>Prof.Dr. do Dep. de Geografia—UFRR (luiza@dgl.ufr.br).

### INTRODUÇÃO

O Hemigrabem do Tacutu, esta localizado no centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo implantado no Mesozoico, em uma zona de reativação do Cinturão da Guiana Central (CGC), onde as feições estruturais principais orientam-se preferencialmente na direção NE-SW, conforme Eiras, Kinoshita (1988) e CPRM (1999). A região de estudo compreende a porção sudoeste do Hemigrabem do Tacutu, município de Mucajai-RR. Nesta área as rochas fazem contato com os termos graníticos e gnáissicos das Suítes Intrusiva Mucajai e Metamórfica Rio Urubu, respectivamente. As estruturas geológicas encontradas no Cinturão Guiana Central, são correlacionadas com estruturas presentes na borda SW do Hemigrabem, os morros alinhados e as drenagens encaixadas nesta mesma estrutura, representam este condicionamento do graben em relação as estruturas geológicas pretéritas do CGC. Assim a implantação do Hemigrabem do Tacutu esta fortemente ligada á estruturas do CGC, tendo em vista que suas bordas são marcadas por estes principais lineamentos.

### METODOLOGIA

A área de estudo localiza-se ao SW do Hemigrabem do Tacutu e Norte do município de Mucajai e região do Apiau. Foram utilizadas imagens multiespectrais do sensor TM do satélite LANDSAT5, coletadas nobanco de dados no site do INPE. Nestas imagens inicialmente foi realizado o processamento digital referente às correções de interferência atmosférica e de georreferenciamento, bem como de realces, que visam a obtenção de um produto de qualidade visual e espectral. Após esses procedimentos, foram iniciadas as etapas de fotointerpretação geológica de forma monoscópica, que seguiram a técnica do método lógico sistemático adaptado por Veneziani & Anjos (1982) para dados ópticos, com importantes atualizações referentes à integração de dados digitais via técnica IHS, a fim de aprimorar a elaboração do arranjo tectono-estrutural da área de estudo.

O objetivo é efetuar um estudo comparativo entre as estruturas geológicas da porção SW do Hemigrabem do Tacutu, com parte da porção norte do Cinturão Guiana Central, e interpretar e correlacionar os arranjos estruturais e seus movimentos tectônicos relativos, por meio das aplicações de técnicas fotointerpretativas e de geoprocessamento em imagens de sensores remotos.

### RESULTADOS

Os mapas gerados através das técnicas de fotointerpretação mostram que a evolução tectônica da bacia foi condicionada a uma tectônica pré-existente do Cinturão Guiana Central. Com estudos de campo realizado nesta área foi possível associar as imagens fotointerpretadas com os dados coletados no campo. Foi constatado que um extenso lineamento estrutural, correspondente a zona de cisalhamento transcorrente, estende-se em forma de feição linear de relevo e adentra o Hemigrabem na forma de feições lineares de drenagem encaixadas nesta mesma estrutura, e orientado em NE-SW (Figura 1). Este lineamento pode ser um dos fatores de instalação do Hemigrabem do Tacutu que tem o seus limites condicionados a estas estruturas no Cinturão Guiana Central.

## MAPA DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

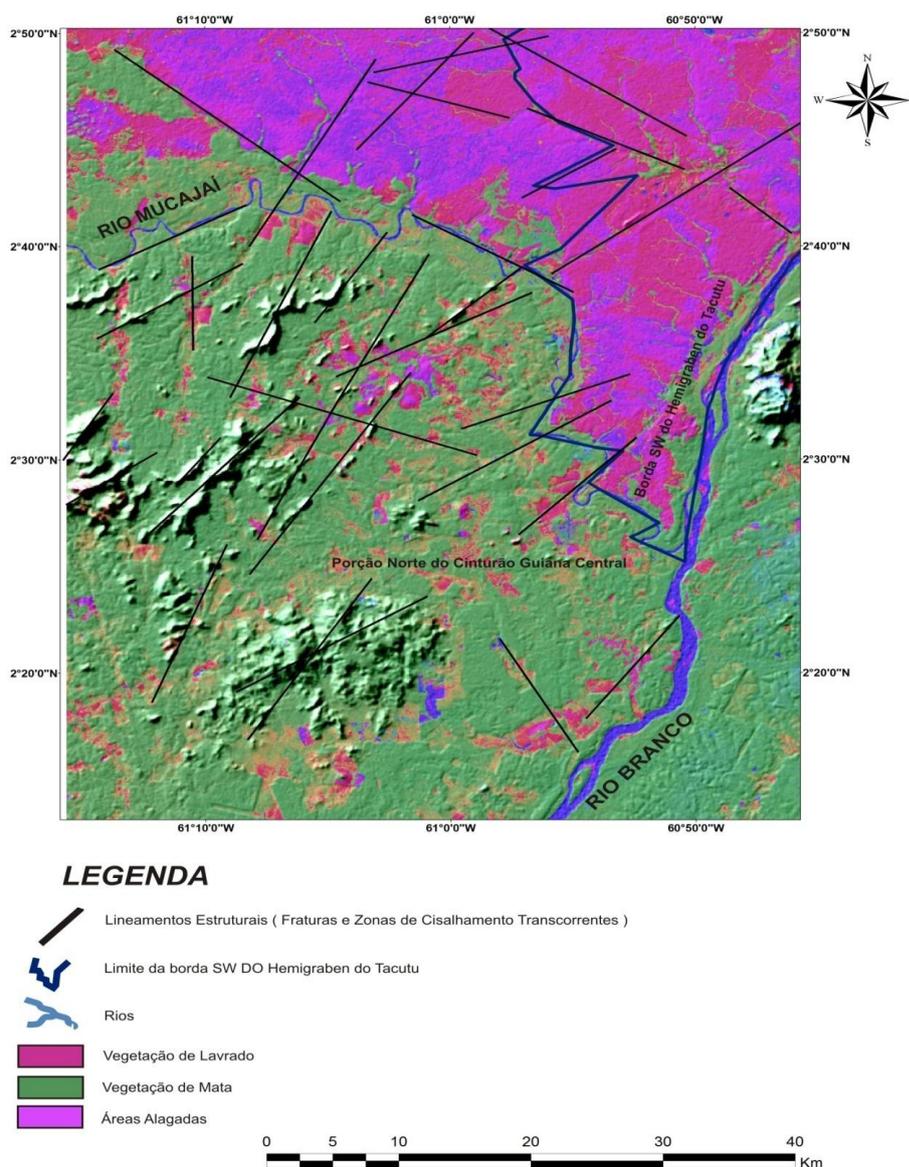


Figura 1 - Imagem do produto integrado via técnica IHS, TM(5R 4G 3B) X SRTM(Sombreamento), e lineamentos que se estendem do Cinturão Guiana Central à região SW do Hemigraben do Tacutu.

## CONCLUSÃO

Os produtos gerados a partir de processamento digital sobre as imagens de sensores remotos mostraram uma qualidade visual que permitiu através da aplicação das técnicas de fotointerpretação geológica a obtenção de feições texturais, correspondentes aos principais elementos do arranjo estrutural da área de estudo. As fortes continuidades dos lineamentos estruturais sugerem o condicionamento da instalação do Hemigraben do Tacutu a reativação do Cinturão Guiana Central no Mesozoico.

## REFERÊNCIAS

- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília:CPRM, 1999. CD-ROM
- Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, 1988, V.5.
- Veneziani, P. & Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, (INPE-2227-MD/014), 54p.

## SIMULAÇÃO DE REFLEXÕES SÍSMICAS PRIMÁRIAS E MÚLTIPLAS SIMÉTRICAS USANDO A APROXIMAÇÃO DE TEMPOS DE TRÂNSITO CRS NÃO-HIPERBÓLICO

Angela Montalvão<sup>1</sup>, Diego Pereira<sup>2</sup>, Pedro Chira-Oliva<sup>3</sup>

<sup>1</sup>FAGEOF/UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n. Campus Universitário do Guamá – Instituto de Geociências, angela.montalvao@ig.ufpa.br

<sup>2</sup>FAGEOF/UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n. Campus Universitário do Guamá – Instituto de Geociências, diego.pereira@ig.ufpa.br

<sup>3</sup>IECOS/UFPA, Rua Leandro Ribeiro s/n. Campus Universitário de Bragança – Instituto de Estudos Costeiros, chira@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Nas bacias sedimentares brasileiras, principalmente na região amazônica, a presença de rochas intrudidas (diques, soleiras de diabásio, etc) nas camadas paleozóicas, é um dos principais problemas para o imageamento sísmico desta região. Estas rochas deterioram a qualidade das seções sísmicas porque causam perda do sinal, formação de reflexões múltiplas e divergência esférica e podem prejudicar a interpretação dos dados sísmicos devido à formação de falsas estruturas. Na sequência do processamento sísmico o empilhamento de dados tem uma grande e fundamental importância, com intuito de gerar seções sísmicas das regiões de interesse. Na atualidade têm surgido vários métodos de empilhamento sísmico, com a finalidade de superar restrições do empilhamento common-midpoint (CMP). Entre estes, destacam os empilhamentos Common-Reflection-Surface (CRS) e Multifoco.

Na busca de uma aproximação de tempo de trânsito, mas que melhore a aproximação CRS de 2ª ordem, Höcht et al. (1999) consideraram a reflexão de uma interface como um conjunto contínuo de elementos de reflexão circular que osculam o refletor original. Eles derivaram uma expansão de Taylor da aproximação CRS de 2ª ordem denominado como a aproximação CRS de 4ª ordem. Esta aproximação é descrita com o mesmo número de parâmetros da aproximação anterior ou aproximação CRS convencional.

Fomel e Kazinnik (2012) propuseram uma aproximação de tempos de trânsito não-hiperbólico para simular seções ZO. Eles aplicaram essa aproximação em dados sintéticos e mostraram que essa aproximação pode prolongar significativamente a faixa de precisão da aproximação CRS de 2ª. ordem, para um mesmo conjunto de parâmetros. Neste trabalho, testaremos o desempenho da aproximação de tempos de trânsito CRS não-hiperbólica para simular eventos de reflexão primária e múltipla do tipo simétrica cujo afastamento seja nulo (ZO). Da mesma maneira compararemos estes resultados com os resultados que sejam gerados com as aproximações de tempos de trânsito CRS hiperbólicas (2ª. e 4ª. ordem).

### METODOLOGIA

O método de empilhamento sísmico CRS permite simular seções sísmicas ZO a partir de dados sísmicos de cobertura múltipla, independente do macro-modelo de velocidades. A primeira aproximação de tempos de trânsito utilizada por este método foi a aproximação hiperbólica (Tygelet al, 1997; Schleicher et al., 1993) também conhecida como aproximação CRS de 2ª ordem ou aproximação CRS convencional expressa por:

$$t_{2.ref}^2(x_m, h) = \left[ t_0 + \frac{2 \sin \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2 t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0} [K_N (x_m - x_0)^2 + K_{NIP} h^2], \quad (1)$$

Sendo  $x_m$  e  $h$  a coordenadas ponto-médio e o meio-afastamento, respectivamente. A velocidade próxima à superfície de medição é dada por  $v_0$ . A coordenada do ponto de emergência do raio de reflexão normal é dada por  $x_0$ . A expansão de Taylor da aproximação CRS convencional (Equação 1), conhecida também como aproximação CRS de 4ª ordem (Höcht et al, 1999) que é expressa por:

$$t_{4.ref}^2(x_m, h) = t_{2.ref}^2(x_m, h) + \frac{\cos^2 \beta_0}{v_0^2} [A(x_m - x_0)h^2 + B(x_m - x_0)^3 + C(x_m - x_0)^4 + D(x_m - x_0)^2 h^2 + E h^4], \quad (2)$$

Sendo:

$$\begin{aligned}
 A &= 2K_{NIP} \text{sen} \beta_0 [2 - 2v_0 t_0 K_N - v_0 t_0 K_{NIP}], \\
 B &= 2K_N \text{sen} \beta_0 [2 - 2v_0 t_0 K_N], \\
 C &= K_N^2 [5 \cos^2 \beta_0 - 4] [1 - v_0 t_0 K_N / 2], \\
 D &= K_{NIP} \left\{ 2v_0 t_0 [3 - 4 \cos^2 \beta_0] K_N^2 + K_N [4 - 5 \cos^2 \beta_0] [-2 + v_0 t_0 K_{NIP}] - 2K_{NIP} \text{sen}^2 \beta_0 [2 - v_0 t_0 K_{NIP}] \right\}, \\
 E &= K_{NIP}^2 [2v_0 t_0 K_N \text{sen}^2 \beta_0 - (v_0 t_0 K_{NIP} \cos^2 \beta_0 / 2) + \cos^2 \beta_0].
 \end{aligned}$$

A aproximação de tempos de trânsito não hiperbólica proposta por Fomel e Kazinnik (2012) para o método CRS é expressa por

$$t_{CRS,NH}^2(x_m, h) = \frac{1}{2} \left[ t_0 + \frac{2 \text{sen} \beta_0}{v_0} x_m \right]^2 + \frac{t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_N} x_m^2 + \left[ \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_{NIP}} + \frac{2 \text{sen}^2 \beta_0}{v_0^2} - \frac{t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_N} \right] h^2 + \frac{\sqrt{F * G}}{2} \quad (3)$$

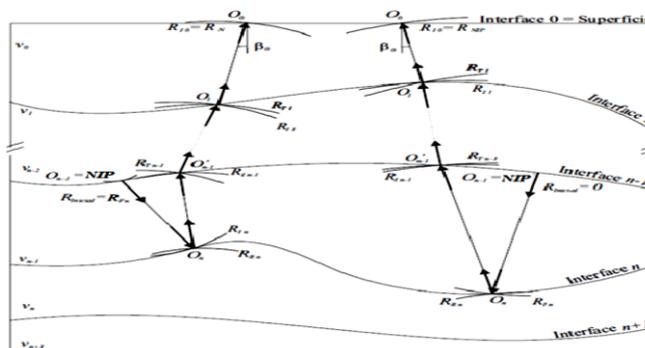
sendo:

$$\begin{aligned}
 F &= \left[ \left( t_0 + \frac{2 \text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m - h) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_N} (x_m - h)^2 \right], \\
 G &= \left[ \left( t_0 + \frac{2 \text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m + h) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_N} (x_m + h)^2 \right]
 \end{aligned}$$

Esta aproximação considera o mesmo número de parâmetros que as anteriores aproximações de tempos de trânsito CRS (Equações 1 e 2). Esta aproximação é chamada de aproximação CRS não hiperbólica. Com a finalidade de testar o desempenho desta última equação que será aplicada a aproximação de tempos de trânsito CRS 2-D na forma hiperbólica proposta por Fomel e Kazinnik (2012) para simular seções zero-offset (ZO).

## REFLEXÕES MÚLTIPLAS

Além dos eventos de reflexões primárias, é considerado os eventos de reflexões múltiplas simétricas intracamada (Figura 1).



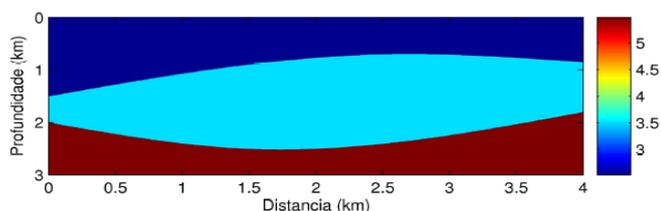
**Figura 1.** Eventos de reflexões múltiplas aplicando as leis de propagação, reflexão e transmissão (modificado de Cabral, 2002).

Para calcular o trio de parâmetros CRS referentes aos eventos de reflexões múltiplas intracamadas é aplicado um princípio recursivo, incrementado de uma parcela referente à reflexão na interface  $n$ . Considera-se o raio de incidência normal com origem em  $O_{n-1} = \text{NIP}$ . Isto fornecerá todos os ângulos de incidência e de transmissão para todas as interfaces ( $i = 1 \dots n-1$ ) e o ângulo de emergência  $\beta_0$  no ponto  $O_0$  na superfície. Ajustamos  $R_{inicial} = 0$  para determinar o RNIP ou  $R_{inicial} = R_{Fn}$  para determinar  $R_N$ . A primeira transmissão (neste caso incidindo na interface  $n$ ).

Após a determinação do trio paramétrico do CRS procederemos à aplicação do empilhamento CRS não-hiperbólico. O empilhamento CRS consiste na soma das amplitudes dos traços sísmicos em dados de cobertura múltipla, ao longo da superfície definida pela aproximação de tempos de trânsito CRS não-hiperbólico (Equação 3), que melhor se ajusta aos dados. O resultado é assinalado a pontos de uma malha pré-definida na seção ZO. Como resultado tem-se a simulação de uma seção sísmica ZO. Isto significa que para cada ponto da seção ZO deve-se estimar o trio de parâmetros ótimos que produz a máxima coerência entre os eventos de reflexão sísmica.

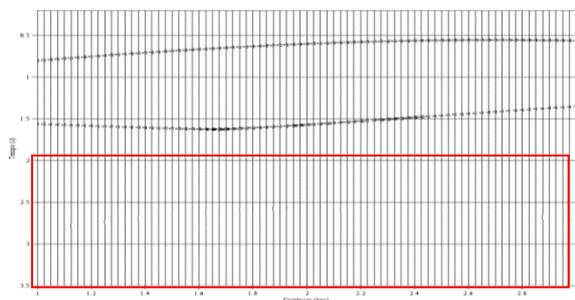
## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foi considerado o modelo 2-D para testar o desempenho do método de empilhamento sísmico CRS não-hiperbólico. O modelo 2-D está constituído por duas camadas homogêneas sob um semi-espço e separadas por interfaces curvas e suaves (Figura 2). As velocidades para cada camada, desde o topo até a base, são: 2,5 km/s, 3,5km/se 5,5km/s. As dimensões do modelo são: 4 km de comprimento por 3,0 km de profundidade. A simulação de aquisição foi realizada considerando uma linha horizontal.

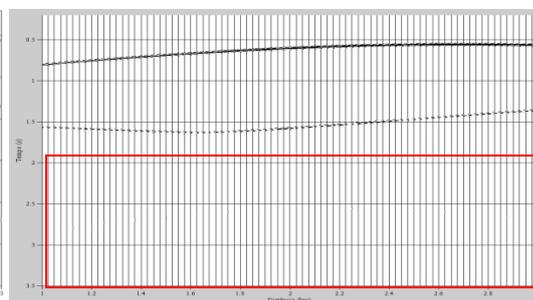


**Figura 2** - Modelo 2-D constituído por duas camadas separadas com interfaces curvas e suaves sob um semi-espço.

Baseado neste modelo foi gerado o conjunto de dados sintéticos de reflexão de cobertura múltipla utilizando o algoritmo de traçamento de raio, SEIS88 (Cerveny e Psensik, 1988). Os dados não contêm ruído e foram gerados utilizando a configuração common-shot (CS) ou de tiro comum. O mínimo e máximo afastamento foram 0,6 km e 2,9 km respectivamente. Foi considerado uma fonte tipo Gabor com uma frequência dominante de 50 Hz e uma intervalo de amostragem de tempo de 0,002 s. A primeira fonte foi posicionada em  $x_S = 0,5$  km e o primeiro geofone em  $x_G = 1,1$  km, sendo distribuídos 48 geofones com espaçamentos de 0,025 km entre eles. Consideramos 70 tiros com intervalos de 0,05 km cada. A seção sísmica de afastamento nulo a ser simulada é mostrada na Figura 3 e consta de 81 traços com intervalos de 0,025 km.

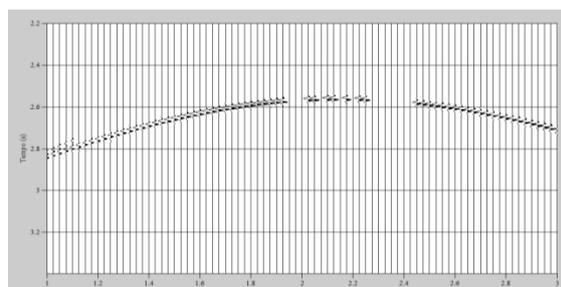


**Figura 3.** Seção zero-offset (ZO) obtida através do traçamento de raios com o software SEIS88. Reflexões múltiplas destacadas pelo retângulo vermelho.

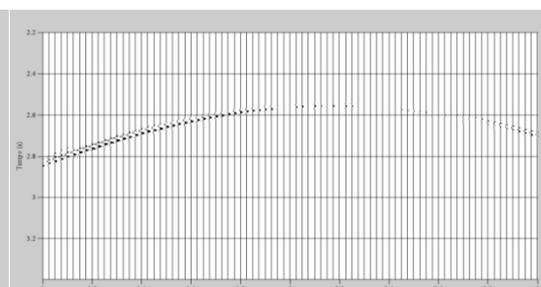


**Figura 4.** Seção zero-offset (ZO) simulada com o empilhamento CRS não hiperbólico com destaque para as reflexões múltiplas (retângulo vermelho).

Nas figuras a seguir (Figuras 5 e 6), com a finalidade de destacar melhor as múltiplas simuladas nas seções ZO (original e empilhadas) são apresentadas estas reflexões através de um zoom ampliado.



**Figura 5** – Trecho destacado em vermelho da Figura 3 destacando as reflexões múltiplas obtidas pelo traçamento de raios com o software SEIS88.



**Figura 6** – Trecho destacado em vermelho da Figura 4 destacando as reflexões múltiplas simuladas com a aproximação CRS não hiperbólica.

Como consequência deste trabalho pode-se concluir que a aproximação de tempos de trânsito CRS não hiperbólico tem um bom desempenho na simulação de seções sísmicas com afastamento-nulo levando em consideração reflexões primárias e múltiplas. Além de bom posicionamento dos tempos de trânsito e uma boa visualização dos referidos eventos quando comparados com os traços afastamento-nulo originais; O método CRS não hiperbólico apresenta-se como uma importante alternativa para simular seções ZO (Zero-Offset) contendo reflexões múltiplas e primárias para diversos afastamentos.

## REFERÊNCIAS

- CHIRA-OLIVA, P., TYGEL, M., HUBRAL, P., SCHLEICHER, J., 2003. A fourth-order CRS moveout for reflection or diffraction events: numerical examples. *Journal of Seismic Exploration*, 12:197–219.
- CHIRA-OLIVA, P., CRUZ, J. C. R., CARDOSO, M. 2008. Fourth order CRS stack: synthetic examples. WIT report 2008, WIT Consortium, Germany.
- CHIRA-OLIVA, P., GARABITO, G., CRUZ, J. C. R., 2010. Fourth Order CRS Stacking Method: Examples. 72<sup>nd</sup> EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE Europec, Barcelona, Spain.
- FOMEL, S., KAZINNIK, R. 2012. Non-hyperbolic common reflection surface. *Geophysical Prospecting*, 61, 21–27.
- HÖCHT, G., DE BAZELAIRE, E., MAJER, P. AND HUBRAL, P., 1999. Seismic and optics: hyperbolae and curvatures. *Revista Científica “Journal of Seismic Exploration”*.
- HUBRAL, P. 1999. Macro-model independent seismic reflection imaging. *Journal of Applied Geophysics*, Special Issue, 42:137–346.
- TYGEL, M.; MUELLER, T.; HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J. 1997. Eigenwave based multiparameter traveltime expansions. In: ANNUAL MEETING OF SEG, 67., Expanded abstracts, 1770-1773.

## COMPARAÇÃO DA CARACTERIZAÇÃO HIDROGRÁFICA DE UMA SUB-BACIA DERIVADA DE FONTES DIFERENTES DE DADOS

Bruno Zucuni Prina [brunozprina@gmail.com](mailto:brunozprina@gmail.com); Michele Monguilhott  
[michelemonguilhott@politecnico.ufsm.br](mailto:michelemonguilhott@politecnico.ufsm.br); Romário Trentin; [romario.trentin@gmail.com](mailto:romario.trentin@gmail.com)  
Luiz Felipe Díaz de Carvalho [lfelipe.dc@gmail.com](mailto:lfelipe.dc@gmail.com); Jimmy Walter Rasche Alvarez;  
[jwrasche@yahoo.com.ar](mailto:jwrasche@yahoo.com.ar); André Pellegrini; [andre.pellegrini@yahoo.com.br](mailto:andre.pellegrini@yahoo.com.br)

Universidade Federal de Santa Maria

### INTRODUÇÃO

Tendo em vista a importância da caracterização hidrográfica de uma bacia, faz-se necessário entender que esse é um dos procedimentos mais comuns para sua análise hidrográfica e ambiental, tendo o objetivo de relacionar a análise com o entendimento da dinâmica ambiental local e regional (TEODORO, et al (2007).

Conforme MILLER e LAFLAMME (1958 *apud* EL-SHEIMY, VALEO, HABIB 2005) Modelo Digital do Terreno (MDT) é um processo estatístico de representação contínua da superfície física, selecionando pontos com coordenadas X, Y e Z. Dessa forma, faz-se necessário haverem pontos significativos da superfície, com a melhor disposição possível, a fim de mapear os principais pontos de interesse.

O objetivo principal do trabalho é realizar a delimitação de uma bacia hidrográfica derivados de diferentes fontes comparando os dados do Modelo Digital de Elevação (MDE) do radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e do Aster (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), bem como de dados coletados pela tecnologia GNSS (*Global Navigation Satellite System*), através do receptor RTK (*Real Time Kinematic*). Designa-se, inclusive, em realizar a quantificação de alguns atributos morfométricos da sub-bacia analisada (perímetro, área, coeficiente de compactidade, fator de forma, densidade de drenagem e índice de circularidade).

A área de estudo compõe-se de uma sub-bacia, localizada no município de Júlio de Castilhos, no estado do Rio Grande do Sul. Justifica-se com esse trabalho a realização de uma comparação entre dados derivados de sensores orbitais e dados obtidos através da tecnologia GNSS com a técnica de posicionamento cinemático em tempo real do receptor RTK.

### METODOLOGIA

Enfatiza-se que todo o trabalho foi realizado com o uso do aplicativo ArcGis 9.2®. Os dados altimétricos foram derivados do MDE SRTM, os quais estão disponibilizados gratuitamente no sítio <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/>>, do MDE ASTER, os quais estão disponibilizados gratuitamente no sítio <[www.gdem.aster.ersdac.or.jp](http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp)>, bem como o MDT a partir de informações obtidas pelo receptor RTK, com o uso da tecnologia GNSS. Os 3 Modelos Digitais passaram pelos processos que serão descritos a seguir:

1. Projeção do sistema de referência de todos os arquivos para SIRGAS 2000;
2. Realizado a extração das áreas úteis para o mapeamento da área de interesse, nas imagens SRTM e ASTER, rotina realizada com a ferramenta “*Extract to Mask*”;
3. Conversão da estrutura raster (MDE) para a estrutura vetorial (ponto), através da ferramenta “*Raster to Point*”, apenas para o ASTER e SRTM;
4. Geração da grade triangular TIN (*Triangulated Irregular Network*);
5. Conversão do TIN para a estrutura raster (grade regular), a partir da ferramenta “*TIN to Raster*”;
6. Correções das imperfeições do relevo (mudanças bruscas de altitude e depressões), realizado a partir da ferramenta “*Fill*”;
7. Derivação da direção de fluxo, pela ferramenta “*Flow Direction*”;
8. Derivação da acumulação de fluxo, pela ferramenta “*Flow Accumulation*”;
9. Escolha dos limiares (condicional), a partir da ferramenta “*Con*” (os limiares foram gerados a fim de se adequarem a escala de mapeamento de cada um dos modelos);
10. Obtenção da hierarquização dos canais fluviais, tarefa realizada a partir da ferramenta “*Stream Order*” pelo método de *Strahler*;

11. Conversão da informação matricial (da hierarquia dos canais) para a estrutura vetorial, através da ferramenta “StreamtoFeature”;
12. Delineamento da sub-bacia, através da ferramenta “Watershed”.

## RESULTADOS

A partir da metodologia adotada obteve-se 3 sub-bacias com seus respectivos canais fluviais, os quais estão destacados nas Figuras 1 (a partir do MDT do RTK), Figura 2 (a partir do MDE do ASTER) e Figura 3 (a partir do MDE do SRTM). A hierarquização dos canais fluviais (ordens) foi determinada segundo o método de classificação de Strahler.

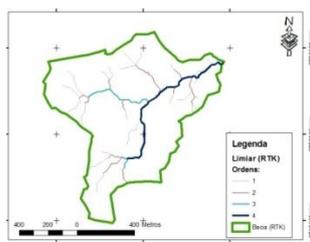


Figura 1 - Informações obtidas através do MDT obtido através do RTK.

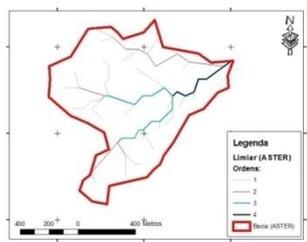


Figura 2 - Informações obtidas através do MDE obtido através do ASTER.

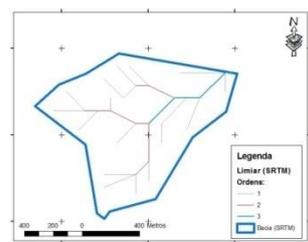


Figura 3 - Informações obtidas através do MDE obtido através do SRTM.

As Figuras 4 e 5 destacam a sobreposição vetorial das bacias e canais fluviais determinados, a fim de visualização das discrepâncias.

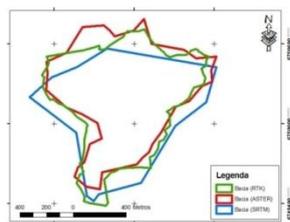


Figura 4 - Sobreposição vetorial dos perímetros das bacias hidrográficas geradas.

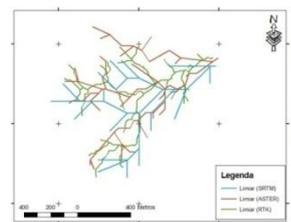


Figura 5 - Sobreposição vetorial das redes de drenagem geradas.

As Figuras abaixo (6, 7, 8 e 9) mostram os dados quantitativos derivados das diferentes fontes altimétricas utilizadas.

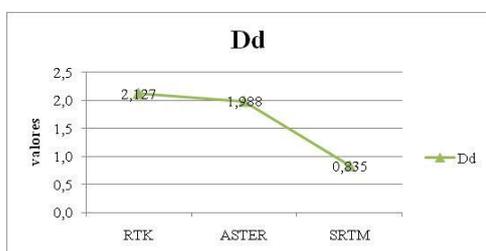


Figura 6 - Análise da Densidade de Drenagem (Dd- unidade km/km²).

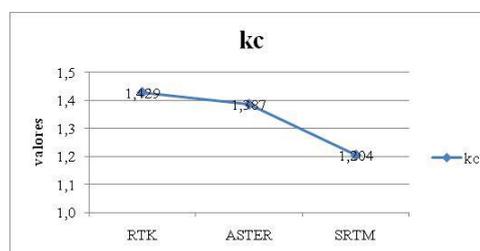


Figura 7 - Análise do Coeficiente de Compacidade (Kc).

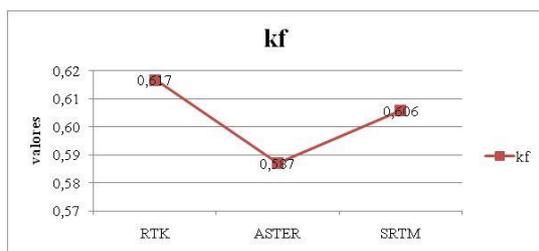


Figura 8 - Análise do Fator de forma (Kf).

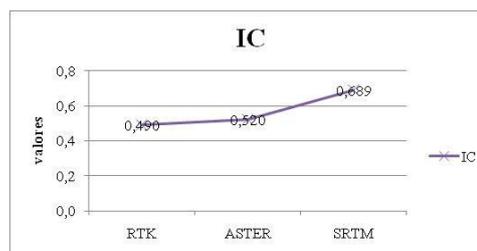


Figura 9 - Análise do Índice de Circularidade (IC).

Na Tabela 1 são apresentados os valores referentes ao número total de pontos mapeados por meio das técnicas utilizadas, bem como de outras informações, como o número de ordens, cotas extremas da área, perímetro, etc., que são de extrema importância para a caracterização hidrográfica.

Tabela 1 - Análise quantitativa dos perímetros gerados pelas diferentes fontes de dados.

	RTK	ASTER	SRTM
<b>Nº de pontos (m)</b>	3970	959	111
<b>Menor Cota (m)</b>	430,9	434	438
<b>Maior Cota (m)</b>	485,713	491	484
<b>Discrepância (m)</b>	54,813	57	46
<b>Área (ha)</b>	83,8087	83,1378	86,0555
<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	0,838	0,831	0,861
<b>Perímetro (km)</b>	4,639	4,485	3,962
<b>Pontos/ha</b>	47,4	11,5	1,3
<b>Nº de ordens</b>	4	4	3

Um detalhamento maior dos Modelos Digitais, MDE e MDT gerados a partir dos dados aqui descritos podem ser encontrado em PRINA e CARVALHO (2012).

Percebe-se que os canais fluviais derivados do SRTM são constituídos por apenas 3 ordens, pelo fato de haver uma menor representatividade dos dados, e o mesmo ser limitado a relação de 1,3 pontos por hectare.

Verificando as informações da densidade de drenagem (Dd) é visto que os dados do SRTM apresentam maiores discrepâncias, provocado pela diferença entre as hierarquias dos canais fluviais derivados dos diferentes modelos, resultando em uma drenagem regular (0,835 km/km<sup>2</sup>) para a sub-bacia, já o RTK (2,127 km/km<sup>2</sup>) e o ASTER (1,988 km/km<sup>2</sup>) resultaram em uma rede de drenagem boa (Bacia Hidrográfica, 2002).

Em relação ao coeficiente de compacidade (KC), houve uma variação de 1,429 (RTK) a até 1,204 (SRTM). Para o Aster o valor obtido foi de 1,387, mostrando-se muito próximo ao derivado do RTK. A determinação acurada dessa variável é de extrema importância, pois a mesma é um “controlador” dos riscos da bacia à enchentes e alagamentos.

O fator de forma (Kf), o qual é a relação entre a largura média da bacia pelo comprimento do seu eixo, enfatiza uma informação correlacionada a influências de enchentes. Os dados analisados para essa variável mantiveram-se com um padrão de informação, com baixa variabilidade dos dados.

Em relação ao índice de circularidade (IC), os dados variaram de 0,490 (RTK) a até 0,689 (SRTM). Esse cálculo é realizado através de uma relação entre a área e o perímetro. Conforme apresenta Alves e Castro (2003 *apud* Cherem, 2008), esse parâmetro indica que uma bacia mais alongada (com índice abaixo de 0,51) favorece o escoamento e, se estiver acima de 0,51, a bacia é mais circular e tem escoamento reduzido e alta probabilidade de cheias. Além dessa relação com a velocidade do fluxo de água, esse parâmetro representa a transmissividade do escoamento superficial concentrado, isto é, se o tempo de concentração da bacia é lento ou rápido.

## CONCLUSÃO

O uso de diferentes fontes de dados altimétricos com diferentes escalas resultam em mapeamentos com inúmeras discrepâncias como: número de pontos/ha, limite da bacia hidrográfica, Densidade de

drenagem. Assim, dependendo a finalidade a que se destina os atributos morfométricos (ex. estudos hidrológicos), os dados SRTM e ASTER mostram-se inadequados.

Verificamos que o uso de diferentes fontes de dados altimétricos resultam em mapeamentos com inúmeras discrepâncias uns dos outros, principalmente os que são oriundos de diferentes escalas de mapeamento. Destaca-se que as informações relativas ao SRTM, possuem resolução espacial de 90 metros, com acurácia de cerca de 16 metros, já no sensor Aster há um espaçamento de 30 metros entre seus pontos, obtendo uma acurácia de 7 a 14 metros. Essas informações podem ser compreendidas ao analisar-se o número de pontos/ha, que varia de 47,4 pontos (para o RTK) a até 1,3 pontos (para o SRTM).

Em relação a delimitação das sub-bacias considera-se que as mesmas foram determinadas e comparadas conforme o planejados nos objetivos. Intensifica-se que o deslocamento dos dados (verificado nas Figuras 4 e 5) são oriundos do fato de serem obtidos de bases diferentes, porém, essa questão não compromete o trabalho, pois o ideal é a comparação de ambas e não suas localizações em relação a superfície terrestre.

Relata-se que os atributos morfométricos sugeridos à realização da quantificação foram calculados, bem como discutidos seus resultados.

## REFERÊNCIAS

Bacia Hidrográfica. Disponível em: [http://www.barramentos.ufc.br/Hometiciana/Arquivos/Graduacao/Apostila\\_Hidrologia\\_grad/Cap\\_2\\_Bacia\\_Hidrografica\\_2002.pdf](http://www.barramentos.ufc.br/Hometiciana/Arquivos/Graduacao/Apostila_Hidrologia_grad/Cap_2_Bacia_Hidrografica_2002.pdf)>. Acesso em 03 jun.13.

Cherem, L. F. S. Análise morfométrica da Bacia do Alto do Rio das Velhas – MG [manuscrito] / Luís Felipe Soares Cherem. – 2008.

El-Sheimy, N.; Valeo, C.; Habib, A. Digital Terrain Modeling – Acquisition, Manipulation and Applications. Artech House. Boston – London, 2005.

Prina, B. Z.; Carvalho, L. F. D. Comparação de modelos digitais do terreno com imagens do sensor Aster e SRTM e levantamento com receptor de sinal GNSS RTK. VI Geonordeste2012.

Teodoro, V. L. I.; Teixeira, D.; Costa, D. J. L.; Fuller, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. Disponível em <[http://www.uniara.com.br/revistauniara/pdf/20/RevUniara20\\_11.pdf](http://www.uniara.com.br/revistauniara/pdf/20/RevUniara20_11.pdf)>. Acesso em 10 jun.13.

## PROJETO GEOLOGIA DO MÉDIO TAPAJÓS – RESULTADOS PRELIMINARES DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:100.000

César Lisboa Chaves<sup>1</sup>, Fhabio Glayson Pinheiro<sup>1</sup>, Elyana Melo Moura<sup>1</sup>, Junny Mastop de Oliveira<sup>1</sup>, João Marcelo Castro<sup>1</sup>, Arlete Neves dos Santos<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CPRM- Serviço Geológico do Brasil. cesar.chaves@cprm.gov.br; <sup>2</sup>Faculdade de Geologia- Instituto de Geociências - UFPA

### RESUMO

A CPRM está executando nos últimos dois anos mapeamento geológico e de recursos minerais, na escala 1:100.000, na Província Aurífera do Tapajós, através do Projeto Geologia do Médio Tapajós. Este abrange uma área de aproximadamente 18.000Km<sup>2</sup>, que engloba seis folhas na escala de 1:100.000 (Figura 1). Neste trabalho são apresentados resultados preliminares obtidos nas folhas Ilha Mambuaí (SB.21-X-A-IV), Rio Ratão (SB.21-X-C-I) e Cuiu-Cuiu (SB.21-X-C-IV), as quais se destacam pela presença de garimpos de ouro e diamante em aluvião e prospectos de ouro primário explorado por algumas empresas de mineração.

A integração de informações geológicas pré-existentes, interpretação de imagens aerogeofísicas e de sensores remotos, dados de campo e laboratoriais preliminares (litoquímica e geocronologia), possibilitou aprimorar a cartografia geológica das três folhas e contribuir para o conhecimento geológico no que diz respeito ao magmatismo plutônico e vulcânico que atuou na região durante o Paleoproterozoico.

### INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada no sudoeste do Pará, na região do Tapajós (Fig. 1), e corresponde a três folhas 1:100.000: Ilha Mambuaí (SB.21-X-A-IV), Rio Ratão (SB.21-X-C-I) e Cuiu-Cuiu (SB.21-X-C-IV), cujo mapeamento geológico está sendo executado pela equipe da Superintendência Regional de Belém (SUREG-BE), da CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

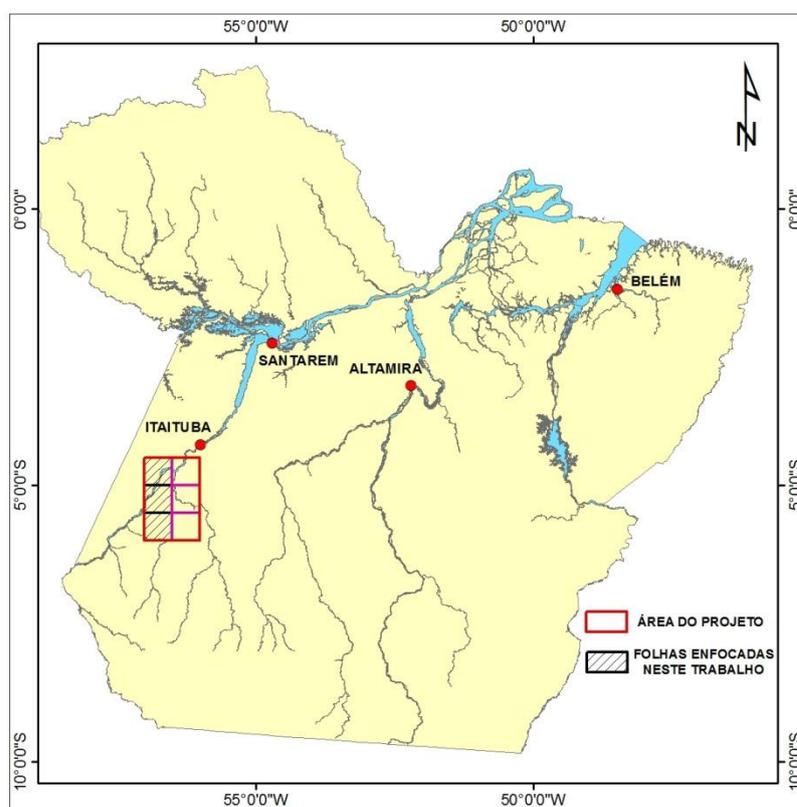


Figura 1 – Localização das folhas e da área do Projeto Geologia do Médio Tapajós, no centro-leste do Pará, com destaque às folhas enfocadas neste trabalho.

Os trabalhos de cartográfica geológica das folhas foram divididos em duas fases, sendo que a primeira, que representa a etapa pré-campo, consistiu no levantamento bibliográfico de projetos executados na região (ex. Pessoa et. Al. 1977, Bahia & Quadros 2000), interpretação de produtos de sensores, como imagens de satélite (Landsat e CIBERS) e imagens de radar (SAR-SIPAM e SRTM), e de imagens aerogeofísicas (magnetometria e gamaespectrometria) de alta resolução (Fig.2), com espaçamento de 500x500m entre linhas de voo. A partir da integração das informações obtidas na primeira fase, foi elaborado um mapa preliminar que deu suporte para a segunda fase, que consistiu no mapeamento geológico em campo.

Com os dados de campo associados com algumas análises geocronológicas e litoquímicas já disponíveis, foi possível evoluir significativamente na cartografia geológica de áreas que antes foram alvo apenas de análise interpretativa de sensores, e sem informações geocronológicas e litoquímicas robustas para sustentar tais interpretações.

## **GEOLOGIA DA ÁREA**

A área de estudo compreende principalmente uma associação vulcano-plutônica de evolução paleoproterozoica. As rochas mais antigas, que representam o magmatismo orogênico, estão inseridas no Complexo Cuiu-Cuiu, de idade de 2,1 Ga. O magmatismo pós-orogênico é representado pelos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão (SIC), com idade em torno de 1,99 Ga, granitoides cálcio-alcálicos de alto K de 1,89-1,88 Ga da Suíte Intrusiva Parauari (SIP), e pela Formação Bom Jardim, que agrupa rochas andesíticas de afinidade cálcio-alcálica. O magmatismo anorogênico é representado pelos granitos tipo A de 1,88-1,87 Ga da Suíte Intrusiva Maloquinha (SIM) e pelas vulcânicas ácidas e piroclásticas de filiação alcálica (tipo A) do Grupo Iriri, de mesma idade. O Anortosito Jutáí (1,87 Ga) e as rochas da Suíte Intrusiva Ingarana (1,88 Ga) são os representantes do magmatismo máfico. A Formação Buiçu, constituída predominantemente por arenitos, arenitos arcoseanos e conglomerados, representa a cobertura paleoproterozoica da região.

## **RESULTADOS PRELIMINARES**

O mapeamento geológico identificou novos corpos graníticos, rochas vulcânicas, rochas vulcanoclásticas, sedimentos paleoproterozoicos e intrusivas máficas, que preliminarmente foram associadas às unidades descritas na literatura. Na folha Ilha Mambuaí foi mapeado um corpo vulcânico de composição dacítica, caracterizado nas imagens radiométricas por valores altos de K e baixo Th, e datado pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelando idade de  $1889 \pm 1,7$  Ma e  $1886,0 \pm 1,7$  Ma, sendo interpretado como a idade de cristalização deste corpo (Santos 2013). As análises litoquímicas demonstraram que este vulcanismo é de caráter metaluminoso e cálcio-alcálico alto-K, sendo estas rochas correlatas ao vulcanismo da SIP ou à Formação Bom Jardim. Também foram mapeados arenitos arcoseanos e arenitos silicificados com estratificação plano-paralela da Formação Buiçu, em uma área antes interpretada como constituída por granitoides da SIP. Na Folha Rio Ratão novos e expressivos corpos gabroicos da Suíte Intrusiva Ingarana foram individualizados, com base em informações de campo e pela assinatura na magnetometria (alto magnético) e na gamaespectrometria (baixos valores de Th, U e K). Foi possível também compartimentar a SIP nas fácies granodiorítica e granítica, conforme já proposto por Bahia & Quadros (2000). Na Folha Cuiu-Cuiu corpos da SIP e SIC foram individualizados em regiões antes interpretadas como rochas pertencentes ao Complexo Cuiu-Cuiu, utilizando para isso informações de campo, imagens de gamaespectrometria, além de dados geocronológicos (Klein et al. *no prelo*). Finalmente em todas as folhas estudadas foram individualizados corpos circulares de dimensões batolíticas com assinatura gamaespectrométrica semelhante aqueles descritos como Tipo-A pertencentes a SIM.

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Utilizando-se as informações obtidas através da etapa pré-campo, integradas com aquelas obtidas durante os trabalhos de campo, em conjunto com os resultados analíticos disponíveis, foi possível aprimorar a cartografia geológica da porção ocidental da área do Projeto Geologia do Médio Tapajós. A cartografia geológica será concluída após a obtenção de todos os dados petrográficos, análises litoquímicas e geocronológicas, ainda em execução. Essas novas informações serão de fundamental importância para o avanço do conhecimento geológico desta porção do Cráton Amazônico.

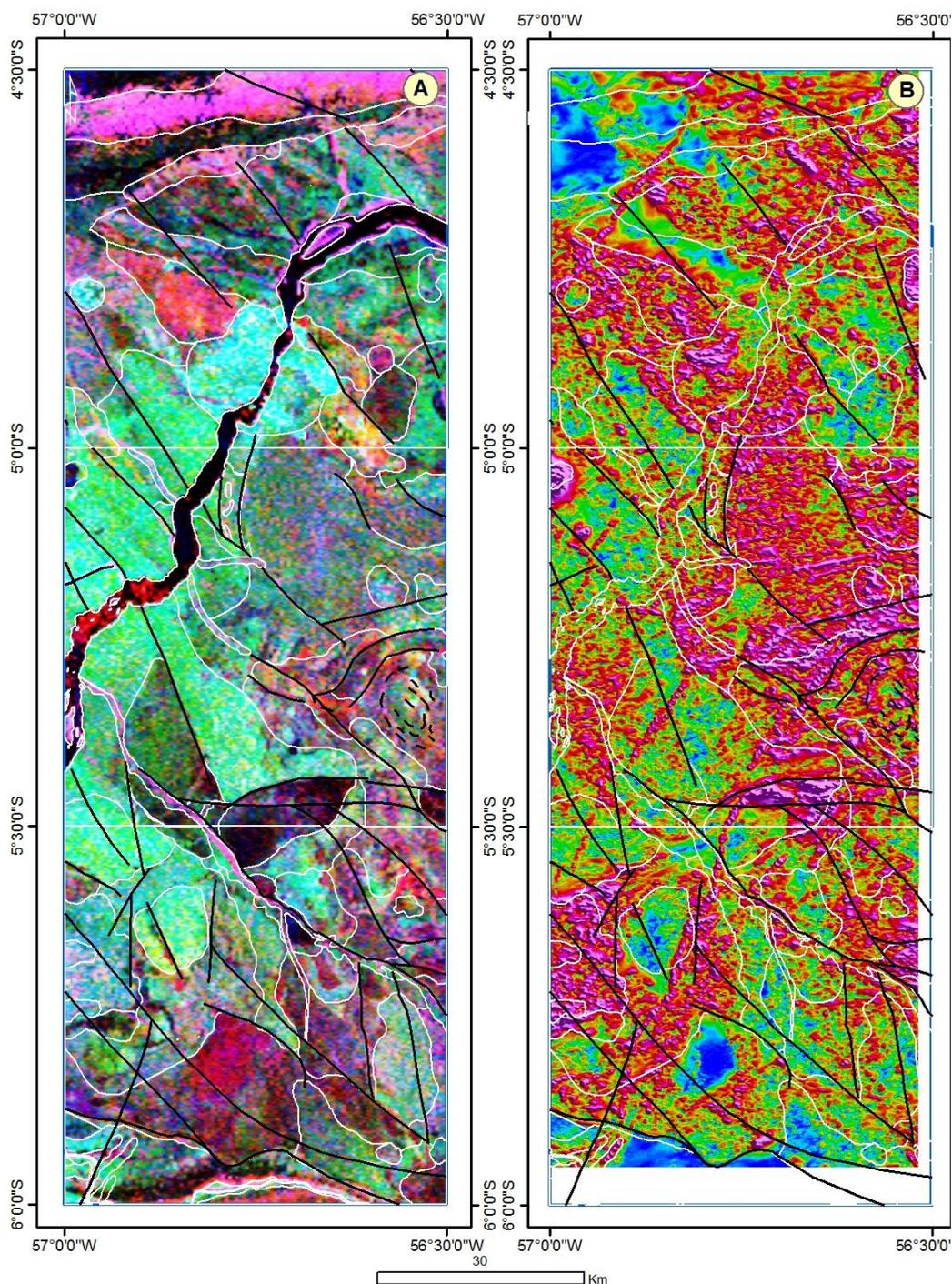


Figura 2 – Contatos geológicos e principais lineamentos estruturais sobrepostos às imagens de composição ternária dos canais de U, Th e K (A) e de amplitude do sinal analítico (B).

#### REFERÊNCIAS

- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Caracol (SB.21.-X-C). Estado do Pará. Escala 1:100.000. CPRM-Serviço geológico do Brasil. CD-ROM.
- Santos A.N.dos. 2013. Petrografia e geocronologia das rochas vulcânicas da porção centro-oeste da Folha Ilha Mambuaí-SW do Estado do Pará. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso. 79p.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barret E.L., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. CPRM/DNPM, v.1-3,614p.

## MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR DA FOLHA MIRACEMA DO NORTE (SC.22-X-D)

Cleber Ladeira Alves & Sheila Soraya Alves Knust

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. cleber.alves@cprm.gov.br e sheila.knust@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

Este produto é resultado do mapeamento geológico preliminar realizado na Folha Miracema do Norte, executado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SUREG/GO), através do projeto “Geologia da Região de Palmas”, que envolve o mapeamento geológico e levantamento de recursos minerais na escala 1:250.000 das folhas Miracema do Norte, Porto Nacional e Santa Terezinha. A folha situa-se na porção central do estado do Tocantins (Figura 1), entre os paralelos 9° e 10° de latitude sul e 48° e 49° 30’ de longitude oeste de Greenwich, tendo como principais sedes municipais, as cidades de Miracema do Tocantins, Miranorte, Barrolândia, Rio dos Bois, Tabocão, Divinópolis do Tocantins, Abreulândia e Dois Irmãos do Tocantins. O acesso à região é feito principalmente através da rodovia Belém-Brasília (BR-153), ou através de avião até Palmas-TO, seguindo depois 80 km pela TO-010 até a cidade de Miracema do Tocantins.

No contexto geotectônico a Folha Miracema do Norte insere-se em dois domínios principais: domínio das rochas metassedimentares Neoproterozoicas do Cinturão Araguaia (Almeida 1974, Hasui *et al.* 1980), porção centro-oeste da folha, no norte da Província Tocantins (Hasui *et al.* 1984) e, o domínio das rochas sedimentares fanerozoicas da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (porção centro-leste da folha), que recobrem de forma discordante as rochas do Cinturão Araguaia. Em uma área muito restrita no extremo sul da folha, ocorrem rochas do embasamento arqueano associadas ao Grupo Rio do Coco (Barreira e Dardene 1981).

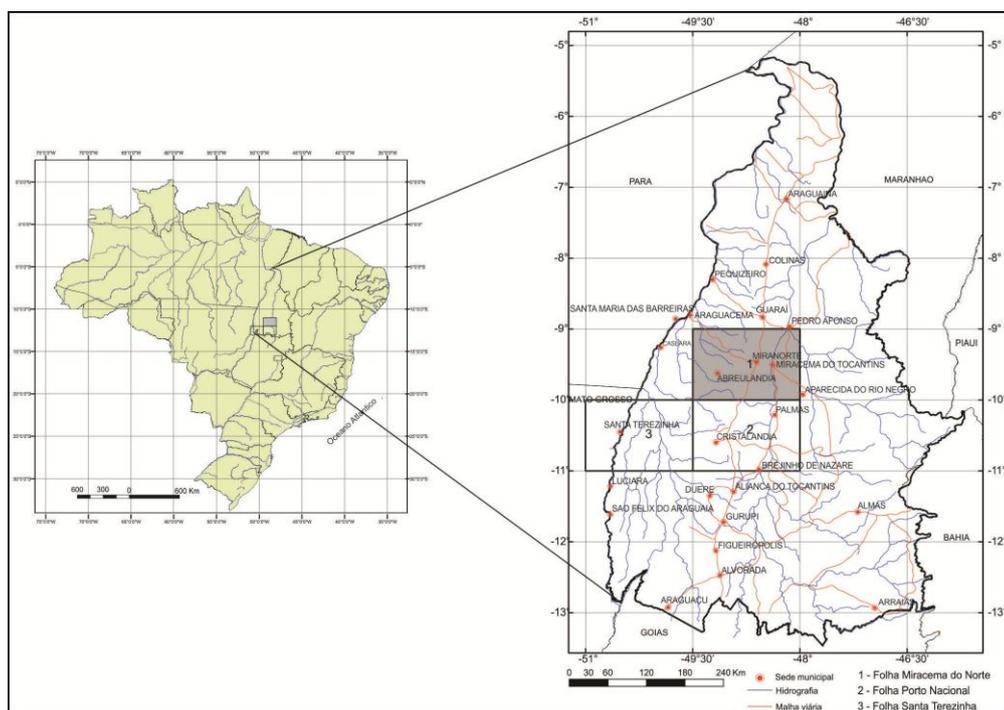


Figura 1 - Localização do Projeto “Geologia da Região de Palmas”, com destaque (em cinza) para a Folha Miracema do Norte.

### MATERIAIS E MÉTODOS

O mapa geológico aqui apresentado constitui uma versão preliminar, elaborado exclusivamente com base em dados de campo e petrográficos. O projeto ainda está em andamento, e posteriormente o mapa será concluído com mais uma etapa de campo, novos dados petrográficos e o tratamento dos dados laboratoriais, tais como a litoquímica, geoquímica de sedimento de corrente, concentrado de bateia e

geocronologia. O mapeamento geológico seguiu a sistemática do Serviço Geológico do Brasil-CPRM, sendo até o momento realizado cinco etapas de campo, durante as quais foram coletadas diversas amostras de rocha, solo, sedimento de corrente e concentrado de bateia para posteriores análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas, além do cadastro de ocorrências e depósitos minerais.

## RESULTADOS

O mapeamento geológico preliminar na Folha Miracema do Norte permitiu a identificação de rochas do embasamento arqueano pertencentes ao Grupo Rio do Coco, rochas supracrustais Neoproterozóicas associadas ao Cinturão Araguaia, e coberturas fanerozoicas relacionadas às rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba. A disposição das unidades litoestratigráficas pode ser visualizada no mapa geológico da Figura 2.

O embasamento arqueano representado por rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Rio do Coco ocorre em uma área muito restrita, no extremo sul da folha, onde a unidade é representada apenas por rochas metassedimentares. A seção-tipo, incluindo as rochas metamáficas e metaultramáficas ocorre mais a sul, na folha Porto Nacional.

Na Folha Miracema do Norte, todo o pacote de rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, foi reunido no Grupo Baixo Araguaia (Hasui *et al.* 1977), o qual envolve as formações citadas da base para o topo: Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães (Abreu 1978, Gorayeb 1981). Todas possuem estruturação geral N-S, desenvolvem feições lenticulares, imbricadas por cavalgamentos e dobramentos inversos com vergência para W-NW, em direção ao Cráton Amazônico. O grau metamórfico nestas rochas aumenta de oeste para leste, atingindo a fácies anfífolito médio nas rochas das formações Xambioá e Morro do Campo a leste, e xisto verde baixo nas rochas das formações Pequizeiro e Couto Magalhães a oeste em direção ao cráton. Embutidos tectonicamente nesta sequência metassedimentar ocorrem pequenos corpos de rochas ultramáficas considerados como parte dos ofiolitos do Cinturão Araguaia, os quais foram englobados na unidade Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru com idades em torno de 800 Ma. O magmatismo ácido é representado pelos granitoides da Suíte Santa Luzia, intrusivos nos metassedimentos da Formação Xambioá com idade U-Pb de  $539 \pm 36$  Ma, e da Suíte Lajeado com idades entre 545 e 552 Ma (Gorayeb *et al.* 2001).

As unidades cartografadas da Bacia do Parnaíba foram englobadas em três grupos: Grupo Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano-Carbonífero inferior) e Balsas (Carbonífero superior-Triássico). O Grupo Serra Grande (Carozzi *et al.* 1975) é representado pela sua unidade de topo, Formação Jaicós, sendo constituída por arenitos e arenitos conglomeráticos fluviais, de idade Siluriana ou Siluro-Devoniana, que sobrepõe-se em discordância erosiva aos granitoides Neoproterozoicos da Suíte Lajeado. O Grupo Canindé (Rodrigues 1967), é representado pelas seguintes formações: Pimenteiras, (Devoniano médio), constituída por siltitos, folhelhos e arenitos finos, de ambiente marinho plataformal dominado por tempestades; Formação Cabeças, (Devoniano médio a superior), constituída por arenitos de ambiente fluvio-deltaico; Formação Longá, representante de nova invasão marinha em ambiente plataformal dominado por tempestades, com a deposição de siltitos, folhelhos e arenitos finos no devoniano superior-carbonífero inferior, e Formação Poti constituída por arenitos finos a médios, siltitos e folhelhos depositados em ambiente de planície de maré, no Carbonífero superior. Sobrepondo em discordância erosiva com estas unidades, ocorrem os litótipos do Grupo Balsas (Góes *et al.* 1992), o qual é dividido nas seguintes formações: Formação Piauí, constituída por arenitos médios amarelados e avermelhados, com seixos dispersos e estratificação cruzada de grande porte, depositados em ambiente fluvial em condições de clima árido, e Formação Pedra de Fogo, constituída por siltitos, argilitos, arenitos finos e camadas de silexito, depositados em ambiente marinho raso a litorâneo, no Permiano.

O Cenozoico (neógeno-quadernário) é representado pelas coberturas detrítico-lateríticas e coberturas sedimentares indiferenciadas, além dos depósitos aluvionares Pleistocênicos e recentes.

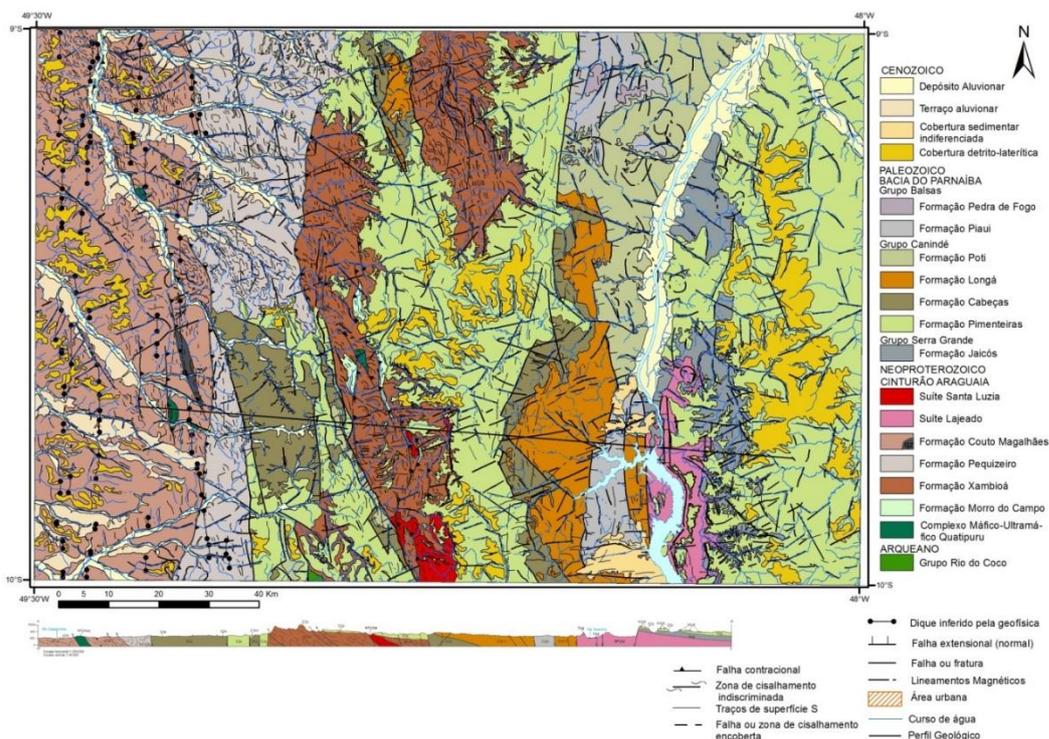


Figura 2 - Esboço do Mapa Geológico preliminar da Folha Miracema do Norte (SC.22-X-D).

## REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 90 p.
- Almeida F. F. M. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: Anais XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, SBG. 4: 9-16.
- Barreira C. F & Dardene M. A. 1981. A Sequência Vulcano-Sedimentar do Rio Coco. In: 1 Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia - GO. Anais. p. 241-264.
- Carozzi A. V., Falkenheim F. U. M., Carneiro R. G., Esteve R. F., Contreiras C. J. A. 1975. Análise Ambiental e Evolução Tectônica Sinsedimentar da Seção Siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, Brasil, 48p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo nº 7).
- Góes A. M. O., Travassos W. A., Nunes K. C. 1992. Projeto Parnaíba - Reavaliação da Bacia e Perspectivas Exploratórias. Belém, PETROBRÁS. Rel. Interno.
- Goarayeb P. S. de S. 1981. Evolução Geológica da Região de Araguacema-Pequizeiro, Goiás – Brasil. Dissertação de Mestrado em Geologia, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 99p.
- Goarayeb P.S.S., Moura, C.A.V., Chaves, C.L. 2001. A Granitogênese Neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: implicações para redefinição da Suíte Lajeado. In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia 7, Belém, Anais, CD ROM.
- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga, Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro -Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, p. 2659-2667.
- Hasui Y., Costa J. B. S., Abreu F. A. M. 1984. Província Tocantins - Setor setentrional. In: F F M de Almeida; Y Hasui. (Org.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Editora Edgard Blucher, p. 187-204.
- Rodrigues R. 1967. Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba. PETROBRÁS. RENOR, Belém, Brasil, Relatório Interno nº 273M, 49p. (PETROBRÁS. Sistema de Informação em Exploração - SIEX 130 – 3339).

## **PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LOCALIZAR EL EMPLAZAMIENTO DE RELLENOS SANITARIOS EN ÁREAS SEDIMENTARIAS APLICANDO TÉCNICAS DE GEOPROCESAMIENTO**

*Dante René Bosch, Rubén Rafael Sotelo, Natalia Guadalupe Romero Dapozo.*

Departamento de Geociencias Aplicadas, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Nordeste, Argentina, e-mail: dantebosch@yahoo.com.ar, rubensotelo@yahoo.com.ar, nataliaromerodapozo@gmail.com

### **INTRODUCCION**

El destino final de los residuos sólidos urbanos constituye actualmente uno de los grandes problemas ambientales, no encontrándose hasta el presente una solución óptima. Toda propuesta debe considerar aspectos ambientales, técnicos y económicos de la región considerada. Sin embargo, en zonas donde existe gran disponibilidad de tierras, la tendencia mundial se dirige hacia la instalación de rellenos sanitarios. El relleno sanitario consiste en un método apropiado para la disposición final de los residuos sólidos, de forma tal, que no generen un peligro para la salud pública y que minimicen los daños al medio ambiente.

En un proceso de selección de terrenos aptos para la localización de un relleno sanitario, deben considerarse las características naturales y el entorno productivo de los suelos, es decir todas las variables medioambientales intervinientes, con el objetivo de conseguir el máximo grado de protección a la salud pública y el medio ambiente.

El proceso de selección debería incluir varias fases, partiendo de un macroestudio a escala regional y aumentando sucesivamente la escala hasta finalizar con un análisis local de los sitios seleccionados. En cada una de estas fases las variables analizadas deben corresponderse con la escala de trabajo. De este modo, a escala regional son dominantes factores tales como la topografía, geología, geomorfología y los elementos antrópicos; y a escala local los inherentes al microemplazamiento de la instalación, como ser las características geotécnicas del subsuelo. Es decir que el método de selección consiste en un estudio cada vez más intensivo sobre áreas progresivamente menores.

Dentro de este contexto, existen diversas variantes en cuanto a la implementación del proceso de selección. LaGrega (1996) presenta cuatro métodos de selección: intuitivo, exclusión escalonada, graduación y combinación de criterios. Según este autor, los criterios de localización pueden ser clasificados como obligatorios o discrecionales. En este trabajo fueron considerados únicamente factores de tipo discrecionales, es decir, aquellos que representan aspectos aconsejables pero no obligatorios, reflejando preferencias concretas.

Por otro lado, el manejo y análisis de la información geográfica se han visto beneficiados con el surgimiento y perfeccionamiento de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), los cuales constituyen una poderosa herramienta para la manipulación de variables geográficas, y pueden ser utilizados para resolver complejos problemas de planificación y gestión. En consecuencia, el problema de la localización de áreas aptas para la instalación de rellenos sanitarios puede ser abordado, en una primera aproximación, utilizando esta eficiente técnica de análisis espacial.

El objetivo de este trabajo consiste en establecer una metodología que permita realizar una zonificación, determinando sectores con distintos grados de adecuación para permitir el emplazamiento de un relleno sanitario, considerando las condiciones medioambientales propias de la región estudiada.

Para este trabajo se escogió como zona de estudio el conglomerado urbano denominado Gran Resistencia, ubicado al sureste de la Provincia del Chaco, República Argentina. La producción de residuos sólidos se estima en 235 ton/día. La zona se encuentra sobre el río Paraná, un área geotécnicamente caracterizada por pertenecer a la cuenca sedimentaria del Paraná, subcuenca del Río Negro, Popolizio (1978), Russo (1979).

De acuerdo con los factores considerados, se adoptó como área de estudio un rectángulo delimitado, en coordenadas Gauss-Krügger, por los paralelos de 6.990.000 m al norte, 6.944.000 m al sur, 5.575.000 m al oeste y 5.620.000 m al este; con una superficie de 2.070 km<sup>2</sup>.

### **METODOLOGÍA**

La metodología empleada y propuesta en este trabajo, fue ajustada a las condiciones propias del presente estudio a partir de los métodos de selección de terrenos presentados por LaGrega y otros (1996),

del procedimiento para realizar una evaluación multicriterio mediante un SIG propuesta por Eastman y otros (1993) y de criterios dados por Popoizio (1985). En este trabajo se utilizó el SIG IDRISI. A continuación se describen las etapas seguidas en la metodología empleada.

**Relevamiento de la documentación existente.** En primer término se procedió a la búsqueda, ordenación y clasificación del material bibliográfico y cartográfico sobre el tema y la región en estudio. Como materiales se emplearon: una escena de la imagen satelital Landsat 266-79; cartas del Instituto Geográfico Nacional (cartas topográficas en escala 1:250.000 y 1:100.000), la Dirección de Catastro del Chaco (mapas catastrales en escala 1:100.000 y 1:12.500) y el Centro de Geociencias Aplicadas de la UNNE (cartas geomorfológicas en escala 1:75.000).

**Definición de factores y criterios.** Los rellenos sanitarios pueden constituirse en fuentes de emisión de contaminantes líquidos y gaseosos, y en focos generadores de vectores. Por esta razón, los criterios de localización deberían minimizar los riesgos para la salud pública y el medio ambiente; esto puede conseguirse mediante la fijación de distancias mínimas a ciertos elementos medioambientales susceptibles de ser afectados por un relleno sanitario. Sin embargo, este criterio confronta con la fijación de distancias máximas debido a los costos de transporte y construcción de caminos pavimentados. Debido a la complejidad del medio natural en el que se encuentra emplazado el Gran Resistencia, los factores de localización considerados en esta primera etapa del estudio se limitaron a aquellos que podían ser analizados mediante una escala de trabajo regional.

**Digitalización de los elementos medioambientales intervinientes.** En función a los factores de localización, fueron seleccionados los elementos medioambientales a ser considerados en el proceso de evaluación. Posteriormente, se procedió a digitalizar en capas individuales cada uno de los elementos medioambientales considerados. Este proceso se realizó básicamente a partir de la documentación existente, que fue completada y corregida mediante el apoyo de la imagen satelital Landsat y relevamientos de campo.

**Codificación de los factores.** Con el objetivo de codificar los factores de localización, se realizó un análisis de distancia sobre cada capa temática conteniendo los elementos medioambientales digitalizados. De esta forma, fueron generados mapas de proximidad, en los cuales el valor de cada píxel representa la mínima distancia que existe entre ese punto y el elemento considerado. Para esto, se empleó el SIG IDRISI, el cual utiliza la función de distancia euclidiana para realizar los cálculos.

**Estandarización de los factores.** En toda evaluación multicriterio realizada mediante un SIG, los factores seleccionados deben ser expresados en una misma escala cuantitativa, por ejemplo que oscile entre 0 y 255. Los valores extremos de 0 y 255 indican, respectivamente, la mínima y máxima adecuación de un terreno para recibir un relleno sanitario, según el factor que está siendo analizado. Con el fin de estandarizar todos los factores que forman parte del análisis, a una misma escala que oscile entre 0 y 255, se procedió a utilizar una función de IDRISI. Esta función actúa sobre el mapa raster que contiene una escala arbitraria de valores y genera un nuevo mapa con un rango de variación entre 0 y 255.

**Codificación de los criterios.** Cuando el criterio de localización corresponde a “máxima distancia posible”, la codificación del criterio coincide con la del factor. Sin embargo, cuando el criterio de localización corresponde a “mínima distancia posible” deben invertirse los valores. Esto se consigue mediante la utilización de dos funciones de IDRISI. De esta forma cada criterio queda codificado mediante un layer, adoptando valores extremos de 0 y 255 en los puntos de mínima y máxima adecuación para recibir el relleno sanitario.

**Definición y codificación de las restricciones.** Las restricciones son los criterios que indican donde no puede localizarse el relleno sanitario. Con este objetivo se realizó la reclasificación de los mapas de proximidad, asignándose nuevos valores de 0 a las zonas que deberán ser excluidas de posteriores análisis.

**Ponderación de los criterios.** No todos los criterios ejercen la misma influencia sobre el objetivo buscado. Para definir el peso de cada uno de ellos, se ha utilizado el procedimiento denominado comparación entre pares de factores (criterios). A partir de la confección de una matriz de comparación con IDRISI, se calculan los pesos para cada criterio y el índice de consistencia de la matriz. Cabe señalar que la confección de la matriz de comparación, y en consecuencia la ponderación de los criterios, es una tarea que presenta cierto grado de subjetividad por parte del evaluador; sin embargo este efecto puede minimizarse realizando una adecuada interpretación de los resultados obtenidos.

**Evaluación multicriterio.** Luego de establecidos los criterios, sus pesos y las restricciones, se procedió a realizar una evaluación multicriterio utilizando IDRISI. El resultado obtenido consiste en un nuevo mapa en donde aparecen zonas con valores de 0 indicando que fueron excluidas por las restricciones, y de 1 a

255 indicando los distintos grados de adecuación. Como el rango de valores entre 1 y 255 es demasiado amplio para realizar una valoración, se procedió a reclasificar la imagen en forma automática en solo cinco niveles de adecuación, ver Figura 1.

## RESULTADOS

En la Figura 1 se presenta el mapa temático obtenido como resultado final de la metodología empleada. En el mismo se observan los distintos sectores con sus correspondientes niveles de adecuación para recibir la instalación de un relleno sanitario. Existe una predominancia de áreas clasificadas como no aptas, que responde principalmente a la restricción de que exista una distancia máxima de 2.000 m a las rutas principales; esta restricción también condiciona la distribución general de las los sectores aptos (en distintos grados) los cuales se agrupan mayormente próximos a las dos rutas más importantes que existen en la zona. Observando los valores de superficie correspondientes a cada sector con distintos grados de adecuación, calculados en función al histograma de la imagen de la Figura 1, se observa que descartando las áreas no aptas, existe una predominancia de superficie clasificada como de muy buena adecuación. Para continuar el trabajo, y luego de una primera zonificación, debería procederse a aumentar la escala de trabajo para analizar mejor las condiciones locales de cada una de ellas.

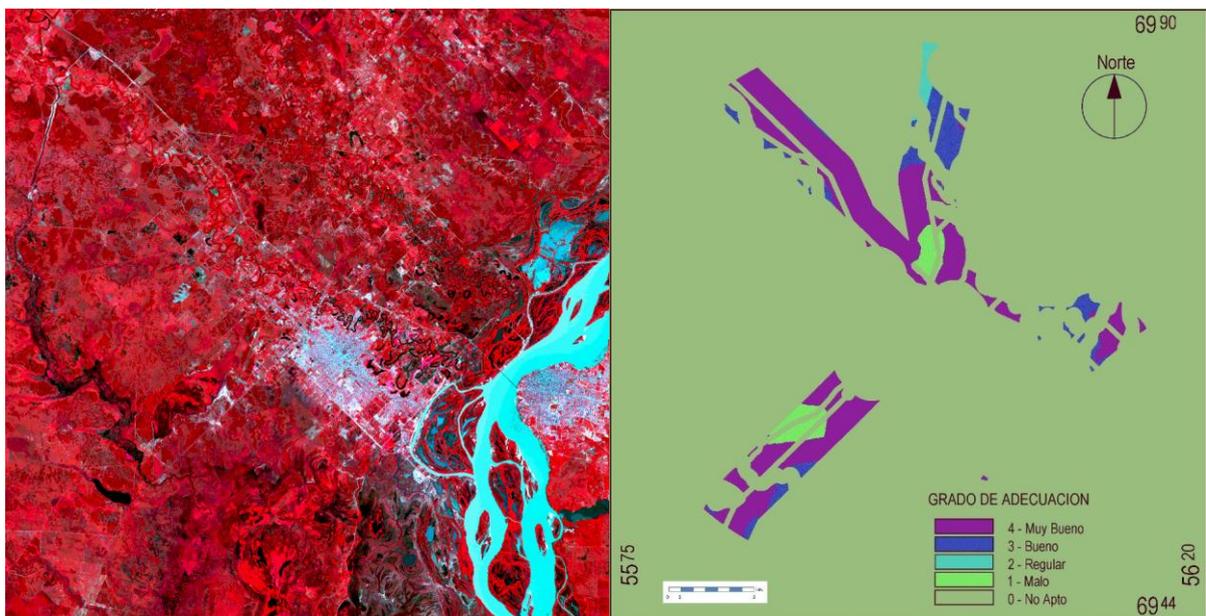
## CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta una metodología de geoprosesamiento adecuada para generar una zonificación con el objetivo de localización posibles zonas aptas para el emplazamiento de rellenos sanitarios en una zona sedimentaria, analizando el caso específico del Gran Resistencia.

Los resultados indican que existen en la zona de estudio cuatro grandes áreas, que a priori se presentan aptas para el emplazamiento de rellenos sanitarios. Estas grandes áreas se encuentran próximas a las dos rutas más importantes, estando cada una de ellas divididas en pequeñas sub-zonas, las que deben ser analizadas mediante métodos más apropiados aumentando la escala de estudio.

Finalmente, las variables seleccionadas permitieron una primera delimitación de zonas. En etapas posteriores se debería estudiar la posibilidad de incluir otras variables para permitir ajustar la metodología presentada.

La metodología empleada indica que los Sistemas de Información Geográfica (SIG) permiten ponderar y relacionar una serie de variables medioambientales que son determinantes para la localización de un relleno sanitario y que serían difíciles de manejar mediante otras técnicas.



**Figura 1-** a) Imagen satelital de la zona de estudio. b) Mapa temático resultado de la zonificación del área de estudio con los diferentes sectores y sus correspondientes grados de adecuación.

## **REFERENCIAS**

Eastman, J.R. y otros; 1993. GIS and Decision Making. Explorations in Geographic Information Systems Technology. Vol.4, Ginebra, UNITAR European Office, 112p.

LaGrega, M.D. y otros; 1996. Gestión de residuos tóxicos - Tratamiento, eliminación y recuperación de suelos. Ed. McGraw Hill, 1316p.

Popolizio, E.; 1985, Criterios para la concepción de obras de infraestructura en áreas afectadas por crecientes e inundaciones, Geociencias XIII, n.13, pp.3-18. Centro de Geociencias Aplicadas, UNNE.

Popolizio E., 1978. Fotointerpretación aplicada al estudio de la cuenca del río Negro - Provincia del Chaco. Centro de Geociencias Aplicadas. Serie C - Investigación, Tomo 14. UNNE.

Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G.; 1979. Llanura Chaco Pampeana. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, pp.139-183.

## MODELAGEM GRAVIMÉTRICA DO DOMO DE MONTE ALEGRE-PA

Elem Cristina dos Santos Lopes<sup>1</sup>; José Gouvêa Luiz<sup>2</sup>; Raimundo Netuno Nobre Villas<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil – CPRM – elem.lobes@cprm.gov.br; <sup>2,3</sup>Universidade Federal do Pará – <sup>2</sup>gouvea@ufpa.br; <sup>3</sup>netuno@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O domo de Monte Alegre, de forma elíptica, é uma feição estrutural ímpar dentro da Bacia do Amazonas, e sua origem estaria relacionada à manifestação ígnea máfica representada pela intrusão de um lacólito, o qual teria causado deflexão e deformação das camadas paleozoicas, durante o Mesozoico (Montalvão e Oliveira, 1975). Outra hipótese a relaciona a uma pluma termal (*hot spot*) (Viana, 2002), que teria provocado a ascensão do magma basáltico a altas temperaturas (>1000°C). Nessa ascensão, rochas do embasamento da bacia teriam sido assimiladas, tornando o magma mais denso (ou viscoso?), formando em decorrência lacólitos ou lopólitos, e soerguido as camadas sobrejacentes formando o domo.

O presente estudo foi desenvolvido na porção noroeste do estado do Pará, no flanco norte da bacia paleozoica do Amazonas (Caputo *et al.*, 1972), na área delimitada pelas as coordenadas de 01°22'51"N e 02°25'35"S e 53°41'11"W e 54°54'12"W. Constatou-se um levantamento gravimétrico de semi-detulhe com intuito de verificar, por meio de modelamento 2D, a presença e profundidade do lacólito que alçou as camadas paleozoicas e formou o domo de Monte Alegre.

### GEOLOGIA DA ÁREA

A região do domo de Monte Alegre integra o contexto geológico da Bacia do Amazonas, a qual é uma bacia intracratônica, predominantemente paleozoica, com área de mais de 600.000 km<sup>2</sup>, limitada ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasil Central, a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia do Solimões, e a leste pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia do Marajó (Caputo *et al.*, 1972).

As rochas paleozóicas expostas no domo têm idades devonianas: Formação Ererê; Formação Barreirinha; Formação Curiri e Formação Oriximiná; e carboníferas: Formação Faro; Formação Monte Alegre e Formação Itaituba, além das rochas cretáceas da Formação Alter do Chão.

### METODOLOGIA

As medidas de aceleração de gravidade **g** na região de Monte Alegre foram executadas em quatro perfis gravimétricos, nos sentidos Monte Alegre - rio Maecuru (37,7 km), Inglês de Sousa - Santa Helena (8,1 km), serra do Itauajuri - Três Bocas - Inglês de Sousa - São Diogo (41 km), Três Bocas - Mulata (30 km), com espaçamento variando de 0,5 e 2 km entre as medidas, utilizando o gravímetro LaCoste & Romberg, pertencente à Faculdade de Geofísica da UFPA.

Aos dados gravimétricos medidos foram aplicadas as correções ar-livre, Bouguer, latitude, maré e *drift* instrumental. Como na região de Monte Alegre não há nenhuma estação gravimétrica da rede mundial, não foram obtidos valores absolutos da gravidade. Entretanto, foram utilizados valores de gravidade relativos, a partir de uma estação de referência (estação do IBGE SAT-PA-044), localizada na antiga estação de passageiros do aeroporto de Monte Alegre (lat.: 1°59'115"S, long.: 54°04'41", alt.: 80,15 m).

Após as devidas correções de todas as medidas gravimétricas, foram obtidos os valores da anomalia Bouguer e elaborado o mapa de anomalias Bouguer, com intervalos de 1mgal entre as linhas de contorno, em função da pequena variação nos valores obtidos.

### RESULTADOS

O mapa de anomalia Bouguer (Fig.1) mostra valores negativos em toda a porção norte da área próxima da cidade de Monte Alegre. Existe uma zona de forte gradiente gravimétrico na porção SE, coincidente com as falhas de direção NE-SW e N-S, algumas delas reativadas no Meso-cenozoico (Costa, 2002). Foram também identificadas duas zonas de anomalias positivas: uma, com configuração circular alongada, na porção central da estrutura do domo, próxima da fonte Menino Deus, e a outra próxima da cidade de Maxirá.

O perfil gravimétrico AA' (Fig. 1), de direção NW-SE, foi selecionado por passar pelas áreas de anomalias positivas e naquelas com fortes inflexões. Ele mostra um padrão assimétrico com valores a SE

entre 0 e -5 mgal e a NW inferiores a -5 mgal. Entre as posições 2000 e 12000 m, os valores crescem suavemente, contrastando com as posições entre 0 e 2000 m, em que se observa um forte gradiente, chegando a um valor mínimo de -20 mgal. Destaca-se, ainda, um alto entre 12000 e 14000 m, com as anomalias atingindo valores máximos de 3mgal.

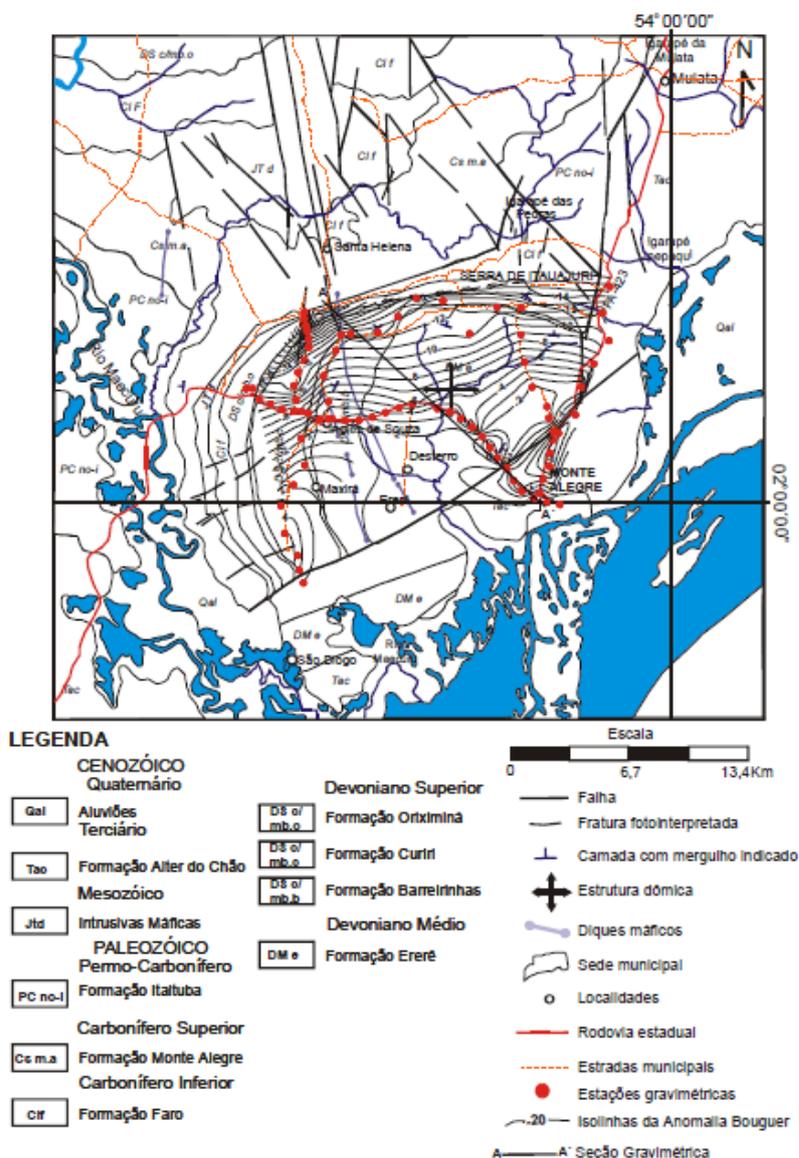


Figura 1- Mapa de anomalias Bouguer para a região do domo de Monte Alegre.

## DISCUSSÃO

No mapa Bouguer da região de Monte Alegre, os isovalores dos contornos decrescem em direção ao norte, indicando um aumento na espessura das rochas sedimentares. Observa-se no mapa, que na parte SSE da área investigada o gradiente gravimétrico é mais forte do que nas partes central, NW e SW. Essa feição comprova a existência de zona de intensos falhamentos paleozoicos de direção NE-SW, que foram reativados no Meso-Cenozoico (Costa, 2002).

O pico da anomalia Bouguer ocorre entre as posições 13 e 14 km, e está associado com a porção mais rasa do lacólito, que, de acordo com o modelo, ocorre a 1,3 km de profundidade, e demarca aproximadamente o centro desse corpo ígneo.

Com base no perfil AA', foi modelada e inferida a existência de um corpo tabular similar a um lacólito, que teria originado a estrutura do domo (Fig. 2). Além desse corpo, o modelo sugere a presença de um gráben, colocando em contato as rochas cretáceas da Formação Alter do Chão com rochas paleozoicas da Bacia do Amazonas.

O modelo mostra, ainda, na sua parte superior, a anomalia Bouguer medida (representada pelo sinal +) e a anomalia Bouguer calculada (linha cheia) para o modelo de distribuição de densidade elaborado. Constata-se que os valores medidos e calculados coincidem amplamente, sugerindo que o modelo obtido é adequado para explicar a distribuição de densidade na subsuperfície da área. Tal resultado foi utilizado na representação do modelo geológico bidimensional em subsuperfície (Fig.3)

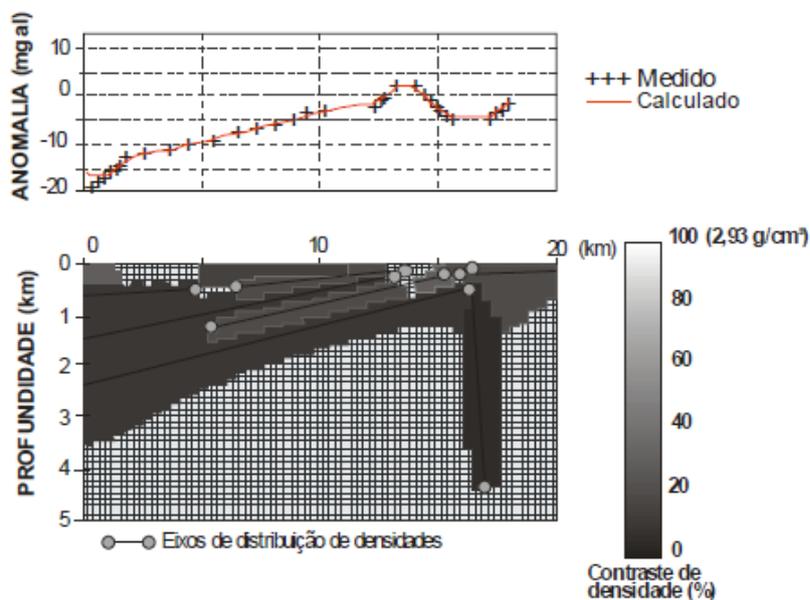


Figura 2- Modelo gravimétrico bidimensional para o perfil AA´(NW-SE)

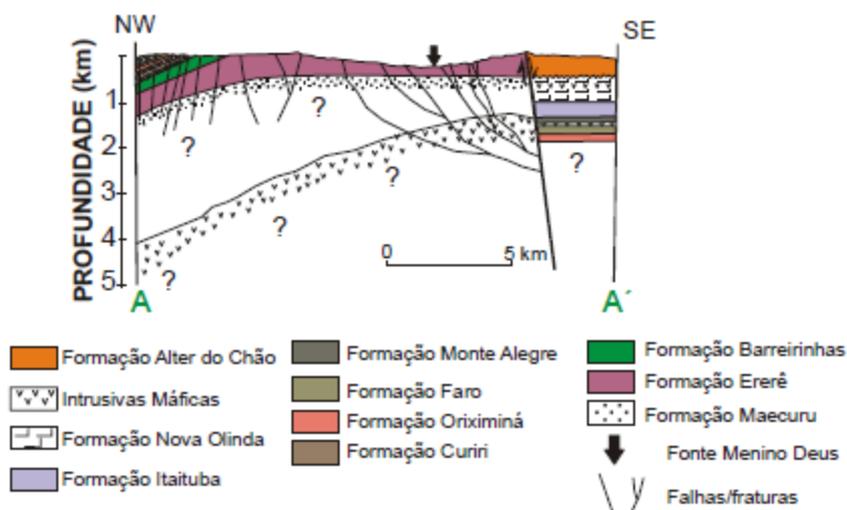


Figura 3- Modelo geológico bidimensional para o perfil AA´(NW-SE).

## REFERÊNCIAS

- Caputo M. V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas - Histórico e Atualização, In: CONG. BRAS. GEOL.,26, Belém, Anais..., SBG: v. 3, p. 35-46.
- Costa, A. R. A. 2002. Tectônica cenozoica e movimentação salífera na bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Cocos e Nazca. Belém, UFPA, Centro de Geociências, 237p. (Dissertação de mestrado).
- Montalvão, R.M.G. e Oliveira, A.S.1975. Geologia Branquianticlinal de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre – Prainha. Belém, Projeto Radam Brasil, Folha SA.21, DNPM, 409p.
- Viana, E. A. 2002. Estudo geológico e geoquímico das águas térmicas de Monte Alegre, Pará. Belém. Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências. 57p. (Trabalho de conclusão de curso).

## PERFIS LONGITUDINAIS E MODELO DE *KNICKPOINTS* DA BACIA DO IGARAPÉ DO PAIVA, NA SERRA DO TEPEQUÉM (RR)

Emerson Sanches<sup>1</sup>, Roger Patrick Pereira de Almeida<sup>1</sup>, Clauzionor Lima da Silva<sup>2</sup>, Franzmiller Almeida Nascimento<sup>3</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>4</sup>, Luíza Câmara Beserra Neta<sup>4</sup>, Pedro Fonseca de Almeida e Val<sup>5</sup> Norberto Morales<sup>6</sup>

Curso de Geologia, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus – Amazonas, Brasil. E-mail: emerson.intercambio@gmail.com;  
Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus – Amazonas, Brasil;  
Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima, Instituto de Geociências, Campus de Paricarana; Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Roraima, Campus de Paricarana; Department of Earth Sciences, Syracuse University, Syracuse, NY 13244, USA.  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Petrologia e Metalogenia, Universidade Estadual Paulista (UNESP – Rio Claro SP).

### INTRODUÇÃO

*Knickpoint*, ou ruptura de declive, representa desequilíbrio no perfil longitudinal de um rio, que pode variar em forma desde uma simples cachoeira até uma região de gradiente elevado que se estende por vários quilômetros, e surge como resposta de perturbações locais (CROSBY, WHIPPLE, 2006). Este limite separa a porção reajustada de um canal da topografia residual (CROSBY, WHIPPLE, 2006), em processo de ajuste, cujos fatores podem ser erosão diferencial, diferença no grau de coesão do material litológico ou na permeabilidade na camada, processos de glacio-eustasia, mudança de nível de base e tectônica (WHIPPLE *et al.*, 2000; CROSBY, WHIPPLE, 2006). Poucos estudos foram desenvolvidos na Amazônia, destacando os estudos de Val *et al.* (2013, no prelo). No sudeste e sul brasileiro, Etchebere *et al.* (2006), Guedes *et al.* (2009), dentre outros, destacam estudos de anomalias no perfil longitudinal de rios e Índice de Gradiente RDE, devido a deformações de natureza neotectônica.

A análise de drenagem e perfis longitudinais e de geração de *knickpoints* na região da serra do Tepequém, no município de Amajari, porção norte do estado de Roraima, buscou a relação do processo formador e modelador da paisagem e o controle tectônico cenozoico. A pesquisa fez uma análise descritiva na bacia de drenagem do Igarapé do Paiva, perfis longitudinais e rupturas de declive (*knickpoints*) como indicadores dessa atividade neotectônica. As análises dos produtos gerados permitiu individualizar os lineamentos pré-cambrianos com possíveis influências no controle da formação de diferentes tipos de cachoeiras na área estudada. Os dados de *knickpoints* mostraram três gerações de rupturas de declive, as quais estão associadas ao alçamento topográfico da Serra do Tepequém, enquanto que os dois outros se vinculam a deformações rúpteis recentes. Os *knickpoints* da Serra do Tepequém são um importante ponto de estudo para a caracterização estrutural e análise morfotectônica, tendo também em evidência a morfogênese e a variação do relevo da serra. A falta de estudos relacionados com a morfotectônica da serra faz com que sejam escassas as informações sobre o controle do modelado da paisagem da Serra do Tepequém, bem como a geometria dominante do relevo e suas interações com a neotectônica atuante na serra.

### MATERIAS E MÉTODOS

Para esse estudo foram utilizadas a base cartográfica do IBGE e o modelo SRTM da NASA e imagens de satélite. Os modelos SRTM concernentes à área de estudo possuem resolução espacial de 90m por pixel e foram corrigidos quanto ao preenchimento de áreas com ausência de valores de altimetria. A partir destes modelos foram obtidos a rede de drenagem a partir da geração dos atributos de direção de fluxo (*flowdirection*), fluxo acumulado (*flowaccumulation*) e distância de fluxo à jusante (*downstreamflowlength*), utilizando-se para isso a ferramenta *Hydrology*, do Arcgis 10.1. Esses dados são necessários não somente para obtenção da rede de drenagem, mas são essenciais para a confecção dos mapas de ruptura de declive – *knickpoints* (figura 1.A). Posteriormente, esses produtos gerados, assim como o modelo SRTM bruto, ou seja, sem preenchimento, são exportados (em formato ASCII), para serem analisados e processados via Matlab (versão R2012). A elaboração dos perfis, correção de erros inerentes ao modelo SRTM e suavização dos perfis longitudinais foram feitos conforme a rotina de coleta e tratamento de dados de Harboret *et al.* (2005). A partir da rotina estabelecida, foram obtidos o mapa de drenagem, os perfis longitudinais para o canal principal e seus tributários, o gráfico de regressão linear e

a distribuição estatística dos dados de ruptura de todas as declividades presentes no canal *versus* a distância de um determinado curso d'água. Posteriormente, foi calculado o desvio do nível de base em relação ao perfil longitudinal ideal previsto para a bacia, ou perfil côncavo sem rupturas (figura 1.B). Tal determinação é fundamental para quantificar os desvios e determinar os locais prováveis em que ocorrem *knickpoints*. Em seguida, o perfil de desvio é exportado no formato de dados XY para o ArcGIS, para a plotagem das áreas com convexidades anômalas (*knickpoints*) no Modelo Digital de Elevação (MDE) e correlação com dados geomorfológicos e estruturais.

## RESULTADOS

O igarapé Cabo Sobral tem sua nascente na Serra do Tepequém, a aproximadamente 900 metros a norte da referida Serra. Junto com o igarapé do Batata, este flui até o canal do igarapé do Paiva, situado na superfície topográfica de 150 metros, a partir da Cachoeira do Funil. O igarapé do Paiva nasce no flanco leste da Serra e, assim como o igarapé Cabo Sobral, flui de nordeste para sudoeste, mas na superfície topográfica mais baixa, este flui de sudeste a noroeste, até confluir para a bacia do rio Amajari. Apesar do sistema de drenagem ter sido, em parte, modificado pela exploração diamantífera, os dados obtidos, a partir da extração automática da drenagem em modelo SRTM, mostram um padrão anômalo que se deve a influências estruturais e erosivas. O mapa de drenagem obtido via SIG mostra que a Bacia do igarapé do Paiva é assimétrica com geometria retangular-angulado. Sabendo-se que o topo é um flanco de uma superfície dobrada em sinclinal, é interessante perceber que essas drenagens principais não acompanham o eixo do dobramento.

O perfil longitudinal elaborado para a bacia do igarapé do Paiva mostra que as drenagens situadas na superfície topográfica da Serra são morfoestruturalmente semelhantes. Diferenciam-se das drenagens que tem grande parte do curso no nível topográfico mais baixo, que apresentam claramente poucas discrepâncias quanto à declividade. Aparentemente, as escarpas da serra produzem um efeito na geração de *knickpoints*, como era de se esperar. Os canais dos igarapés do Paiva e Cabo Sobral apresentam similaridades quanto ao surgimento desses *knickpoints*. Os primeiros *knickpoints* encontrados estão relacionados com a diferença altimétrica devido ao nível de base local, pois representam importantes zonas de encachoeiramento situadas no alto da Serra do Tepequém. Esse efeito foi incorporado pelas drenagens, no topo da serra, como padrões de rupturas próximas às bordas. Porém, outras rupturas situadas nas áreas de cabeceiras das drenagens podem ser resultado do processo de erosão remontante dos canais em relação ao nível de base já considerado, mas também causada por adaptações a zonas de falhas antigas, como canais subsequentes. Valores anômalos foram notados ao longo dos canais no topo da serra, como, por exemplo, no igarapé do Batata. Essas duas bacias hidrográficas estão claramente adaptadas à estruturação das falhas ENE-WSW, principalmente falhas transcorrentes mapeadas como estruturas do embasamento. Dois níveis de *knickpoints* foram determinados. Aqueles situados no topo da serra estão entre 600 e 700 metros, aproximadamente. Já na superfície topográfica mais baixa, estes estão quase estabilizados e se situam por volta de 200 metros, onde a declividade é menos acentuada. Isso representa que o sistema de drenagem no topo da serra ainda está em fase de estabilização, enquanto que na base da serra o sistema é bem estável. A estruturação da serra mostra formas escarpadas que seguem orientações estruturais N-S, E-W e NW-SE que parecem condicionar o sistema de encachoeiramento observado na região, conforme Nascimento (2013). Esse fato, associado às diferentes gerações de *knickpoints* observadas, sugerem que o controle erosivo e tectônico deve ser considerado como associado.

## CONCLUSÕES

Os resultados indicaram que os cursos d'água no topo da serra do Tepequém estão condicionados, inicialmente, como um sistema subsequente, vinculado à estruturação antiga, mas que teve processo de reativação em épocas mais recentes. Os *knickpoints* obtidos indicaram que as três gerações diferentes refletem o condicionamento regional (nível de base), interferências por falhas N-S, E-W e NW-SE e erosão remontante, para aquelas situadas nas cabeceiras de drenagens. Tais condicionamentos propiciam uma avaliação do controle tectônico moderno nessa paisagem.

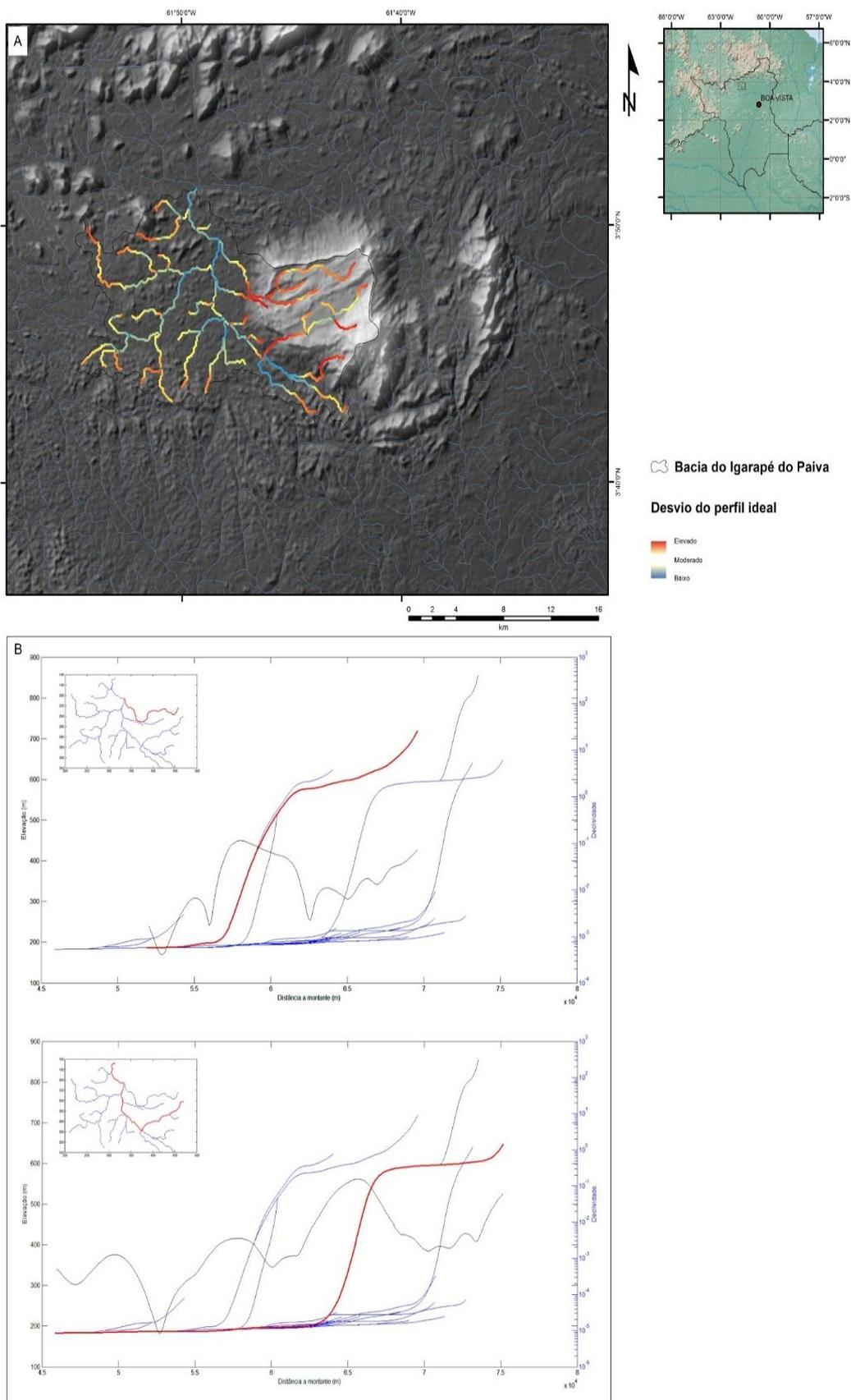


Figura 1. (A) Mapa de knickpoints da Bacia do Igarapé do Paiva, na Serra do Tepequém (RR), sobreposto ao modelo SRTM e mapa de relevo sombreado. (B) As linhas vermelhas representam os perfis longitudinais dos canais dos igarapés do Cabo Sobral (acima) e do Paiva (abaixo) e as linhas pretas, mais suaves, representam o desnível altimétrico, em metros, em relação ao perfil ideal.

## REFERÊNCIAS

- Crosby, B. T., Whipple, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks. In: *Geomorphology: The Bedrock Channels Special Issue*. 2006.
- Etchebehere, M.L.C., Saad, A.R., Santoni, G.C., Casado, F., Fulfaro, V.J. 2006. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. *Geociências*, 25:271-288.
- Guedes, I. C., Etchebehere, M.L.C., Morales, N., Stevaux, J.C., Santoni, G.C. 2009. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. *Rev. Bras. de Geoc.*, 28, 4:247-362.
- Harbor D., Bacastow A., Heath A., Rogers J. 2005. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 28: 23-36.
- Howard, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 51, n<sup>o</sup>. 11, p. 2246-59, 1967.
- Nascimento, F. A., 2013. Compartimentação Geomorfológica da Serra do Tepequém – RR, com base em Produtos de Sensoriamento Remoto. Dissertação de Mestrado, PPGeo, Universidade Federal de Roraima, 114p.
- Val, P. F. De, Silva, C. L., Dos Santos, J. M, Morales, N., Harbor, D. Distribuição de knickpoints em bacias de drenagem na região de Manaus (AM) e seu potencial para o estudo neotectônico e evolução da paisagem na Amazônia. 2013 (no prelo).
- Whipple, K. X., Snyder, N. P., Dollenmayer, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. In: *Geology*, v.28, N.9, p.835-838. 2000.

## FOTOINTERPRETAÇÃO DE PORÇÃO DA FOLHA RIO NABILEQUE E ALDEIA TOMÁZIA, A NORTE DA SERRA DA ALEGRIA, RIO APA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Endel Muller Dalat<sup>1,4</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>3,4</sup>, Rafael Ferreira Cabrera<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia/UFMT, email: endelmuller@gmail.com; <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>4</sup>Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia em Geociências da Amazônia GEOCIAM)

### INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é o refinamento das interpretações de parte da geologia do terreno Rio Apa que encontram-se dentro dos limites das folhas Rio Nabileque e Aldeia Tomázia, e a comparação fotointerpretativa com o mapa de Lacerda Filho et al. (2006).

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Terreno Rio Apa compreende um segmento crustal do paleo ao mesoproterozóico, exposto em área restrita do sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul, limite com o Paraguai, e constitui o embasamento da faixa Paraguai por fazer parte do Cráton Amazônico. Limitado a leste por rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Corumbá (Serra da Bodoquena) e a oeste está coberto por sedimentos cenozóicos da bacia do Pantanal.

A compartimentação tectônica do Terreno Rio Apa proposta por Lacerda Filho *et al.* (2006) compreende: Remanescente de Crosta Oceânica, Arco Magmático Rio Apa, Arco Magmático Amoguija e Intrusivas Básicas. Na área de estudo ocorrem o Grupo Alto Tererê, o Complexo Rio Apa e o Grupo Alumiador.

O mapa geológico da compartimentação proposto por Lacerda Filho *et al.* (2006), utilizado para comparar com o mapa de fotointerpretação, não é o mais recente. Existem outras proposições para o Terreno Rio Apa, como feito por Cordani *et al.* (2010) baseando-se em idades-modelo Sm-Nd, que sugerem a divisão em dois domínios distintos (Oriental e Ocidental) e, propõem a correlação tectônica como dois Blocos Tectônicos de história evolutiva distintos limitados por uma zona de sutura de direção predominante N-S.

Neste modelo de compartimentação o Bloco Ocidental é representado pelo Gnaiss Porto Murtinho, a Supersuíte Intrusiva Amoguijá (Godoi&Martins 1999), que compreende a Suíte Intrusiva Alumiador (Araújo *et al.* 1982) e a Formação Serra da Bocaina (Brites 2012), a Suíte Intrusiva Morro do Triunfo, Suíte Gabro-Anortosítica Serra da Alegria (Silva 1998) e os metassedimentos dos Grupos Amolar (Lacerda Filho *et al.* 2006) e San Luis (Wiens 1984), porém Cabrera *et al.* (neste volume) sugerem utilizar o termo Grupo Ypacarai para estas rochas, sendo correlata ao Grupo San Luis.

O Bloco Oriental inclui o Grupo Alto Tererê, Gnaiss Caracol, Gnaiss Morraria, Granito Baía das Garças e os gnaisses, granitos e migmatitos da Província Passo Bravo.

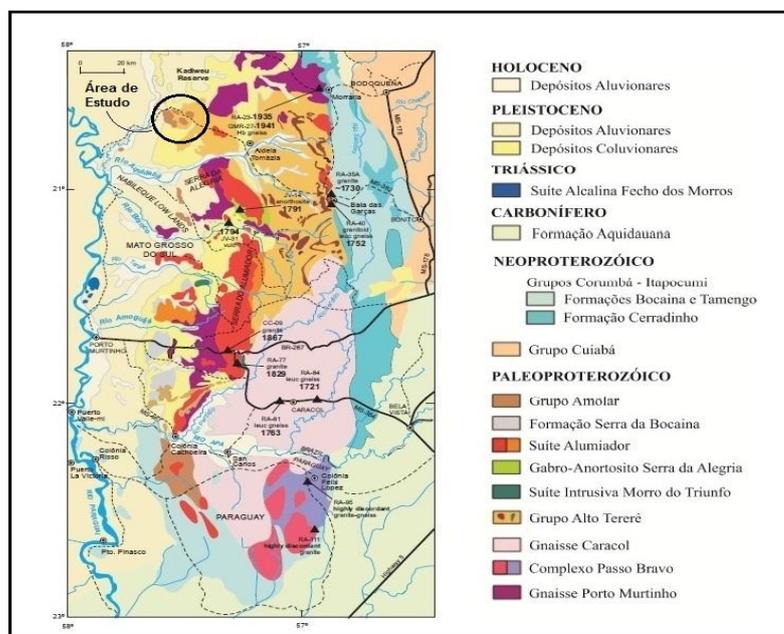
### MATERIAIS E MÉTODOS

Os estudos realizados na comparação entre o mapeamento da região consistiu basicamente de uma etapa de levantamento bibliográfico, obtenção de imagem de relevo digital (SRTM), imagem de satélite e base de dados digitais no formato GIS, integração de dados para o processamento e interpretação dos dados obtidos através das imagens analisadas e finalmente a discussão dos resultados e a comparação com dados bibliográficos.

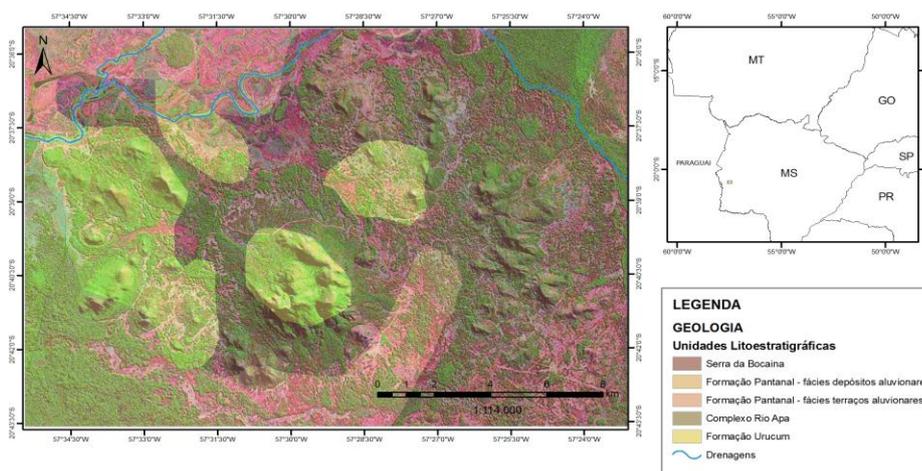
### RESULTADOS

Analisando a região estudada, hoje ela encontra-se cartografada como Formação Serra da Bocaina (riolitos porfíricos e microporfíricos, riodacitos e dacitos, com intercalações de rochas piroclásticas e brechas vulcânicas. Os derrames ocorrem, em geral, como camadas pouco espessas, com estrutura de fluxo magmático), Depósitos aluvionares do Pantanal (areia, areia quartzosa, cascalho, silte, argila e localmente turfa), Complexo Rio Apa (granitos, granodioritos e tonalitos foliados, miloníticos a protomiloníticos, expostos em batólitos e plútons menores) e Formação Urucum (conglomerados, arcóseos conglomeráticos, arenitos arcoseanos e grauvacas e, mais restritamente, arenitos e siltitos) por Lacerda et al. A delimitação e interpretação à partir de zonas homólogas foi feita a partir dos padrões de

lineamentos, de textura e padrão de relevo. O padrão de lineamento da zona 1 e 2 seguem a mesma direção preferencial NW-SE, identificada pelas planícies, do tipo médio, pelo relevo ondulado, e do tipo rugosa, marcada por morros. Entretanto, a zona homóloga 2 apresenta mais padrões de juntas em relação a zona homóloga 1, além disso, as cristas estão mais deformadas e um arrasamento maior dos corpos rochosos. A terceira zona homóloga foi interpretada como prováveis coberturas quaternárias do pantanal caracterizadas por uma textura mais lisa e ausência de relevo positivo, a quarta zona homóloga foi definida como a parte arrasada da área e a quinta zona homóloga foi interpretada como os aluviões recentes seguindo os cursos das raras drenagens da área estudada.

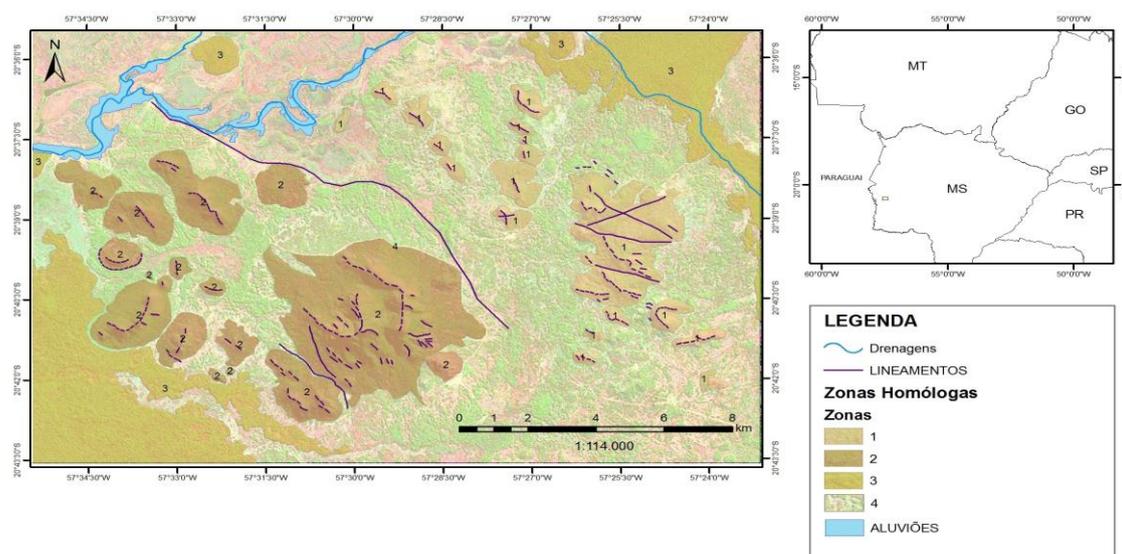


**Figura 1-** Mapa geológico do Terreno Rio Apa, destacando os dois blocos tectônicos Oriental e Ocidental. Extraído e modificado de Cordani *et al.* (2010).



**Figura 2-** Mapa Geológico da porção central das Folha Aldeia Tomázia e Rio Nabileque. Composição da imagem de satélite X imagem vetorial GIS.

### MAPA GEOLÓGICO 1:1.000.000 REINTERPRETADO



**Figura 3-** Mapa fotointerpretativo contendo as zonas homólogas da região estudada.

### CONCLUSÃO

De acordo com a interpretação da imagem de satélite, foi possível definir cinco zonas homólogas, até então, não muito bem definidas no mapa de Lacerda Filho *et al.* (2006). Os limites da formação Urucum foram redefinidos e foi descoberto um corpo com padrões texturais diferentes como formas e padrões geomorfológicos, não cartografado no mapa de Lacerda Filho *et al.* (2006), além de um corpo não definido no mapa, com padrões morfológicos diferentes dos corpos da região e a quantidade de zonas homólogas sendo definidas também em 5 zonas, porém com contornos diferentes do mapa cartografado.

Utilizando-se do Sensoriamento Remoto e Fotointerpretação foi possível contribuir com o estudo de parte do terreno Rio Apa, encontrar divergências entre algumas feições e levantar questões que futuramente culminarão em uma etapa de campo para o refinamento desses dados e um mapeamento com maior detalhe, inclusive desse novo corpo identificado na fotointerpretação.

### REFERÊNCIAS

- Araújo, H.J.T.; Santos Neto, A.; Trindade, C. A. H.; Pinto, J. C. De A.; Montalvão, R.M.G.; Dourado, T. D. C.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SF. 21 - Campo Grande. Projeto RADAMBRASIL; Geologia. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia; Secretaria Geral. v. 28, p. 23-109.
- Brites, A. F. N. Geologia, Petrologia e Geocronologia (Pb-Pb) da Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico. 2013. Tese de Mestrado. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá – MT, 2012.
- Cabrera, R. F. & Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Nogueira, S. F.; Santos, G. Dos; Batata, M. E. F. 2013. Caracterização Geológica e Estrutural das Rochas Supracrustais do Entorno da Serra da Alegria (MS), Grupo Alto Tererê ou San Luis? Terreno Rio Apa – Craton Amazônico. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2013, Chapada dos Guimarães - MT.
- Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Alkimin, F. F.; Santos, G. Dos; Lacerda-Filho, J. V. de. 2013. Grupo Ypacaraí: Uma Nova Unidade Metassedimentar Siliciclástica no Sul do Cráton Amazônico – Terreno Rio Apa? 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém - PA.
- Cordani, U. G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; And Ruiz, A. S.; 2010, The Rio Apa Craton in MatoGrosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, orrelations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. American Journal of Science, 310:1-43.

- Godoi, H. O.; Martins, E. G. Folha SF.21, Campo Grande: Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. Geologia E Recursos Minerais Do Estado De Mato Grosso Do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Wiens, F. 1984. El Precámbrico Paraguayo. In: SIMP. NAC. DE GEOL. Resumen. Asunción.
- Plens, D. P. 2012. Geologia da Região da Serra da Esperança – Porto Murtinho (MS): Ênfase no Granito Cerro Porã do Arco Magmático Amoguijá – Sul do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia Geral, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Silva, E. L. Geologia da região da Serra da Alegria, extremo sul do cráton Amazônico, município de Porto Murtinho - MS. 1998. Tese de Mestrado-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998. 147 p.

## UTILIZAÇÃO DA FERRAMENTA GROUND PENETRATING RADAR (GPR) E DA MODELAGEM 3-D PARA A DETECÇÃO DA INTERFACE DE INTERAÇÃO ÁGUA DOCE/SALGADA DA VILA DO BONIFÁCIO, PRAIA DE AJURUTEUA (BRAGANÇA-PA).

Evandro de Oliveira Brito<sup>1</sup>, Paola Bianca Gomes Tabaranã<sup>1</sup>, Alberto Richielly M. C. Branco<sup>1</sup>, Suelen Carvalho de Oliveira<sup>1</sup>, Pedro Andrés Chira Oliva<sup>1</sup>

Instituto de Estudos Costeiros (IECOS), Universidade Federal do Pará, Bragança – PA, E mail: evandrobrito2011@gmail.com

### INTRODUÇÃO

Nas áreas costeiras, a intrusão da cunha salina muitas vezes impossibilita a utilização da água subterrânea para consumo público, daí a necessidade de se determinar com precisão a interface da água doce/água salgada, com intuito de se preservar a qualidade desse recurso hídrico subterrâneo para um desenvolvimento equilibrado e duradouro.

O estudo da forma, localização e variação temporal desta interface é de extrema importância para exploração das águas subterrâneas. Dentre as diversas técnicas aplicadas à investigação de áreas contaminadas, as técnicas geofísicas (métodos elétricos e eletromagnéticos, por exemplo) apresentam uma eficiente resposta neste tipo de problemas (SOARES, 2007). Um dos problemas e principal motivação deste trabalho é verificar ou identificar espacialmente a presença ou não do processo de intrusão salina na área de estudo devido aos problemas reportados. Para este trabalho será utilizada a ferramenta geofísica da modelagem 3-D. Desta maneira pretende-se disparar um processo indutor de conscientização ambiental na região para o planejamento de abastecimento de água e saneamento básico dos moradores nesta região.

A Vila do Bonifácio é uma vila de pescadores localizada próximo da praia de Ajuruteua (NE do Pará). Esta vila tem um abastecimento doméstico muito precário, pois a água consumida provém de poços escavados rasos (profundidade inferior aproximadamente a 3m). Ante estes fatos é necessário conhecer e determinar espacialmente a interface entre a água doce e salgada nesta área de estudo a fim de que os poços profundos não a alcancem.

### MATERIAIS E MÉTODOS

A Vila do Bonifácio está localizada a 34 km da sede do município de Bragança- PA, na direção NE, na margem esquerda do estuário do Caeté e está dentro dos limites da RESEX Marinha Caeté-Taperaçu (Fig. 1). O acesso a esta vila pode ser realizado por via marítima ou terrestre, através da rodovia PA-458. Neste trabalho o acesso foi pela via terrestre (Figura 1).

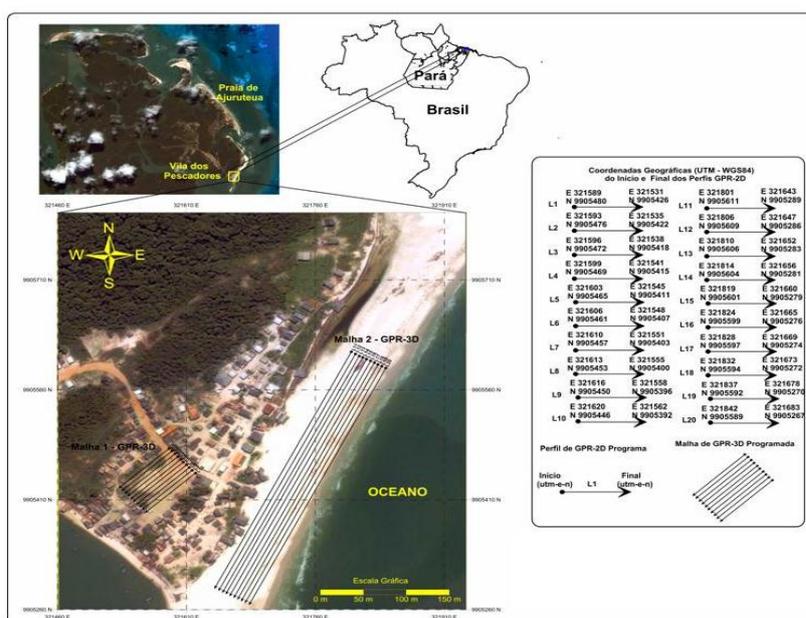


Figura 1- Vila dos Pescadores (Bragança, PA). Fonte: Google Earth.

## METODOLOGIA

### Ground Penetrating Radar (GPR)

O GPR é um método eletromagnético baseado na propagação de ondas eletromagnéticas (EM) de alta frequência (10 MHz - 2,5 GHz). Baseia-se na emissão, reflexão e recepção da onda, que responde às propriedades dielétricas do solo, no qual o sinal – a onda eletromagnética – se propagará. O funcionamento do método GPR se baseia na seguinte sistemática: um pulso de onda eletromagnética é irradiado para o interior do solo por uma antena transmissora, sendo a energia transmitida para profundidades maiores e parte dela refletida para a superfície.

### Modelagem geológica 3-D

Para a construção do modelo geológico 3-D são consideradas as seguintes etapas (GOCAD, 2008): Importar as imagens de cada seção geológica ou radargrama interpretados; Digitalizar cada refletor a partir de pontos em todas as seções anteriores; Criar limites (ou curvas fechadas) a partir do conjunto de pontos digitalizados para cada refletor (etapa 2); Construir uma superfície correspondente a cada interface das etapas 2 e 3.

### Modelagem estratigráfica 3-D

Para a construção do modelo estratigráfico será utilizado o Workflow-based reservoir grid modeling. Este workflow facilita a construção de modelos estratigráficos, também chamados de malhas estratigráficas ou malhas de reservatórios 3-D.

## RESULTADOS

Foi definida a malha para o levantamento dos dados geofísicos GPR na área de estudo. Inicialmente foi considerada como primeira área de estudo o campo de futebol da Vila, sendo considerados os perfis laterais do referido campo em virtude de existir casas dentro do mesmo como consequência do efeito erosivo na praia. Da mesma maneira consideramos a praia, próxima da Vila, como a segunda área de estudo. Nesta segunda área o sentido das sondagens foi perpendicular à linha de costa, com o objetivo de monitorar melhor o possível efeito da água do mar na água doce (Figuras. 2 e 3); Os dados GPR coletados foram processados usando o software REFLEXW seguindo o fluxograma da Figura 3.

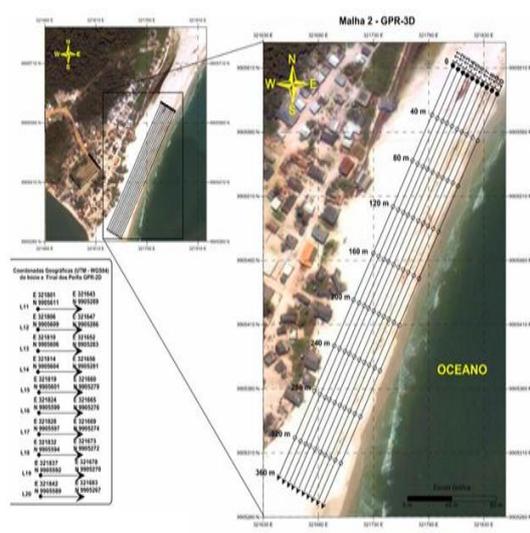


Figura 2. Levantamento de dados na praia da Vila.

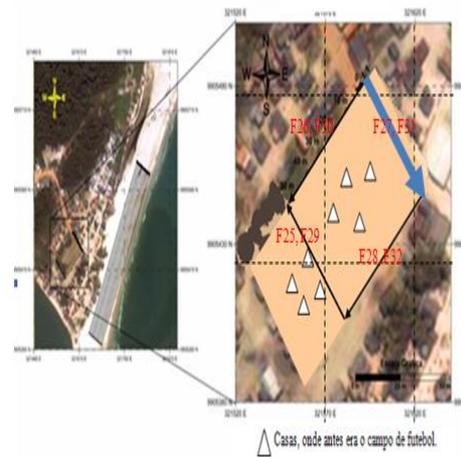
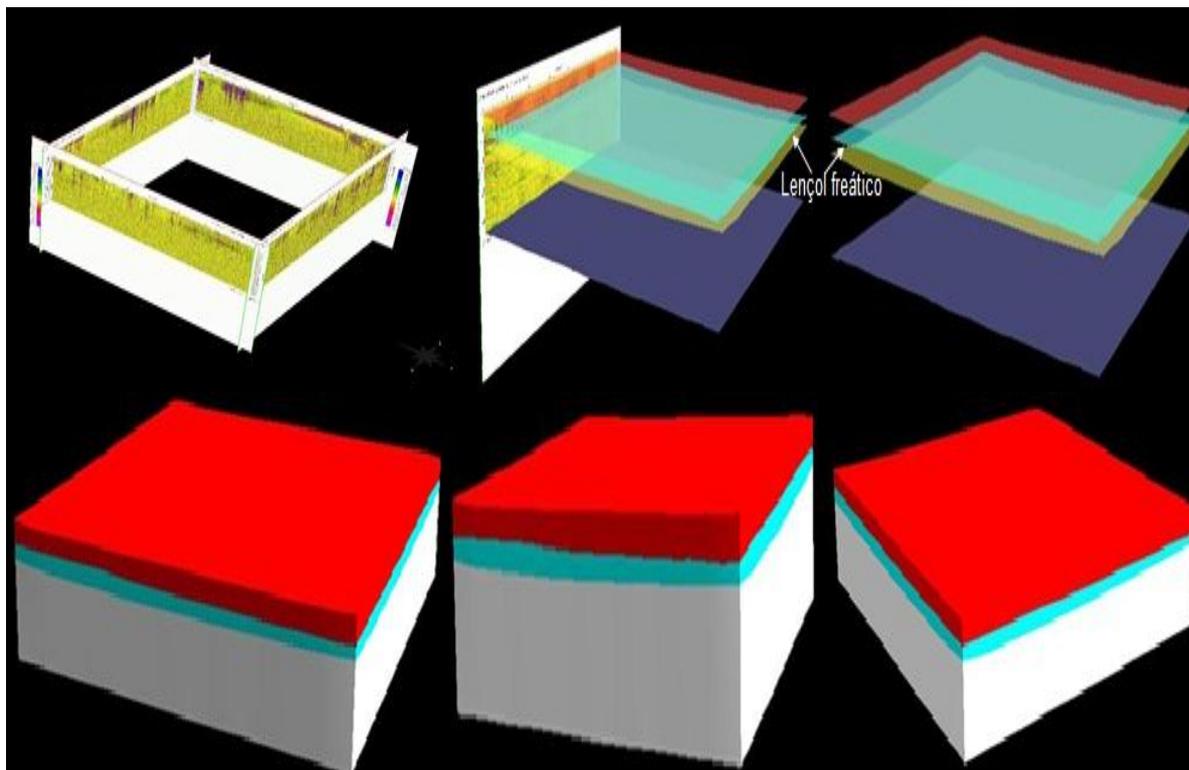


Figura 3. Levantamento de dados no campo de futebol da Vila.

Na Figura 4 podemos observar visualizações tridimensionalmente do modelo estrutural e estratigráfico localização das anteriores seções geo-radar utilizando o softwareGOCAD.



**Figura 4-** Visualizações do modelo estrutural e estratigráfico, onde podemos observar o topo do nível freático e a base da intrusão salina.

Na praia próxima à Vila foi realizado o levantamento dos dados GPR são apresentados os modelos estrutural e estratigráfico segundo a Figura 5.

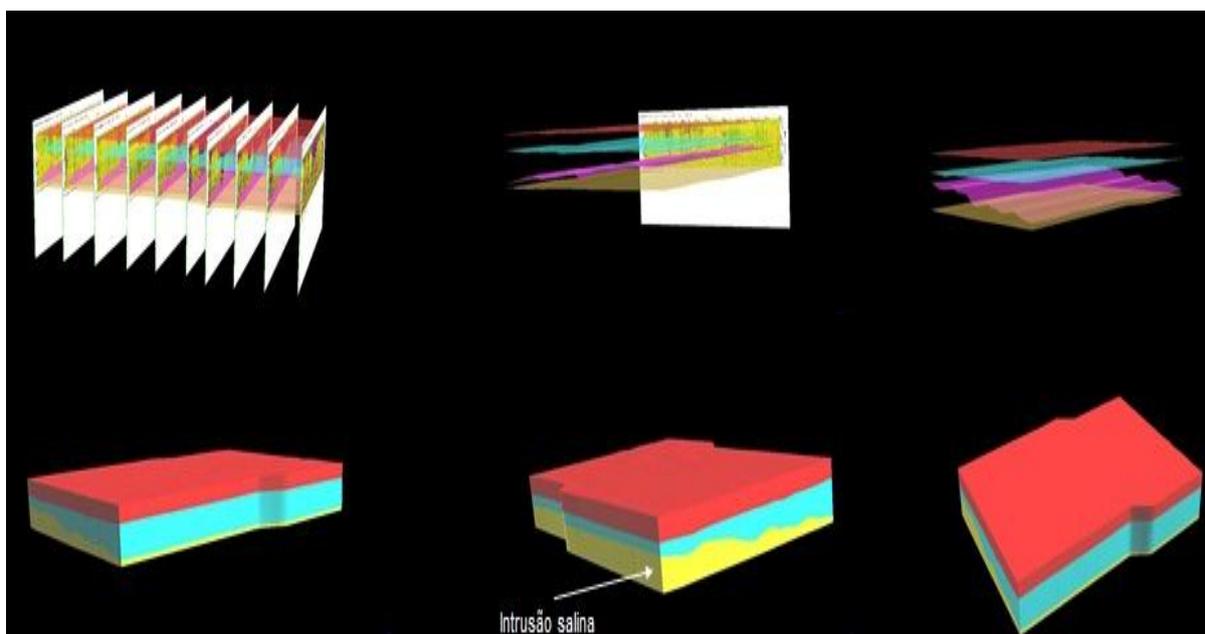


Figura 5. Diversos pontos de visualização em 3-D da praia próxima da Vila.

## **CONCLUSÕES**

Neste trabalho foram apresentados os modelos estruturais e estratigráficos de duas áreas de estudo localizadas na Vila do Bonifácio, Praia de Ajuruteua (Bragança-PA). Estas áreas correspondem ao campo de futebol e a praia próxima da Vila. A visualização do lençol freático neste ambiente ficou clara, principalmente nos perfis correspondentes a praia. Foi possível verificar a presença de intrusão salina que devido ao seu alto valor de condutividade elétrica, causou forte atenuação da onda eletromagnética e por esse motivo pode ser mapeada.

## **REFERÊNCIA**

Soares, M. J. S. Aplicação de Ferramentas Geofísicas no Diagnóstico Geoambiental. Expanded Abstracts. 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro. 19-22p. 2007.

## MAPEAMENTO DAS PRAÇAS DA CIDADE DE BOA VISTA-RR

*Filipe Silva Brito da Luz, UFRR. E-mail: s.filipe@hotmail.com*

*Roseane Pereira Moraes, UFRR. E-mail: moraisroseane@ymail.com*

*Vivian Karinne Moraes Rodrigues, UFRR. E-mail: rodriguesvkm@yahoo.com.br*

*Jeniffer Natalie Silva dos Anjos, UFRR. E-mail: jeniffernatalie@yahoo.com.br*

*Mayk Feitosa Santos, UFRR. E-mail: kingmayk@hotmail.com*

*Olavio Douglas Cavalcante Martins, UFRR. E-mail: Olavio\_douglas@hotmail.com*

*Antonio Tolrino de Rezende Veras, UFRR: tolrino@bol.br*

### INTRODUÇÃO

As praças sempre estiveram presentes na história das cidades. Guardam em seus anseios histórias e acontecimentos da vida pública e privada, sagrada e profana, e carregam no seu bojo características da vida política e cultural da sua época; fatos que caracterizam esses logradouros como espaços livres e públicos são de fundamental importância para a sociabilidade das pessoas que habitaram os centros urbanos mais antigos e as que habitam as cidades atuais, embora em proporções diferenciadas (GOMES, 2005). No Brasil, as primeiras praças surgiram nos espaços em frente às igrejas, que eram construídas no embrião da maioria das cidades ainda no período colonial. A valorização e a centralidade desses espaços atraíram para o seu entorno as mais ricas residências, os mais importantes prédios públicos e o melhor comércio (GONÇALVES et al, 2009). Marques (2007) as identifica “como elemento urbano”, para esta autora as praças são espaços de sociabilidade propícios ao encontro e ao convívio. Ela também destaca que “as praças são espaços permanentes no desenvolvimento das cidades”. Dessa maneira a sua função e morfologia estão atreladas aos processos de formação política, social e econômica próprios da gênese urbana. Sobre esses aspectos, as praças passaram a ser o maior atrativo de lazer nos ambientes urbanos, como espaços construídos de uma função, são resultados da produção do espaço geográfico das cidades, e como já citado a sua forma explicita valores de épocas e culturas distintas. É nesse contexto de transformação e (re) produção do espaço que a cidade de Boa Vista – Roraima está inclusa, esta enfrentou a partir das décadas de 80 e 90 um intenso fluxo migratório que segundo SILVA (2007) se direcionava para a área urbana, por ser dotada de infra-estruturas, serviços, e comércio para atender as necessidades de sua população tornou-se um pólo atrativo, é o principal mercado de trabalho urbano do estado de Roraima e, o mais importante foco das correntes migratórias de destino urbano. Esse fato ocasionou uma crescente ocupação no tecido urbano da cidade, que por sua vez se desenvolveu de forma não planejada, gerando discrepâncias entre as quatro zonas da cidade. Estas zonas refletem as condições sociais, econômicas e culturais. Segundo SILVA (2007) São territórios que possuem características de processos migratórios: Local onde reflete as condicionantes culturais e sociais de seus moradores, essa é uma discussão que deve ser levada em conta, pois o intenso processo de ocupação sócioespacial da cidade desencadeou uma crescente preocupação com a demanda por espaços de lazer públicos para a prática de atividades esportivas, preservação do patrimônio histórico e cultural, inserção de áreas verdes no ambiente urbano.

As praças podem ser compreendidas como polos de atração dos indivíduos que habitam em seu entorno, objetivando a interação social, esportiva e educacional entres os seus usuários, contudo esses ambientes nem sempre representam espaços de lazer, os mesmos em casos específicos dão a sensação de insegurança e esquecimento das autoridades competentes que devem administrar tais locais, o que leva a população não utilizar os mesmos por receio de sofrer alguma violência por aqueles que a usam como ponto de encontro de práticas ilícitas. Segundo o senso demográfico do IBGE 2010 a população urbana de Boa Vista é de 260.541 habitantes, contudo, a distribuição da população boavistense é desordenada ou deforme frente ao tecido urbano, a zona Oeste é a mais adensada com cerca de 229.454 de população urbana, já a zona Sul e Norte apresentam 37.533 habitantes. Contudo, na área central da cidade as praças se apresentam em maior quantidade o que contribui para a conformação de um quadro diacrônico quando se analisa a população residente dessa área, pois a mesma se mostra em menor proporção habitacional em relação a outras zonas da capital. De acordo com essas análises, esse trabalho pretende compreender a dinâmica de produção das praças, identificando e analisando os fatores sócio-espaciais determinantes de sua existência.

## OBJETIVOS

Essa pesquisa tem como objetivo identificar e analisar a dinâmica de produção e organização das Áreas Livres - praças da cidade de Boa Vista – Roraima. Par tanto foi necessário Traçar um panorama geo-histórico da dinâmica de produção e organização das Áreas Livres - praças da cidade de Boa Vista; Mapear a localização das praças; Mostrar o perfil dos frequentadores e do comércio local; Identificar e mapear os equipamentos e serviços; Expor a importância das praças no processo de produção e organização do espaço urbano de Boa Vista; ePropor uma metodologia para avaliação e planejamento de espaços de lazer para a cidade de Boa Vista.

## METODOLOGIA

Este trabalho de análise da dinâmica de produção e organização das áreas livres – praças da cidade de Boa Vista foi desenvolvido embasado nos objetivos propostos no projeto. De início foi traçado um panorama geohistórico sobre os fatores que influenciaram no processo de construção e utilização das praças da cidade, e adoção das metodologias pertinentes à temática com aporte teórico de diversos autores, como FONTES (2003), COSTA (1993) ;,(OLIVEIRA FILHO & DERNTL, 1995) entre outros como parte do embasamento conceitual do trabalho. Foram feitas visitas a órgãos públicos relacionados à construção e manutenção das praças da cidade de Boa Vista, tais como Prefeitura Municipal de Boa Vista – Setor de urbanização, Secretaria de Obras e Infraestrutura e Câmara de Vereadores de Boa Vista. Diante das dificuldades foi necessária a elaboração de uma metodologia de avaliação e planejamento das praças da cidade de Boa Vista, onde se realizou um levantamento qualiquantitativo utilizado nas visitas de campo que esclarecesse a implantação, a manutenção e o uso dos espaços de lazer. Foram realizadas entrevista com os frequentadores, bem como aplicação de questionários a frequentadores e donos de quiosques. Após essa etapa se iniciou elaboração de mapas temáticos que mostram a organização e produção dessas áreas livres – praças da cidade de Boa Vista.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

O conceito de praças é subjetivo e depende muito do campo de estudo. De acordo com a realidade vivida no espaço geográfico da pesquisa define-se como praça um lugar construído, sendo uma paisagem, de domínio público, onde o seu desenho é decisivo na definição de seu caráter simbólico. Desse modo, as praças estão inseridas nesse contexto, em que a paisagem deve ser valorizada e seus espaços bem estruturados e planejados. Para alguns autores, as praças exprimem locais de bate papo, reencontro, para outros podem significar trocas de experiências, lazer, meditação, ou ainda: “lugar fundamental da vida social, espaço de encontro, de trocas de palavras e mercadorias” (DE ANGELIS et al, 2005). Segundo Casseti e Lietti (apud DE ANGELIS, 1995) é considerada, desde sempre, “como o âmbito da visibilidade, onde aparecer significa existir na qualidade de ator social”. No universo pesquisado, a cidade de Boa Vista apresenta ao todo 43 (quarenta e três) praças, sendo que 23 (vinte e três) estão localizadas na zona Oeste e Leste, 10 (dez) na zona Norte e Sul e 10 (dez) na zona Central. A provável explicação pra esse fenômeno seria a atenção mais apurada do poder público para as áreas centrais e de maior apelo mercadológico, segundo SILVA (2009) é as diferenças sociais e culturais que geram demandas específicas que refletem os valores que orientam as formas diferenciadas de apropriação e utilização do solo. A zona Oeste se diferencia porque é uma zona densamente povoada e carente de uma quantidade maior de áreas de lazer. Levando em consideração a densidade populacional dessa zona, o número de praças - áreas de lazer apresentam-se em baixa quantidade. Observa-se também que no Centro está localizada a maior unidade de praças por densidade demográfica, a zona Norte e Sul também possuem um número de áreas livres relativamente alto por quantidade de bairros e densidade demográfica. De acordo com Orth (2000), o uso ou não uso dos espaços públicos está condicionado às suas funções, sejam as propostas nos projetos originais ou aquelas vinculadas às reais ou às novas necessidades dos cidadãos. Como ambientes construídos, os espaços públicos de lazer devem ser avaliados quanto ao uso, considerando-se a sua adequação funcional (relativa à morfologia, e dimensão que permitem a utilização do espaço e ou equipamentos) e adequação ambiental, Dessa maneira e, considerando que a maioria das praças pesquisadas não tem somente funções associadas ao lazer, foram identificadas as suas funções principais e secundárias, conforme as categorias apresentadas por COSTA (1993): **Circulação** - quando o espaço é passagem entre pontos significativos dentro da dinâmica da cidade; **Amenização** - quando a área apresenta vegetação que ofereça contraste em relação ao entorno, podendo influenciar no microclima local. A amenização não é um critério apenas ambiental no sentido climático ou de saneamento pela presença do

verde, mas também paisagístico, quando quebra o ritmo da volumetria local das edificações e da trama das ruas. Assim, dividiu-se a categoria em amenização ambiental (salubridade) e amenização paisagística; e **Recreação** - quando o espaço oferece equipamentos para tal como parques infantis, áreas ou quadras para jogos entre outros. Ainda acrescenta-se: **Função Cívica ou de Cidadania**, (OLIVEIRA FILHO & DERNTL, 1995) - quando o lugar é palco de diversas manifestações públicas, desde religiosas, militares e políticas até festas populares. Por meio da metodologia adotada foi possível observar diferentes funções e tipologias das praças na cidade. O estudo das tipologias das praças é encontrado em diversos autores que trabalham esse conceito de inúmeras formas, entretanto, podemos dizer que a análise das tipologias está totalmente vinculada às suas funções, ou seja, o uso desses espaços depende da sua toponímia e sua função, portanto, ao adequar essas pesquisas a realidade das praças de Boa Vista, optou-se pelos estudos de Dodi (1946), que propôs a seguinte tipologia, segundo suas funções: a *praça cívica* e Rigotti (1956) que utilizou a *praça de circulação*, ambas se enquadram da tipologia diversos, entre outras funções; e Matas Colam et al (1983), classificou a praça com *função recreativa*, esta também se encaixa na tipologia diversos, porém com adaptações em algumas de suas características se enquadra também na tipologia educativo, e por ultimo as praças com função amenizadora se encaixam na tipologia contemplação. Lembrando que existem muitas outras maneiras de classificar as praças seguindo essas metodologias, mas os perfis que mais adequaram a cidade foram os mencionados acima.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

A expansão urbana de Boa Vista e acentuação da precariedade territorial das suas áreas urbanas de pouco valor imobiliário foi agravada pela abertura de loteamentos de alto padrão nas zonas consideradas áreas nobres da cidade juntamente com a construção de conjuntos habitacionais sob a legitimação do Estado, basicamente essa é a causa do aprofundamento das desigualdades sócioespaciais com predomínio dos padrões de exclusão social, fruto da produção desigual e contraditória do espaço urbano refletida na sua nova configuração espacial. Num espaço urbano com suas inúmeras contradições, as áreas livres públicas dotadas de vegetação se tornam elemento vital para o homem, visto que, contribuem para a melhoria da qualidade de vida. A praça deve fazer parte do cotidiano das pessoas, especialmente das que moram em bairros mais carentes de espaço de lazer.

O sistema de espaços livres públicos de cada cidade apresenta maior ou menor grau de planejamento e projeto, devido ao interesse da gestão pública e cultura do local. No caso de Boa Vista, as praças analisadas se adequam no que se identifica como função de circulação, amenização, recreação e cívica. O uso ou não dessas praças depende também das funções que esta desempenha. E por ultimo verificamos que a maioria das praças localizadas na zona Oeste encontram-se em estados quase que inapropriados para o uso, os equipamentos são insatisfatórios e em condições desagradáveis para a prática de lazer. Algumas dessas praças já estão até mesmo em desuso, consideradas abandonadas. Já as praças da zona Leste, Norte e Centro foram identificadas como boas para o uso, possuem um bom movimento a noite e as pessoas ainda gozam de um espaço equipado adequadamente, apesar de algumas irregularidades em suas características físicas fazendo com que a população não se sintam tão segura para o convívio social.

Conclui-se, portanto, que os hábitos e costumes assumidos pela população em Boa Vista/RR mudam com o tempo e isso eleva uma série de fatores que modificam o espaço a nossa volta, e, como em muitas cidades brasileiras, a praça vai deixando de ser um espaço prioritário, de recreação, fato que não pode sinalizar que esses espaços livres devam ser colocados em segundo plano pelo poder público. Ao contrário, torna-se necessário buscar medidas que contribuam para a conservação e manutenção desses espaços, esses são caminhos que se devem trilhar para atingir o bem-estar da população no chamado meio ambiente urbano. De uma maneira geral, as praças devem ser vistas como bens de uso popular, e elementos urbanos que contribuem para embelezar a cidade promovendo o intercâmbio social e cultural dos cidadãos.

### REFERENCIAS

- Caldeira, Júnia Marques. A PRAÇA BRASILEIRA - trajetória de um espaço urbano: origem e modernidade. Universidade Estadual de Campinas, 2007.
- Costa, M. L. Urbanismo e paisagismo na concepção de praças. In: 4º ENEMA, Cuiabá, 1993, ANAIS do 4º ENEMA. ICHS/UFMT, 1993. p.241-249.
- De Angelis, Bruno Luiz Domingues et al. Praças: História, Usos e Funções. Editora da Universidade de Maringá - Fundamentum (15), 2005.
- Dodi, L. Elementi di urbanistica. Milano: Cesare Tamburini, 1946.

- Fontes, N. (2003) Análise de indicadores para gestão e planejamento de espaços livres públicos de lazer: município de Jaboticabal-SP. Dissertação de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana do Centro de Ciências Exatas e de Tecnologia da UFSCar, São Carlos.
- Gonçalves, Felipe Sobczynski; Pikussa, Rosane Fátima; Oliveira, Thiago De; Santos, Talita Marques. AS PRAÇAS QUE A GENTE VIU! AS PRAÇAS QUE A GENTE QUER! UFPR.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, censo 2010.
- Mendes E Benaduce, 1990. In. SILVA, IenyaRique. A Natureza Contraditória do Espaço Geográfico. São Paulo: Contexto, 1991.
- Silva, Paulo Rogério de Freitas. BOA VISTA: GÊNESE ESPONTÂNEA E GÊNESE INDUZIDA. REVISTA ACTA GEOGRÁFICA, ANO III, N°5, JAN./JUN. DE 2009. P.63-71.
- Oliveira Filho, J.M. & Derntl, M. F. Significados do espaço público. In: Paisagem Ambiente - ensaios. São Paulo: FAU-USP, 1995. p. 57-66.
- Orth, Dora Maria; Cunha, Rita Dione Cunha. Praças e áreas de lazer como ambiente construído influenciando na qualidade de vida urbana. In: ENTAC 2000, Salvador, BA. 2000. v. 01, p. 474-475.
- Rigotti, G. Urbanística - latecnica. 2. ed. Torino: EditriceTorinese, 1956.

## CARACTERIZAÇÃO MECÂNICA EM ZONAS DE FRATURA DO GRANITO TRACUATEUA, NORDESTE PARAENSE

Flora Feitosa Menezes<sup>1</sup>, Erb Lins<sup>2</sup>, Roberto Vizeu Lima Pinheiro<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Belém PA, Brasil.Email: florahagge@gmail.com; vizeu@ufpa.br

<sup>2</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Tecnologia, Faculdade de Engenharia Mecânica, Belém PA, Brasil.Email: erb@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho propõe a elaboração de um modelo geológico-computacional para rochas em regiões fraturadas, como possíveis formadores de porosidade e permeabilidade estrutural. A abordagem envolve a aplicação conjunta de modelos geológicos, matemáticos-computacionais e de mecânica de meios contínuos, para se alcançar modelos geológicos de escoamento de fluidos, em rochas originalmente maciças sob o ponto de vista de petrotrama.

As zonas de fraturas, objeto de estudo deste trabalho, são definidas por Kim (2004) como *Damage Zone*, ou seja, o volume de rochas deformadas ao redor de uma superfície de falha. Enquanto o material do núcleo da falha seja tipicamente uma barreira de baixa permeabilidade para o fluxo do fluido, a *Damage Zone* possui conectividade hidráulica bastante prevalecte no espaço de domínio da crosta rúptil (Mitchell & Faulkner, 2009).

A permeabilidade de uma rocha, com base em um sistema de fraturas finitas, é altamente dependente do grau de interconexão das fraturas, aspecto esse abordado na simulação computacional de escoamento de fluidos pelo programa ANSYS.

### ANÁLISE GEOMÉTRICA DAS ESTRUTURAS RÚPTEIS

O Granito Tracuateua, estudadoneste trabalho, aflora no Cráton São Luís associado à suíte Tromai e ao Grupo Aurizona, com idades aproximadasde 2 Ga (Palheta *et al.* 2009).Em sua melhor exposição, na jazida “Santa Mônica”, foram reconhecidas famílias de fraturas representadas por estruturas plumosas isoladas, feições internas de *Damage Zone*, fraturas secundárias em geometria sinuosa e estruturas *en échelon*. O padrão básico de fraturas predominante é composto pelas famílias com orientações NW-SE e NE-SW, ambas com alto ângulo de mergulho (na faixa de 70° a 85°), bem definidas e penetrativas, e que por vezes se interceptam (Fig.01).

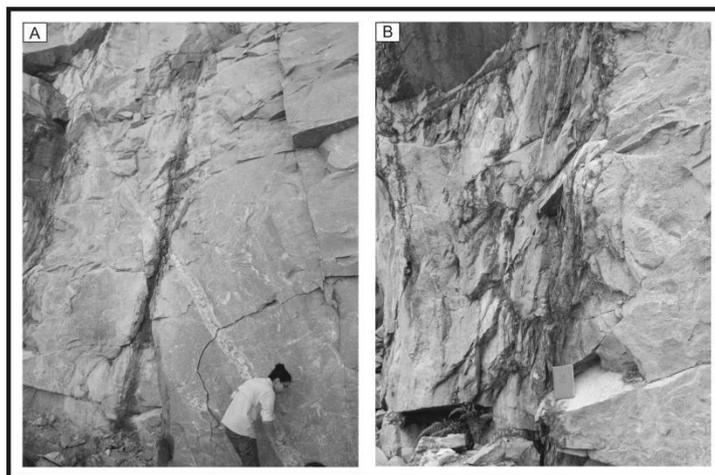


Figura 1- Estruturas rúpteis do Granito Tracuateuaaflorantes na jazida “Santa Mônica”. Em (a) e (b) feições amalgamadas-anastomóticas ao longo do plano, denominadas *Damages Zones*, interceptadas pontualmente por veios pegmatíticos.

A interconexão em um dado conjunto de fraturas é função direta da densidade de fraturas, dada em função do número de fraturas por volume, e pelo tamanho ou extensão da fratura, ou melhor, da *zona de falha* e sua *Damage Zone*.As fraturas têm comprimento finito, com escoamento da rede calculada maior do que o previsto. Como por exemplo, as fraturas podem estar isoladas, obstruídas ou pouco conectadas, devido as análises terem sido feitas com dados coletados em superfície.

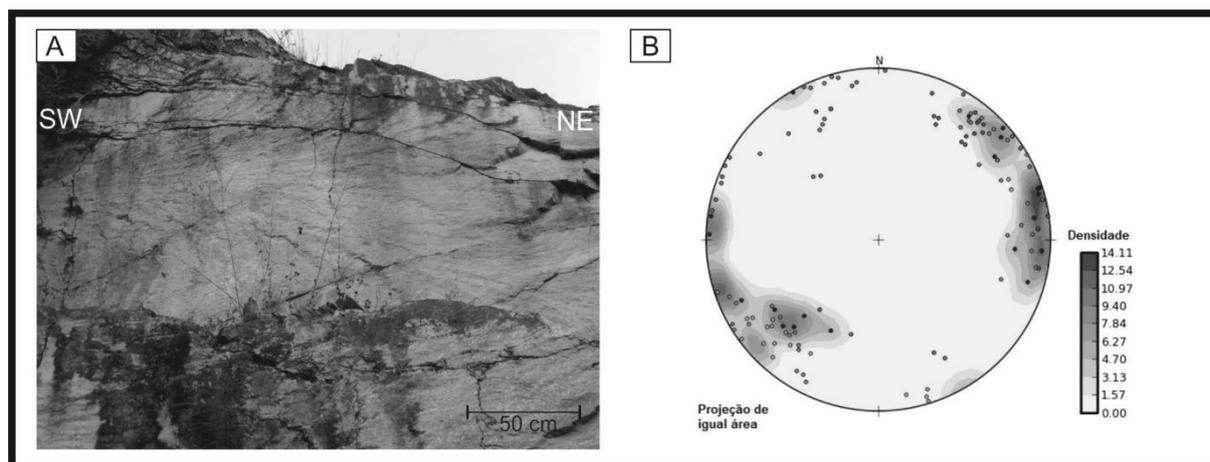


Figura 2- Em (a) estruturas plumosas na superfície do plano de falha. Em (b) o estereograma com os planos das principais famílias. Total de 120 planos representados.

### SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL

O elemento utilizado para os volumes de falha em geometria 3D foi o FLUID142, elemento utilizado para modelar sistemas transicionais entre o estado fluido-termal de uma região fluida (gás, óleo) e não fluida (rocha), e demonstrar padrões de distribuição dessas propriedades ao longo do elementos. A geometria na zona de fratura projetada no programa foi definida por dados obtidos em trabalhos de campo, respeitando-se os azimutes, ângulos de mergulho, espaçamento entre as principais fraturas e a disposição entre as principais famílias de fraturas (Fig.02). O fluido é definido por faixas de temperatura, viscosidade, pressão e densidade em vetores, de acordo com a profundidade do depósito considerada.

A malha gerada pelo *software* ANSYS foi definida nos planos referentes às estruturas tectônicas penetrativas na rocha aflorante do Granito Tracuateua. Rochas graníticas não são consideradas meios porosos e, portanto, a malha foi feita apenas nos volumes das fissuras. Define-se um espaçamento máximo (tamanho 6) para o elemento da malha entre as paredes dos volumes. A parte interna do volume de falha foi redefinida em todos os seus nós com tamanho igual a três, o que possibilita obter resultados mais precisos para a parte interna da zona de fratura.

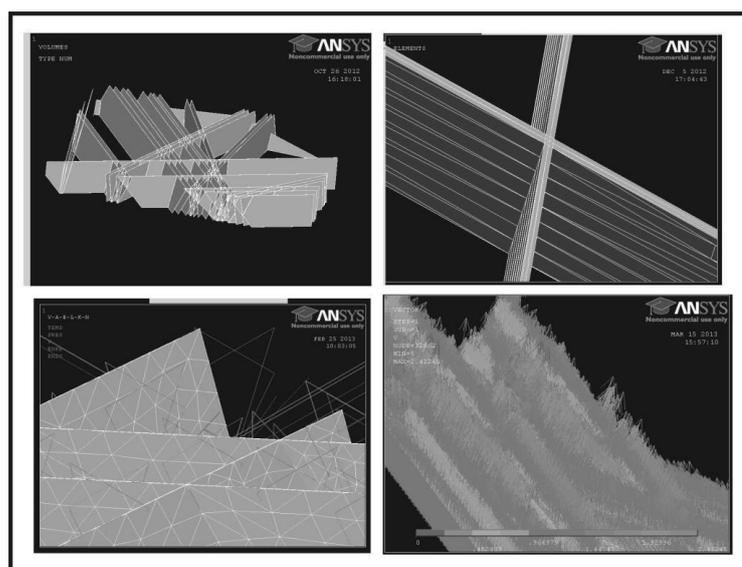


Figura 3- Modelos produzidos pelo programa ANSYS. Em (a), a geometria da zona de falha com as principais famílias de fraturas e mergulhos equivalentes. Em (b) detalhe para a malha Em (c) o conjunto de restrições vetoriais de fluxo, pressão, temperatura, e cinemática (em diferentes tons de cinza). Em (d) a resolução vetorial da velocidade de fluxo nos três eixos com detalhe para a interseção entre os volumes.

Para simulações de volumes de rochas saturados com hidrocarbonetos, devem-se considerar algumas características do fluido durante o ensaio. Os reservatórios de hidrocarbonetos caracterizam-se de maneira geral por uma interação entre as duas fases fluidas (tipo gás-líquido) de um mesmo composto químico e a relação destes com a estrutura rochosa. Essa mistura de fluidos no reservatório não caracteriza uma solução e é dependente das variáveis do campo (por exemplo, temperatura, pressão) e do protólito. De acordo com o diagrama de fases para hidrocarbonetos (Tissot & Welte, 1978) a temperatura ideal para a migração do óleo em meio poroso é de 100°C (333° K) enquanto a do gás é de 120°C, em intervalo de profundidade ideal entre 2 e 4 km. Na simulação deste trabalho considera-se que as fases líquida e gasosa não migram simultaneamente pelos volumes de fraturas, o escoamento é laminar, devido à baixa velocidade e pequeno volume de escoamento, o fluido não reage com a rocha e que as fases respeitam as condições ideais do processo de catagênese.

No modelo idealizado neste estudo admite-se que a migração demonstre diferentes regimes de escoamento para uma mesma substância. A trajetória definida para a migração do fluido ocorre, nesse caso específico, do topo (camadas sedimentares) para a base (granito) devido à diferença de pressão e o gradiente de gravidade existente entre as superfícies. A pressão litostática inferida para o intervalo de 2 a 4 km é exercida pelas rochas sedimentares e possíveis derrames basálticos na bacia sedimentar onde o modelo supostamente está contextualizado.

Visto que há uma importante variação na composição dos fluidos de hidrocarbonetos, com propriedades físicas que se alteram, admite-se como fluido uma mistura fixa binária metano/n-decano proposta por Baled *et al.* (2012), cujas propriedades estão resumidas em viscosidade (6e-2 Ps) e densidade (675 kg/m<sup>3</sup>).

A variação da temperatura tem impacto pequeno nas mudanças de densidade e da viscosidade do óleo (fluido). Para efeito de simulação, pouco desvio será encontrado ao se utilizar os valores médios destas propriedades, uma vez que a perda de carga observada durante o escoamento em uma região de baixa viscosidade é contrabalançada por aquela obtida quando se escoar sob altas viscosidades.

Essa simplificação permite uma economia significativa em tempo de simulação, pois o escoamento poderá ser tratado como incompressível, ou seja, de densidade constante. Espera-se que o fluxo proposto ocorra do topo para a base, e considerando a porosidade da rocha granítica relativamente baixa, o fluxo lateral pode ser desconsiderado. Para delimitar essa condição de contorno, admite-se que a velocidade de fluxo nas áreas entre topo e base nos três sentidos é nula.

## CONCLUSÕES

O arranjo das fraturas no Granito Tracuateua é resultado de diferentes estágios de fraturamentos não-contemporâneos, e representa o momento final de um processo evolutivo na escala do tempo geológico (deformação), no qual pode ter existido contínuo incremento na deformação. Com base nos dados obtidos em campo e da análise estrutural de formação do padrão bidirecional de fraturas, entende-se que o material estudado (rocha granítica) tem carácter frágil (ou rúptil), cujo comportamento é caracterizado por regime elástico-linear e sua falha será especificada pela fratura.

Em termos de escoamento, os vetores de velocidade de fluxo são maiores nas interseções dos volumes de fratura, ou seja, a resultante vetorial da velocidade na interação desses espaços (volumes) é da ordem de 1,9 m/s e maior que a média dos volumes isolados, cuja ordem está entre 0,49m/s e 0,96m/s. Observa-se também que apesar da temperatura e densidade constantes, a velocidade medida para a migração do fluido para baixo tende a diminuir ao longo dos volumes de falha.

De maneira geral, entende-se que a relação da velocidade do fluxo e da pressão de escoamento ao longo da geometria da zona de fratura depende dos volumes (e das áreas) de interseção. Em zonas de fraturas com alta densidade de planos, pertencentes a uma mesma família, observa-se que a velocidade de escoamento não atinge valores máximos e a pressão do escoamento atinge valores elevados.

No exemplo estudado (Granito Tracuateua) a situação de escoamento inicialmente citada com relação à velocidade de fluxo e zonas de pressão, torna-se evidente, pelo fato do mesmo apresentar pelo menos duas famílias direcionais relevantes que podem conduzir a altos valores de velocidade de fluxo e pressão próximos aos quantificados pela simulação.

## **REFERÊNCIAS**

Mitchell, T. M., Faulkner, D. R. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 31, 802 – 816.

Palheta, E. D. M., Abreu, F. A. M., Moura, C. A. V. Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 39(4): 647-657, dezembro de 2009.

Tissot, B. P.; Welte, D. H.; (1978). *Petroleum formation and occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration* Editor: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Weinberger & Bahat. Relative fracture velocity based on fundamental characteristics of joint-surface morphology. *Terra Nova* (2008), 20 (1), 68-73.

## GEOTECNOLOGIAS APLICADAS AO ESTUDO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICO DA SERRA DO TEPEQUÉM – RR.

Franzmilller Almeida Nascimento<sup>1</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2</sup>, Luíza Câmara Beserra Neta<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFRR (millergeo@hotmail.com); <sup>2</sup>Prof. Dr. do Depto. de Geologia da UFRR (stelio@dgl.ufr.br); <sup>3</sup>Profª. Drª. do Depto. de Geografia da UFRR (luiza@dgr.ufr.br)

### INTRODUÇÃO

A porção setentrional da região Amazônica apresenta em especial, uma riqueza de paisagens singulares. Neste contexto, o estado de Roraima é marcado por uma diversificação de paisagens que se destaca em relação a outras regiões da Amazônia brasileira. Áreas planas, serras, florestas e savanas, se destacam formando um panorama característico da região. Dentre estas elevações destacam-se os relevos tabulares, conhecidos regionalmente por *tepuis* (Briceño & Schubert, 1990; Piccini, 1995), como o Monte Roraima, serra do Tepequém e serra Uafaranda. Neste cenário se destaca a paisagem da porção norte do estado, constituída por unidades de relevo que podem atingir cerca de 2.700 metros de altitude. Estes relevos, que segundo Franco *et al.* (1975); IBGE (2005) estão inseridos na unidade morfoestrutural Planalto Sedimentar Roraima, e segundo Costa (2008), estão estruturados em rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, sendo compostos essencialmente, por arenitos e conglomerados de idade Paleoproterozóica (Santos *et al.* 2000).

No caso específico da serra do Tepequém, estudos de caráter geológico e geomorfológico, evidenciam a origem e evolução do modelado de seu relevo, cuja a literatura atual, a serra é considerada como um relevo tabular, cujas altitudes máximas alcançam 1.100 metros. Porém em seu topo, a paisagem predominante é constituída por áreas aplainadas, formato alongado e limitadas por morros residuais e encostas íngremes, o que diferencia seu modelado em relação aos demais relevos regionais (Beserra Neta *et al.* 2007; Beserra Neta *et al.* 2012). Portanto, este estudo tem como finalidade a interpretação e o mapeamento de feições morfoestruturais na serra do Tepequém, por meio da aplicação de geotecnologias, através de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, a fim de caracterizar as feições geomorfológicas, que formam esta paisagem. A compreensão dos processos morfoestruturais atuantes na construção e sustentação dessas formas de relevo, constitui-se em um passo importante para o entendimento da evolução da paisagem local. A análise morfoestrutural tem como base a interpretação das morfoestruturas, que são representadas pelas estruturas geológicas que sustentam a paisagem atual, constituída por corpos rochosos e estruturas associadas como falhas, fraturas e dobras, que constituem o esqueleto da paisagem (Guerassimov, 1946; Mescerjakov, 1968; Ross, 1992; Corrêa *et al.* 2010), em conjunto com a interpretação dos elementos texturais da paisagem representados pelos padrões de drenagem e lineamentos estruturais (drenagem e relevo), que auxiliam na identificação dos processos geológicos, principalmente os tectônicos, condicionantes da paisagem atual.

A serra do Tepequém está localizada na porção norte do estado de Roraima, mais precisamente, na região centro-norte do município de Amajari. O Tepequém é caracterizado estruturalmente por um sinclínório assimétrico com eixo na direção NE-SW e caimento para SW, cortado por fraturas NW-SE e NE-SW, e subordinamente NNE-SSW, NNW-SSE e E-W possui uma estrutura limitada a leste por falhas normais e a oeste por falhas de rejeito (Fernandes Filho, 2010). A litologia é constituída pela formação Tepequém de idade paleoproterozóica, que é representada por conglomerados, arenitos, siltitos e pelitos. O substrato da serra é constituído por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas pertencentes ao Grupo Surumu (CPRM, 1999).

Geomorfologicamente, a serra caracteriza-se por morfologias diferenciadas que apresentam um desnível altimétrico em seu topo entre 575 e 1.100 metros e escarpa erosiva de entorno elaborada nas rochas da Formação Tepequém. Ainda em seu topo, rugosidades destacam-se por serem constituídas por morros e colinas alinhados em direção preferencial NE-SW, com altitudes em torno de 760 metros e áreas aplainadas em relação a estes morros, apresentando altimetria entre 560 a 620 metros, sendo pertencente ao Planalto Sedimentar Roraima (Franco *et al.* 1975; Beserra Neta *et al.* 2007; Nascimento *et al.* 2012).

### MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais materiais utilizados para a execução desta pesquisa consistiram na carta topográfica planialtimétrica na escala 1:100.000, referente a folha NA 20 X-A-III, MI-25, Vila de Tepequém,

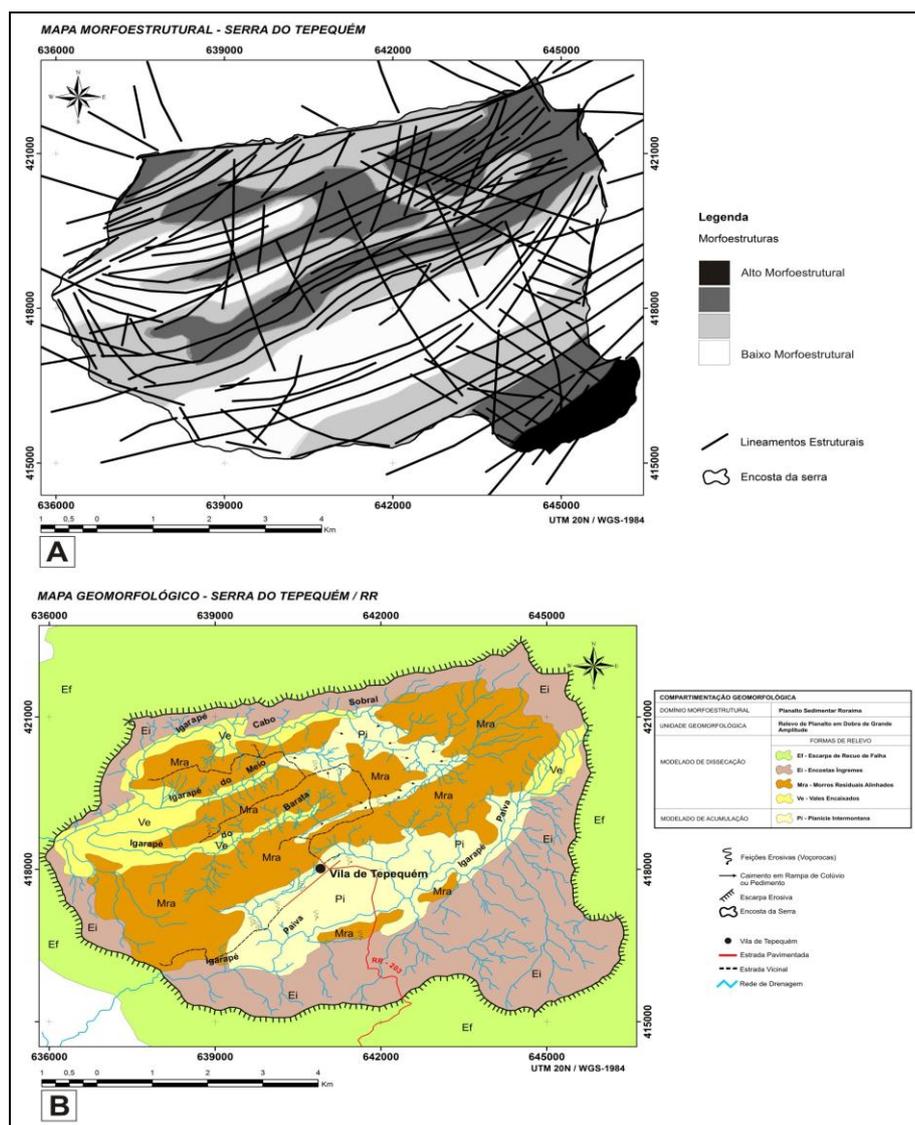
elaborada pelo IBGE, mapa geológico da serra do Tepequém adaptado de Fernandes Filho (2010). Além das imagens do satélite Resourcesat-1, sensor LISS-III, obtidas em março de 2010 e imagens SAR, obtidas pela plataforma aerotransportada R-99B/SIPAM, adquiridas em 2004. Em conjunto com as imagens de sensoriamento remoto, foi utilizado como suporte nesta pesquisa o MDE-SRTM, reamostrado com resolução espacial de 30 x 30, fornecido pelo banco de dados geomorfométricos TOPODATA/INPE (Valeriano, 2008). Todos estes procedimentos de processamento e fotointerpretação em imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2 e ArcGis, versão 10, no laboratório de Geotecnologias do Núcleo Hydros/UFRR.

A análise e mapeamento morfoestrutural esta baseada na aplicação do método lógico e sistemático de análise textural dos elementos da paisagem (drenagem e relevo) adaptada por Veneziani & Anjos (1982), para imagens ópticas e Santos *et al.* (2000), para imagens SAR, que identifica propriedades dos elementos texturais relativas à tropia, assimetria e lineações estruturais. A drenagem interpretada foi extraída de forma automática, por meio do método proposto por Fan & Collischonn (2009), que em conjunto com a imagem sombreada (textura do relevo) obtida através do MDE, foram importantes para a interpretação do arranjo estrutural da área. Em conjunto com estes dados, adaptou-se o método elaborado por Madrucci *et al.* (2002); Araújo *et al.* (2003), onde o mapeamento morfoestrutural procura, através de padrões de drenagem (assimetria e tropia) e dos lineamentos estruturais, traçar as flexuras do terreno derivadas de processos geológicos – linhas isomorfoestruturais.

## RESULTADOS

### Análise Morfoestrutural e Mapeamento Geomorfológico

O mapa morfoestrutural da serra do Tepequém (Figura 01A) apresenta as feições positivas (altos morfoestruturais) e negativas (baixos morfoestruturais), que são delimitados pelos lineamentos estruturais. As feições tectono-estruturais positivas, correspondentes aos altos morfoestruturais, são as condicionantes para o arranjo estrutural das encostas e dos morros residuais que se estende por toda área do topo. Estas feições são resultantes do basculamentos dos blocos decorrentes de regimes distensivos adaptados aos planos de cisalhamento. As feições tectono-estruturais negativas, correspondente aos baixos morfoestruturais, representam blocos rebaixados. Alguns destes baixos morfoestruturais estão diretamente correlacionados aos planos de falhas normais, onde a drenagem se instala, causando processos de denudação. O mapa morfoestrutural, combinado com a interpretação das imagens digitais contribuíram para a identificação da compartimentação geomorfológica evidenciada no topo da serra (Figura 01B), apresentando variadas formas de relevo, entre estas destacam-se: a) Escarpas de Recuo de Falha, resultante do trabalho de erosão das encostas, composta por sedimentos que formam o talude da serra; b) Encosta Íngemes: morfologia configurada pelas bordas da serra, bordejada pelas escarpas. Estes paredões podem atingir os 1.120 metros de altitude a exemplo da encosta SE; c) Morros Residuais Alinhados, apresentando altitudes que variam entre 680 a 900 metros, estruturalmente orientados nas direções NE-SW e E-W; d) Vales encaixados, apresentando oriundas da incisão dos talvegues das drenagens, e posteriormente, da acumulação dos pedimentos e colúvios oriundos das encostas e morros residuais, estruturados em falhas normais de direção NE-SW, em forma “U” aberto. d) Planícies Intermontanas que correspondem por grandes áreas aplainadas encontradas no interior da serra e são resultantes da acumulação de material erodido das áreas mais elevadas. A orientação estrutural da rede de drenagem instalada nesta porção do relevo segue preferencialmente a direção E-W (Beserra Neta *et al.* 2007; Beserra Neta *et al.* 2012).



**Figura 1-** A) Mapa de Morfoestruturas do topo da serra do Tepequém. Os tons de cinza mais escuro representam os altos morfoestruturais e mais claro, os baixos morfoestruturais. Destaca-se ainda os lineamentos estruturais fortemente orientados a NE-SW, em grande parte correspondente a pequenas zct e falhas normais e oblíquas. B) Mapa Geomorfológico representando as principais formas de relevo na serra do Tepequém.

## CONCLUSÕES

A paisagem que compõe a Serra do Tepequém tem características singulares e bastante relevantes para os estudos da interpretação das formas de relevo e dos constituintes fisiográficos presentes. A interpretação das feições morfoestruturais, a partir da correlação com as unidades litológicas que compõe o Tepequém, fornece um produto diferenciado, importante na interpretação do modelado da paisagem local. As análises dos produtos digitais em conjunto com estudos dos lineamentos estruturais foram importantes para o mapeamento das áreas de alto e baixo morfoestrutural, apresentadas no mapa morfoestrutural. Todos estes dados foram importantes para a interpretação geomorfológica, por meio do mapeamento geomorfológico que identificou uma diferenciação nas morfologias de relevo que compõe a paisagem do Tepequém. Portanto, os estudos que integram técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, constituem-se em um passo importante para o entendimento da evolução da paisagem.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, C. C., Yamamoto, J. K., Madrucci, V. 2003. Análise Morfoestrutural em Área de Ocorrência de Arenito Asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, v. 24 São Paulo. pp. 25-41.
- Beserra Neta, L. C., Costa, M. L., Borges, M. S. 2007. A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: Rosa-Costa, L. T., Klein, E. L., Viglio, E. P. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG - Núcleo Norte, v.5. pp.89-100.
- Beserra Neta, L. C., Nascimento, F. A., Tavares Júnior, S. S. 2012. Caracterização das Feições Geomorfológicas da Paisagem da Serra do Tepequém (Norte de Roraima, Brasil). In: Lopes, F. C., Andrade, A. L., Henriques, M. H., Quinta-Feira, M., Barata, M. T., Pena dos Reis, R. (Org.) *Para Conhecer a Terra: Memórias e Notícias de Geociências no Espaço Lusófono. Seção 7-As paisagens no espaço e no tempo. Vol 1*. Imprensa da Universidade de Coimbra. Coimbra. pp. 435-442
- Briceño, O. H. & Schubert, C. 1990. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, Southeastern Venezuela. *Geomorphology*. Elsevier Science Publishers. nº 3. Amsterdam. pp. 125-141
- Corrêa, A. C. B., Tavares, B. A. C., Monteiro, K. A., Cavalcanti, L. C. S., Lira, D. R. 2010. Megageomorfologia e Morfoestruturas do Planalto da Borborema. *Revista do Instituto Geológico*, n 31. São Paulo. pp. 35-52
- Costa, J. A. V. 2008. Compartimentação do Relevo do Estado de Roraima. In: Oliveira, R. S. (Org.); *Roraima em Foco: Pesquisas e Apontamentos Recentes*. Ed. da UFRR. Boa Vista. pp. 77-107.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus. Manaus. 166 p. CD-Rom.
- Fan, F. M. & Collischonn, W. 2009. Manual Arc-Hydro para Aplicação do Modelo MGB-IPH. Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, UFRGS/ANA. 87pg.
- Fernandes Filho, L. A. 2010. Facies Depositionais, Estratigrafia e Aspectos Estruturais da Cobertura Sedimentar Paleoproterozóica na Serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Estado de Roraima. Tese de Doutorado Apresentado ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA. Belém. 115 pg.
- Franco, E. M.S., Del'arco, J. O., Rivett, M. 1975. Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. Folha Na-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM. pp. 139-180.
- Guerassimov, P. I. 1946. Essai d'interpretation geomorphologique Du Scheme General de la Structure géologique de U.R.S.S. *Problems de Geographi physique*. Moscou.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2005. Mapa Geomorfológico do Estado de Roraima. Diretoria de Geociências – Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 1ª Ed. Rio de Janeiro. Escala 1:1.000.000
- Madrucci, V., Veneziani, P., Paradella, W. R. 2002. Estudo Estrutural através da interpretação em Imagens TM-Landsat 5 e sua associação com mineralizações auríferas em Alta Floresta, Mato Grosso. In: Klein, E. V., Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (Org) *Contribuições a Geologia da Amazônia*. Vol 3. Belém. pp. 215-226.
- Mescerjakov. J. P. 1968. Les Concepts de Morphostructure et de Morphoesculpture, um nouvel instrument de analyse geomorphologique. *Annales de Geographie*. N 77. pp. 539-552.
- Nascimento, F. A., Tavares Júnior, S. S., Beserra Neta, L. C. 2012. Estudo dos Compartimentos Geomorfológicos na Serra do Tepequém – RR, Através de Fotointerpretação em Imagens de Sensores Remotos e Produtos Integrados via IHS. *Revista GeoNorte-UFAM*. Ed. Especial. Vol. 2, n 4. Manaus. pp. 1464-1474.
- Piccini, L. 1995. Karst in Siliceous rocks: Karts Landforms and Caves in the Auyan-tepui (Est. Bolívar, Venezuela). *International Journal of Speleology*, n 24. pp. 41-54
- Ross, J. L. S. 1992. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos dos Fatos Geomorfológicos e a questão da Taxonomia do Relevo. *Revista do Departamento de Geografia da USP*. Vol 5. Ed. USP. São Paulo. pp. 17-29.
- Santos, A. R., Veneziane, P., Paradella, W. R., Moraes, M. C. 2000. Radar Aplicado ao Mapeamento

- Geológico e Prospecção Mineral: aplicações. INPE/ADIMB. São José dos Campos. 103 p.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Menaugiton, N. J., Fletcher, I. R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U – Pb and Sm – Nd Geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, nº 4. pp. 453-488.
- Valeriano, M. M. 2008. TOPODATA: Guia de Utilização de Dados Geomorfológicos Locais. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos. 75p.
- Veneziani, P. & Anjos, C. E.. 1982. Metodologia de Interpretação de Dados de Sensoriamento Remoto e Aplicações em Geologia. 2ª versão. Ed. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE. São José dos Campos. 54 pg.

## ANÁLISE TEXTURAL EM IMAGENS MULTIESPECTRAIS LISS-III/RESOURCESAT-1 DAS UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL GUIANA CENTRAL, CENTRO – NORTE DE RORAIMA.

Fredrick Almeida do Nascimento<sup>1</sup>; Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2</sup>; Luiza Câmara Beserra Neta<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Graduando de Geologia - Universidade Federal de Roraima (fred\_tick@hotmail.com);

<sup>2</sup>Prof. Dr. do Depto de Geologia - Universidade Federal de Roraima (stelio@dgl.ufr.br);

<sup>3</sup>Prof. Dr. do Depto de Geografia - Universidade Federal de Roraima (luiza@dgr.ufr.br).

### INTRODUÇÃO

A diversificação de domínios litoestruturais (Reis et al. 2003) que compõe o arcabouço geológico do estado de Roraima condiciona uma variedade de morfoestruturas de relevo, refletindo a rica abundância litológica e de ambientes tectônicos desta porção do cráton Amazônico. Esta geodiversidade qualifica esse estado como detentor de um significativo patrimônio em recursos minerais desde um potencial em minérios de elementos terras raras até a possibilidade de exploração de óleo e gás.

Neste contexto, a presente pesquisa, por meio de técnicas de processamento de imagens digitais e de fotointerpretação geológica em imagens de sensoriamento remoto, procurou caracterizar espectro e texturalmente as principais litologias aflorantes na porção central do estado de Roraima, correspondente ao domínio litoestrutural Guiana Central (Reis et. al. 2003), e correlacionar com as unidades litológicas mapeadas pelo levantamento geológico (CPRM. 2004), visando o refinamento dos resultados.

O domínio litoestrutural Guiana Central abrange a porção centro – norte do estado de Roraima, e é estruturalmentemarcado por intensos lineamentos NE-SW, bem visíveis em imagens de sensores remotos e aeromagnéticas, com prolongamentos na Guiana e Suriname, que compreendem a faixa do cinturão de cisalhamento Guiana Central (Costa, et al. 1991). Segundo Fraga (2002), nesta faixa predominam unidades litológicas paleo e mesoproterozóicas, cujos limites estão em grande parte encobertos por sedimentos cenozóicos ou obliterados por intrusões de granitóides, entretanto o limite sul é bem marcado por falhamentos tectônicos (falha do Itã).

Os termos litológicos mais antigos correspondem a uma sequência de metassedimentos e ortognaisses, sendo os primeiros englobados ainda de forma confusa, ora no Grupo Cauarane, ora na Suíte Metamórfica Murupu, enquanto que os ortognaisses são os termos predominantes da Suíte Metamórfica Rio Urubu.

CPRM (2004) reúne as litologias da Suíte Metamórfica Rio Urubu em quatro grupos. O primeiro, predominante, é constituído por biotita/hornblenda gnaisses, o segundo por leucognaisses, o terceiro por augengnaisses e por fim os granulitos. Dentre as várias idades radiométricas obtidas para esta unidade, destacam-se aquelas de  $1.937 \pm 5$  Ma e  $1.935 \pm 5$  Ma, ambas adquiridas pelo método Pb-Pb por (Fraga. 2002) e as de  $1.938 \pm 8$  Ma e  $1.942 \pm 10$  Ma (granulitos da serra Baraúna) pelo método U-Pb SHRIMP, citadas por (Reis et al. 2003).

Diversas ocorrências de rochas máficas e ultramáficas constituídas predominantemente por olivinagabros, hornblenditos e piroxenitos, análogo á região do domínio Parima, distribuem-se espacialmente por toda área na forma de pequenos corpos alongados concordantes á estruturação do domínio Guiana Central. (CPRM. 2004,2009) reúnem essas litologias na Suíte Máfica – Ultramáfica Uraricaá.

Uma série de rochas charnockíticas, formada por charnockitos, mangeritos e charno-enderbitos é representada pela unidade Suíte Intrusiva Serra da Prata, nome homônimo a serra estruturada por rochas representativas desta unidade. Essas rochas revelaram idades Pb-Pb paleoproterozóicas em  $1.934 \pm 1$  Ma,  $1.936 \pm 4$  Ma,  $1.943 \pm 5$  Ma,  $1.933 \pm 2$  Ma (Fraga, 2002).

Um extenso magmatismo representado por biotita e hornblenda monzo e sienogranitos, piterlitos e subordinadamente viburgitos e granitos rapakivi tem sido identificado nos mapeamentos geológicos realizados na disciplina de Estágio de Campo III do curso de Geologia da UFRR, e correlacionados a Suíte Intrusiva Mucajaí. Ainda de forma associada ocorrem corpos de anortositos, noritos e gabros. Estes últimos são reunidos por CPRM. (2004, 2009) na unidade Anortosito Repartimento, que inclui ainda o gabro Caracará.

Ao longo dos períodos Jurássico e Cretáceo, parte da porção norte – nordeste do domínio Guiana Central foi marcada por uma reativação tectônica de caráter extensional, que culminou com a instalação

do hemi-graben do Tacutu. Os litotipos mesozoicos aflorantes ao longo dessa bacia rifte consistem nos derrames basálticos relacionados à fase pré-rifte, inseridos na Formação Apoteri, juntamente com as seqüências areníticas da fase rifte-ativo, representadas pela Formação Serra do Tucano. Além das seqüências mesozóicas, ocorrem com grande expressão regional sedimentos argilo-arenosos inseridos na Formação Boa Vista e areias eólicas inconsolidadas da Formação Areias Brancas, representando a fase rifte-passivo em idades cenozoicas.

## **METODOLOGIA**

Os principais materiais utilizados nesta pesquisa foram o mosaico de imagens ópticas do satélite Resourcesat-1, sensor LISS-III (Novembro 2011 e Agosto de 2012), em conjunto com os dados altimétricos para a geração do modelo digital de elevação (MDE) proveniente do SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), refinado e com resolução de 30x30 metros, fornecidos pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil – TOPODATA/INPE (Valeriano. 2008), em escala 1:250.000.

O pré-processamento nas imagens LISS-III ocorreu com a criação do banco de imagens. Essas imagens passaram por operações de processamento destinadas a atenuar os efeitos da interferência dos constituintes atmosféricos e de redução das distorções geométricas, por meio da ortoretificação através da aplicação do modelo de funções racionais.

A fotointerpretação geológica foi realizada através dos procedimentos fotointerpretativos baseado no método lógico sistemático descrito por Veneziani e Anjos (1982), que consiste na análise sistemática das propriedades texturais da rede drenagem e relevo (densidade, alinhamentos das feições lineares, tropia e assimetria). A drenagem interpretada foi extraída de forma automática, por meio do método proposto por Fan e Collischonn (2009), que em conjunto com a imagem de relevo sombreado (textura do relevo) obtida através do MDE, foram importantes para a interpretação do arranjo estrutural da área.

Em conjunto com estes procedimentos, foram gerados produtos integrados multifontes, via técnica IHS, que consiste na fusão das imagens ópticas LISS-III e a imagem de relevo sombreado. Esta técnica ressalta, em um único produto, as variações da rugosidade da superfície realçada na imagem de relevo sombreado, juntamente com as respostas espectrais dadas nas imagens ópticas.

Todos estes processamentos, inclusive os fotointerpretativos desenvolvidos nas imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2 e ArcGis, versão 10, no laboratório de Geotecnologias do Núcleo Hydros/UFRR.

## **RESULTADOS**

A aplicação dos procedimentos de processamento digital e de fotointerpretação geológica sobre as imagens multiespectrais LISS-III e no produto integrado (LISS-III x relevo sombreado) permitiu a elaboração dos mapas de rede de drenagem, feições lineares e de lineamentos estruturais. A análise das propriedades dos elementos texturais de relevo e drenagem realizada nestes mapas possibilitou a confecção do mapa de zonas homólogas (Fig.1 E). De forma geral as zonas homólogas delimitadas no mapa mostram uma regular correspondência com as unidades litoestratigráficas mapeadas por CPRM (2004).

O produto integrado LISS-III x relevo sombreado (Figura1c) juntamente com os lineamentos estruturais confirmam a forte orientação estrutural NE-SW, especialmente correspondentes a zonas de cisalhamento transcorrentes e foliações milonítica – cataclástica, entretanto orientações estruturais secundárias, como a NW-SE, evidente no setor extremo oeste da área, comprovam a variação deste arranjo estrutural, o qual foi condicionante para as exuberantes formas de relevo, visto que esta região é geomorfologicamente caracterizada pelo predomínio de um relevo serrano.

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A análise integrada entre os produtos oriundos de processamento com imagens multiespectrais de novos sensores, como a fusão IHS (LISS-III x relevo sombreado), com mapas gerados a partir da fotointerpretação geológica (lineamentos estruturais e de zonas homólogas), pode tornar-se uma poderosa ferramenta tecnológica na fase de refinamento de mapeamentos geológicos. No caso específico desta pesquisa, pode ser considerada regular a correspondência entre as zonas homólogas, resultantes dessa análise integrada e as unidades litológicas definidas por CPRM (2004) para o domínio litoestrutural Guiana Central na região central de Roraima.

Contudo etapas de campo nesta fase de refinamento não devem ser descartadas, a fim de esclarecer pontos dúbios não detectados nos produtos da fotointerpretação, como no caso da região de estudo, os dados resultantes dos mapeamentos geológicos realizados na disciplina Estágio de Campo III do curso de Geologia da UFRR mostram uma vasta distribuição de rochas pterlíticas, bem como uma extensa faixa de rochas miloníticas dentro da área de ocorrência da Suíte intrusiva Mucajaí. Deste modo é fortemente recomendado o uso conjunto dessa ferramenta com dados obtidos em campo, mesmo tratando-se de uma fase de refinamento de levantamentos geológicos.

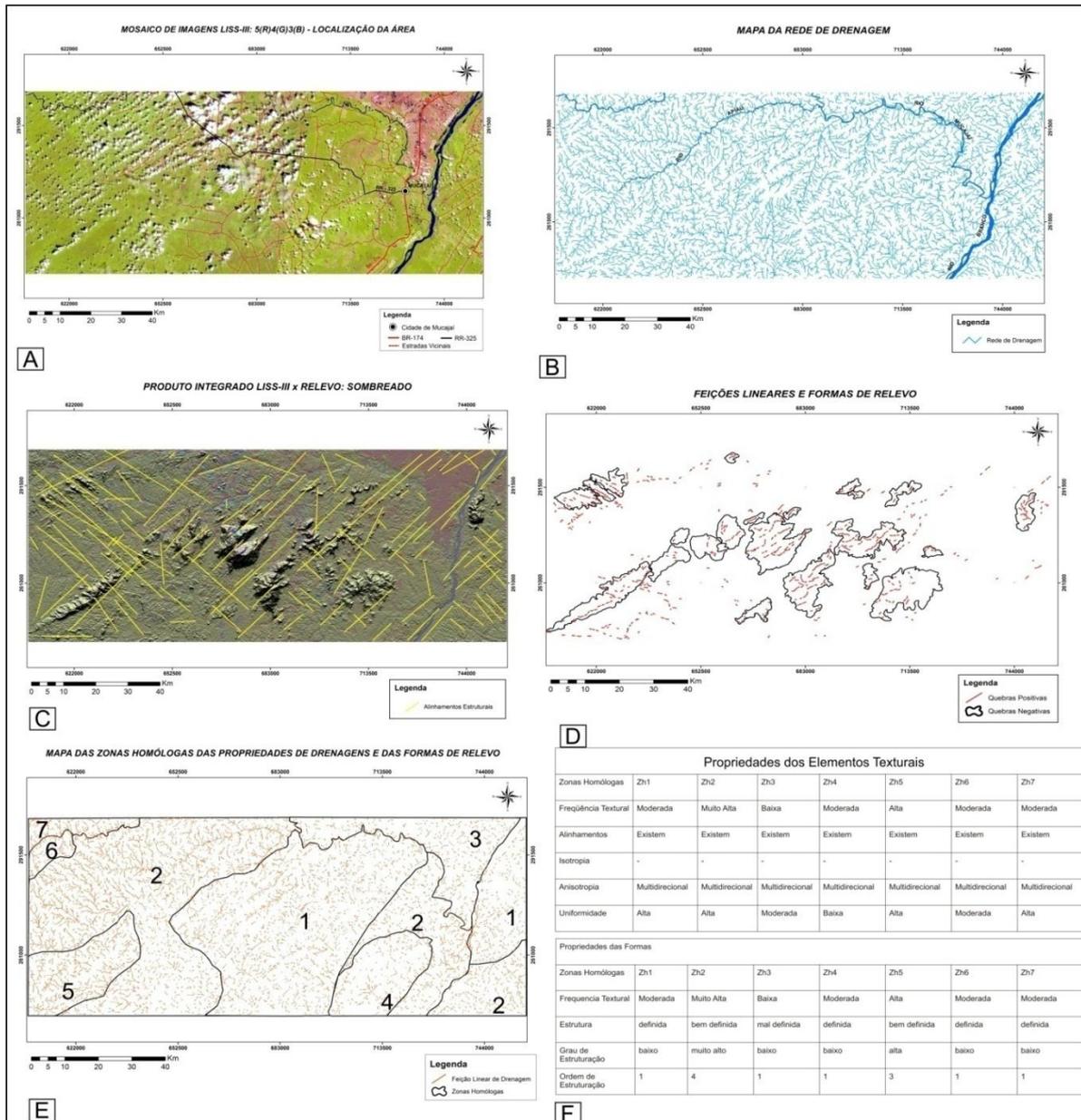


Figura.1- Quadro representativo das etapas fotointerpretativas. A) Mosaico de imagens do sensor LISS-III, correspondente a cobertura de toda área de trabalho, destacando as vias de acesso a área; B) Mapa da Rede de Drenagem; C) Produto Integrado LISS-III x Relevo sombreado destacando os principais lineamentos estruturais; D) Mapa das feições lineares das formas de relevo: quebras positivas e negativas; E) Feições lineares de drenagem, destacando as zonas homólogas das propriedades texturais de drenagem e das formas de relevo; F) Tabela com os principais elementos texturais de drenagem e das formas de relevo.

## REFERENCIAS

- Costa, J.B.S.; Igreja, H.L.S.; Borges, M.S.; Hasui, Y. 1991. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Brasil. Belém. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Anais... Belém: SBG, p. 166-178.
- CPRM. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Projeto GIS do Brasil: Folhas NA. 20-X-B e NA. 20-X-D (inteiras), NA. 20-X-A, NA. 20-X-C, NA. 21-V-A e NA. 21-VC (parciais). Escala 1:300.000. Brasília: CPRM. CD-Rom.
- CPRM. 2009. Mapa Geológico com a distribuição das rochas ornamentais do estado de Roraima. Modificado, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Escala 1:60.000. Estado do Amazonas: CPRM. CD-Rom.
- Fan, F. M. & Collischonn, W. 2009. Manual Arc-Hydro para Aplicação do Modelo MGB-IPH. Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, UFRGS/ANA. 87pg.
- Fraga, L.M.B. 2002. Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e seus encaixantes Paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Tese de Doutorado Apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA. Belém. 363p.
- Reis, N. J.; Fraga, L. M.; Faria, M. S.; Almeida, M. E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. Géologie de La France, nº 2-3-4, p. 121-134.
- Valeriano, M. M. 2008. Dados Topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. Ed. Oficina de Textos. São Paulo. pp. 72-104.
- Veneziani, P. & Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos-INPE. 54p. (INPE-2227-MD/014).

## FOTOINTERPRETAÇÃO DA PORÇÃO SUL DA FOLHA ALDEIA TOMÁZIA - RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Hálleph Antonio Campos Mariano<sup>1</sup>(hallelphmariano@gmail.com); Amarildo Salina Ruiz<sup>3,4,5</sup>; Mateus Moura Agostta<sup>1</sup>; Rafael Cabrera<sup>2</sup>; Isaac Siles Malta<sup>1</sup>; Bruna Coldebella<sup>1</sup>; Francisco Abel do Nascimento<sup>2</sup>;

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia/UFMT; <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT;

<sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia em Geociências da Amazônia/(GEOCIAM);

Universidade Federal de Mato Grosso

### INTRODUÇÃO

O Terreno Rio Apa situado a sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul, representa o Sul do Cráton Amazônico. O objetivo deste trabalho é contribuir para a melhor compreensão do Terreno Rio Apa na porção sul da Folha Aldeia Tomázia. Para isso, foi feita a fotointerpretação detalhada desta região e posteriormente a comparação com o mapa geológico elaborado por Lacerda Filho *et al.* (2006).

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Sul do Cráton Amazônico é representado pelo Terreno Rio Apa, marcado por uma zona de falha transcorrente que o separa em dois grandes Blocos Tectônicos, Ocidental e Oriental (Cordani *et al.* 2010). No Bloco Ocidental são definidas as seguintes unidades litoestratigráficas: Complexo Rio Apa, Gabro-Anortosito Serra da Alegria (Silva 1998), Supersuíte Amoguijá (Godoi & Martins 1999), Suíte Intrusiva Alumiador (Araújo *et al.* 1982) e Formação Serra da Bocaina (Brites 2012); Grupo Amolar (Lacerda Filho *et al.* 2006); Grupo San Luis (Wiens 1984), e Suíte Intrusiva Morro do Triunfo (Araújo *et al.* 1982). Cabrera & Nogueira (2013) previamente propõem metassedimentos da região como pertencentes ao Grupo San Luis definido por Weins (1984), em terreno Paraguaio. Posteriormente, Cabrera *et al.* (neste volume) sugerem utilizar o termo Grupo Ypacarai para estas rochas, sendo correlata ao Grupo San Luis.

Na área da fotointerpretação, segundo Lacerda Filho *et al.* (2006) ocorre o Granito Alumiador, biotita granito, monzogranito com autólitos de tonalito, micromonzogranito, granito granofírico alcalino, granodiorito, magnetita-biotita sienogranito, pegmatitos, sienogranito granofírico e granófiro; microgranito; o Grupo Alto Tererê, granada-muscovita-quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto, biotita-quartzo xisto, granada-sillimanita-cianita-estauroлита xisto e quartzito; Depósitos Aluvionares, areia, areia quartzosa, cascalho, silte, argila e localmente turfa; a Formação Pantanal, sedimentos areno-argilosos a semiconsolidados; e uma pequena porção do Complexo Rio Apa, ortognaisse, biotita-granada gnaisse, migmatito, granitoide foliado, biotita granito, hornblenda biotita granito, quartzo monzonito, sienogranito foliado. (Fig. 1). Entretanto, Cabrera *et al.* (2013) sugerem que os metassedimentos da região da Serra da Alegria (a sul da área estudada) façam parte de uma sequência supracrustal mais jovem, definido por Cabrera *et al.* (neste volume) como grupo Ypacarai.

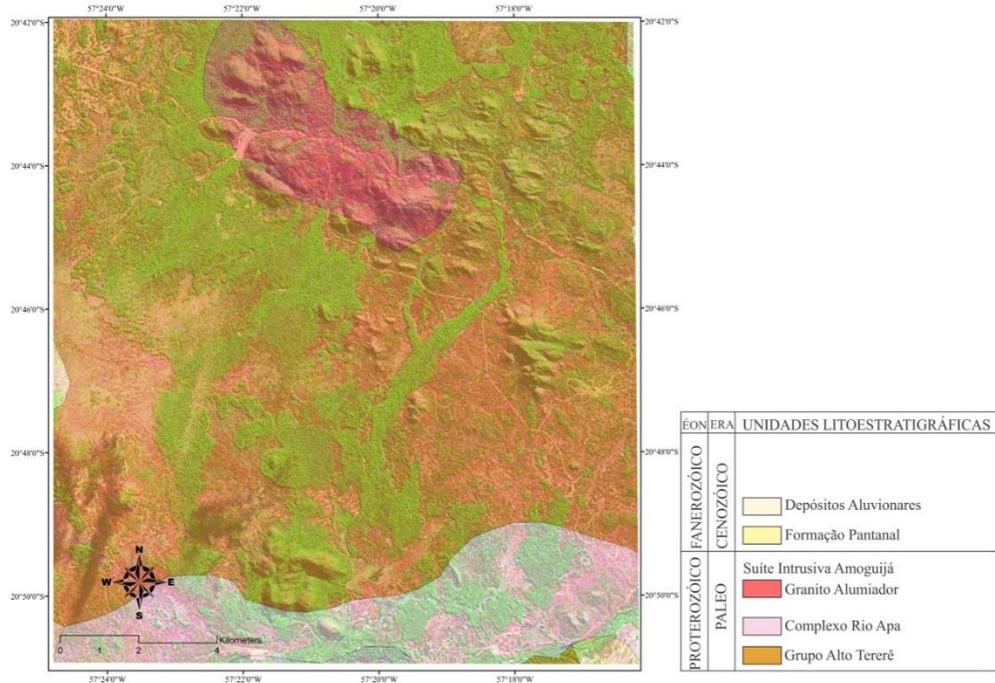
### MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos adotados foram divididos em três etapas: Etapa Preliminar: Esta etapa constituiu em levantamento bibliográfico e, também, a obtenção de imagem de relevo digital (SRTM) e a imagem de satélite. Etapa de Tratamento e Sistematização de Dados: Esta etapa constituiu no processamento e interpretação dos dados obtidos através das imagens analisadas e, posteriormente, o melhoramento do mapa no Corel Draw X6. Etapa de Conclusão: A última etapa consiste no compilamento do levantamento bibliográfico e mais do processamento e interpretação das imagens para formar o corpo de texto.

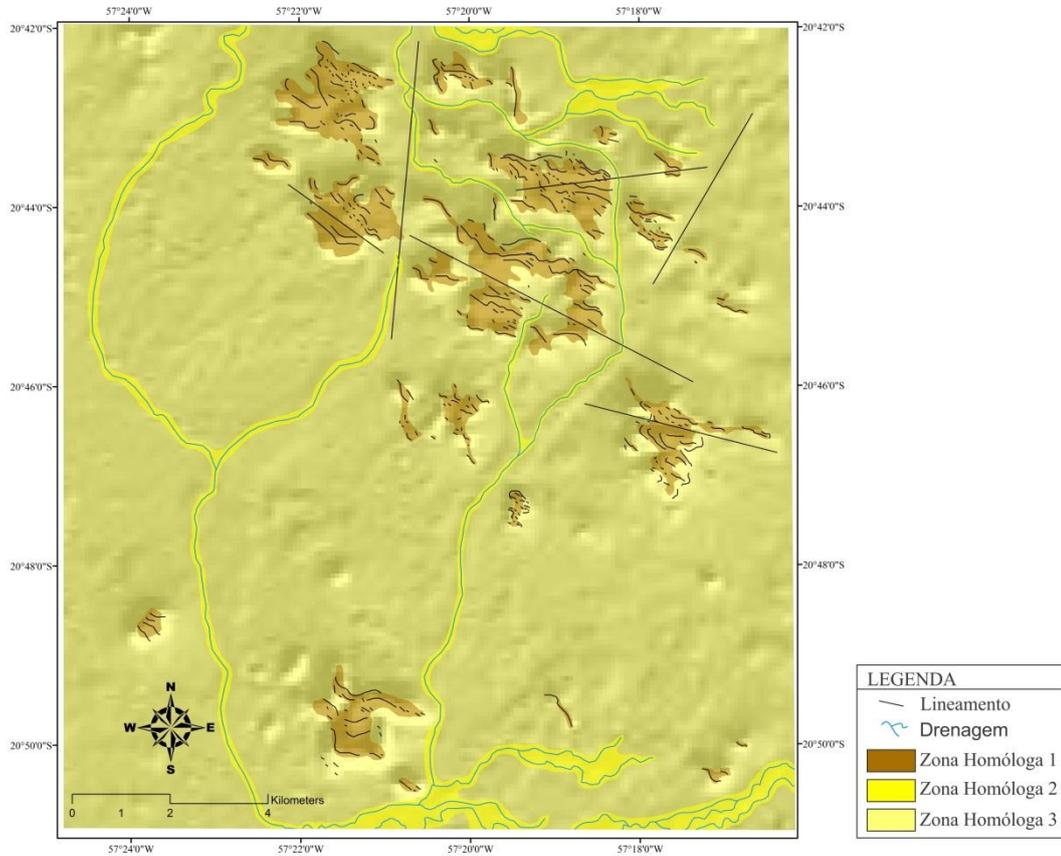
### RESULTADOS

No mapa, escala de 1:50.000, ocorrem três zonas homólogas. Para elas serem definidas, foram levados em considerações os padrões de lineamentos, de drenagens e de textura. A zona homóloga 1 foi classificada de acordo com o padrão de lineamento e o tipo de textura. O padrão de lineamento indica sistemas de dobras fechadas com eixo NW. Por vezes lineamentos com direção preferencial N-S e N-W interrompem estas dobras. As cristas desta zona apresentam uma direção preferencial NW-SE e sua textura foi classificada como rugosa, por estar bem marcada pelos morros. Outra observação importante. A zona homóloga compreende os prováveis aluviões atuais da área em estudo. As drenagens desta zona

apresentam-se em maior parte baixa densidade com uma sinuosidade mista. A zona homóloga 3, foi definida como sendo planície arrasada constituída, provavelmente, pela Formação Pantanal. (Fig. 2).



**Figura 1:** Mapa Geológico da porção sul da Folha Aldeia Tomázia. Composição da imagem de satélite da porção sul da Folha Aldeia Tomázia.



**Figura 2-** Mapa de Zonas Homólogas, porção sul da Folha Aldeia Tomázia.

## DISCUSSÃO

Os resultados dos estudos sobre a fotointerpretação desta região, mostra que as zonas homólogas discordam com as delimitações litológicas descritas no mapa de Lacerda Filho *et al.* (2006). O Grupo Alto Tererê, por exemplo, ocuparia uma extensão muito menor do que ele é proposto. Outra observação importante é que possivelmente esta região sofreu pelo menos duas fases de deformação que provocaram foliações e dobras de dimensão regional.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao CNPq Projeto Universal (479779/2011-2), PROCAD (096/2007) e ao GEOCIAM, pelo apoio e incentivo às pesquisas.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, H.J.T.; Santos Neto, A.; Trindade, C. A. H.; Pinto, J. C. De A.; Montalvão, R.M.G.; Dourado, T. D. C.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SF. 21 - Campo Grande. Projeto RADAMBRASIL; Geologia. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia; Secretaria Geral. v. 28, p. 23-109.
- Brittes, A. F. N. Geologia, Petrologia e Geocronologia (Pb-Pb) da Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico. 2013. Tese de Mestrado. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá – MT, 2012.
- Cabrera, R. F. & Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Nogueira, S. F.; Santos, G. Dos; Batata, M. E. F. 2013. Caracterização Geológica e Estrutural das Rochas Supracrustais do Entorno da Serra da Alegria (MS), Grupo Alto Tererê ou San Luis? Terreno Rio Apa – Craton Amazônico. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2013, Chapada dos Guimarães - MT.
- Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Alkimin, F. F.; Santos, G. Dos; Lacerda-Filho, J. V. de. 2013. Grupo Amolar ou Ypacaraí? Os metassedimentos da Região da Serra da Esperança – Terreno Rio Apa – Uma Caracterização Preliminar. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém - PA.
- Cordani, U. G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; And Ruiz, A. S.; 2010, The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, orrelations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. American Journal of Science, 310:1-43.
- Godoi, H. O.; Martins, E. G. Folha SF.21, Campo Grande: Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Wiens, F. 1984. El Precámbrico Paraguayo. In: SIMP. NAC. DE GEOL. Resumen. Asunción.
- Plens, D. P. 2012. Geologia da Região da Serra da Esperança – Porto Murtinho (MS): Ênfase no Granito Cerro Porã do Arco Magmático Amoguijá – Sul do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia Geral, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Silva, E. L. Geologia da região da Serra da Alegria, extremo sul do cráton Amazônico, município de Porto Murtinho - MS. 1998. Tese de Mestrado-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998. 147 p.

## CLASSIFICAÇÃO ORIENTADA A OBJETO APLICADA AO MAPEAMENTO DE COBERTURAS LATERÍTICAS ATRAVÉS DO USO DE IMAGENS LANDSAT TME MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO NA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PA

Jefferson Jesus de Souza<sup>1</sup>  
Raimundo Almir Costa da Conceição<sup>1</sup>  
Arnaldo Queiroz da Silva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará - UFPA  
Caixa Postal 479 – 3201-7000 - Belém - PA, Brasil  
Jeff\_0110@hotmail.com / almircostac@hotmail.com / arnaldoq@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

As coberturas lateríticas em regiões tropicais úmidas compreendem unidades efetivas direcionadas à prospecção de depósitos minerais em subsuperfície ou mesmo em profundidade. Um dos interesses desse tipo de prospecção, está relacionado a depósitos lateríticos ou de enriquecimento supergênico referentes a jazimentos de ouro laterítico, bauxita, ferro, manganês, nióbio, níquel, caulim entre outros (Figueiredo, 2000).

Com o desenvolvimento tecnológico das últimas quatro décadas, outras abordagens prospectivas foram criadas e a classificação de imagens digitais de sensoriamento remoto se tornou uma das abordagens prioritárias nos mapeamentos temáticos da cobertura do solo. O procedimento de classificação pode ser totalmente visual, demandando elevado tempo de execução e padronização; automático, bastante questionado pela baixa acurácia dos resultados, ou semi-automático, o qual busca agregar vantagens dos outros processos.

Existem vários tipos de classificadores automáticos, dentre eles estão os classificadores orientados a objeto, que partem do princípio de que os pixels podem ser segregados em regiões homogêneas contidas numa imagem, as quais são avaliadas e classificadas de acordo com suas características.

Neste trabalho, serão apresentados resultados preliminares que atestam as potencialidades da classificação orientada a objetos para mapeamento de crostas lateríticas a partir de produtos derivados por sensoriamento remoto.

### OBJETIVO

Mapear coberturas lateríticas em escala regional, avaliar os dados de sensor que respondem melhor a presença de cobertura lateríticas e estabelecer uma abordagem metodológica para caracterização orientada a objeto de lateritas na região de Canaã dos Carajás, sudeste do estado do Pará. A área de estudo é limitada pelas latitudes 6°20'31,8"S, 6°38'41,9"S e longitudes 50°10'5,40"O, 49°42'28,9"O (Datum WGS 1984).

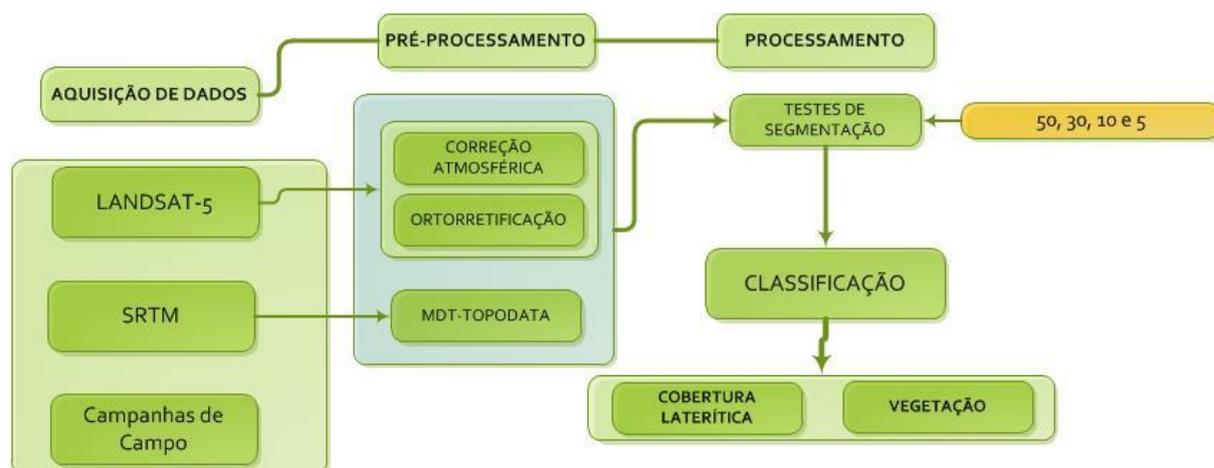
### MATERIAL E MÉTODOS

Neste trabalho foram utilizadas imagens ópticas do sensor LANDSAT-TM (órbita/ponto: 224/064 e 224/065) e modelo digital de elevação (MDT) gerado na missão SRTM. As imagens TM com data de passagem em 30/08/2011 foram adquiridas gratuitamente através do site do Instituto de Pesquisas Especiais – INPE ([www.inpe.com.br](http://www.inpe.com.br)) via *download*. Os dados derivados da missão SRTM tem resolução espacial de 30 m e estão disponíveis para *download* no site do TOPODATA - Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/>).

Os softwares utilizados foram o *eCognitionDeveloper 8*, empregado na segmentação e classificação orientada a objeto das coberturas lateríticas (**Figura 01**), o módulo Focus do PCI/Geomatica V12.0 empregado no pré-processamento (correção atmosférica, ortorretificação e mosaico) das imagens Landsat TM e o *softwareArcGis* para tratar os resultados em ambiente SIG.

O *softwareeCognitionDeveloper 8* é um ambiente para classificação de imagens que possibilita o uso da segmentação em diferentes níveis de escala, e a utilização de vários parâmetros da imagem como tonalidade, textura, tamanho da região, vizinhança, forma, compacidade, suavidade, etc.), disponibilizados ou formulados pelo interprete com a finalidade de construir regiões com o máximo de homogeneidade, padrão fundamental na classificação

Os procedimentos metodológicos empregados neste trabalho são apresentados na forma de um fluxograma mostrado na **figura 01**.



**Figura 1-** Fluxograma da metodologia a ser empregada no estudo.

O pré-processamento consistiu em tratar as imagens de modo que sejam minimizados as interferências decorrentes das interferências atmosféricas e de posicionamento geográfico. Os gases e partículas que constituem a atmosfera são, em grande parte, responsáveis pela absorção e espalhamento da radiação eletromagnética e esses efeitos interferem na intensidade e composição espectral da radiação disponível, resultando em modificações das respostas espectrais dos alvos. A ortorretificação foi realizada para garantir o posicionamento correto dos alvos em relação a uma única referência espacial. Esta correção torna a escala uniforme e a mudança de altitude não afeta a representação das feições.

O processamento inicial foi calcular razões de banda que realçassem feições da imagem com presença de óxidos de ferro. Foram utilizadas razões 3/1, 4/3, 5/2 e 5/4 com ampla referência na literatura (Glikson e Creasey 1995; Hoff 2002). Para classificação da cobertura vegetal foi calculado o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), através da equação:  $NDVI = (Banda\ 4 - Banda\ 3) / (Banda\ 4 + Banda\ 3)$ . Este resultado serviu para determinar as regiões que apresentam cobertura vegetal verde ou não.

O processo seguinte foi segmentar as imagens geradas por das razões de bandas, o NDVI e o MDT com a finalidade de agrupar em regiões os pixels que exibam alguma uniformidade interna em relação a uma propriedade da imagem e que contrastem em relação a sua vizinhança, com o objetivo de facilitar análises posteriores. Segundo Acharya e Ray (2005) o resultado final esperado de um processo de segmentação é um número finito de regiões homogêneas, que individualizam as diferentes regiões contidas numa imagem.

Vários testes de escala foram realizados, considerando com fatores os valores 5, 10, 30 e 50. Estes valores estão relacionados com a proporção estatística utilizada no cálculo das regiões, ou seja, quanto maior o valor do fator de escala, maior será a quantidade de regiões geradas. Foram usados ainda parâmetros de cor, forma, compacidade e suavidade que são determinantes para as regiões geradas após a segmentação.

Considerando os resultados da segmentação, seguiu-se então a classificação das regiões. Em um primeiro nível, separou-se áreas com altimetria entre 220 e 240 m, que é o intervalo altimétrico em que se concentram as ocorrências de crostas lateríticas na região de estudo. Analisando os resultados da segmentação das imagens, foram criadas funções baseadas no cálculo da média dos pixels e do brilho de cada região. A classificação da vegetação foi baseada em um intervalo da média dos pixels analisados na imagem NDVI.

## RESULTADOS E CONCLUSÕES

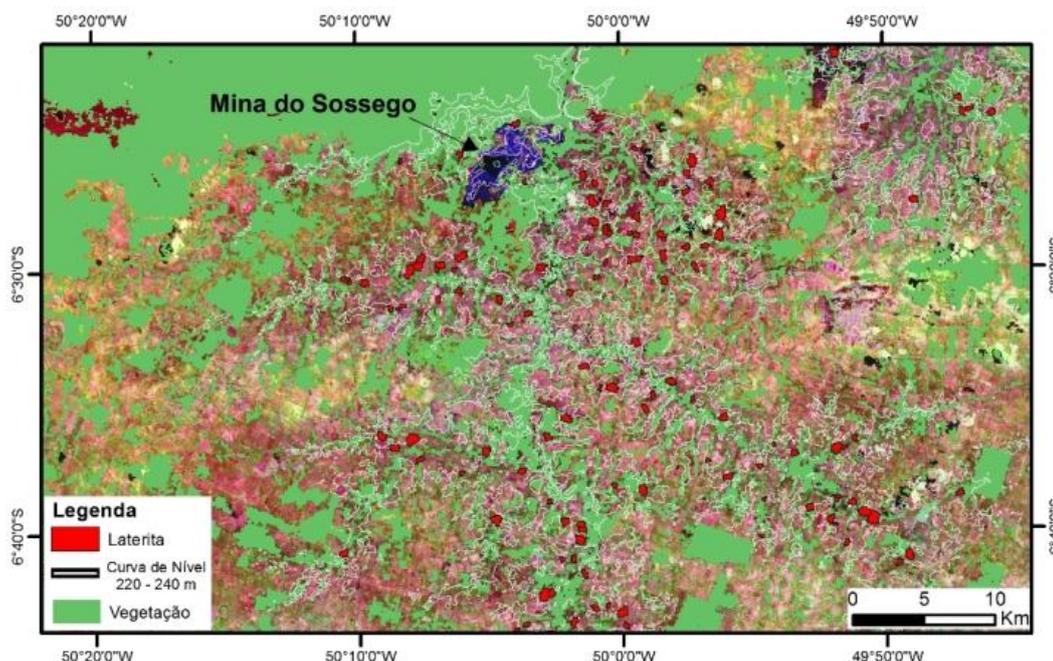
Como resultado da classificação orientada a objeto (**Figura 02**) observou-se que a média da razão 3/1 (intervalo 1.70 a 1.74), a média do brilho (intervalo 46.5 a 48.5) e as cotas entre 220 e 240 m, foram

os parâmetros que apresentaram respostas relativamente satisfatórias para o objetivo da pesquisa, definindo os locais com a possível presença de laterita.

Entretanto, observou-se que imagens Landsat-TM não são suficientes para estabelecer uma classificação mais apurada que pudesse viabilizar uma maior confiabilidade dos resultados. Possivelmente isso ocorre por conta da resolução espacial dos pixels que compõem a imagem. A presença de considerável cobertura vegetal na região também foi considerado um fator que dificulta resultados mais precisos.

A adoção desse tipo de técnica de classificação pode ser uma contribuição fundamental no mapeamento geológico, à medida que imagens de alta resolução espacial possam ser utilizadas, ou ainda imagens Landsat-TM integrada com outras fontes de dados remotos, como imagens SAR e imagens aerogeofísicas.

A incorporação de dados de radar e aerogeofísica compreende a segunda fase da pesquisa.



**Figura 2-** Classificação orientada a objeto.

## REFERÊNCIAS

- Acharya, T.; Ray, A. K. Image processing, principles and applications. New Jersey: John Wiley and Sons, Inc. 2005.
- Alves, A. L. Processamento digital e integração temporal de imagens Landsat 5-TM no monitoramento geoambiental: aplicação a zona costeira de Macau/RN. 2001. Universidade Federal do Rio Grande do Norte (Dissertação de mestrado).
- Costa, M. L. da. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- Feio, G. R. L. 2011. Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Tese de Doutorado).
- Figueiredo, B.R. Processos supergênicos. In: Figueiredo B.R. Minérios e ambiente. Campinas: Editora da Unicamp, 2000, cap. 16, p. 297-306.
- Hoff, R. Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectrorradiométricos e geofísicos aplicado a prospecção de depósitos filonêanos de fluorita hidrotermal no sudeste de Santa Catarina. 2002. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Tese de doutorado).
- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Precambrian Research 49, 329-354.
- Meneses, P.R. e Almeida, T. (Org.) Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. Universidade de Brasília. Brasília, 2012.

## ANÁLISE TEXTURAL EM IMAGENS MULTIESPECTRAIS LISS-III/RESOURCESAT-1 DAS UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL URARIQUËRA NORTE DE RORAIMA.

Magno Almeida dos Santos<sup>1,4</sup>, André Luiz Rodrigues Pimentel<sup>1,4</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2,4</sup>, Luiza Câmara Beserra Neta<sup>3,4</sup>.

<sup>1</sup>Graduando de Geologia – UFRR, <sup>2</sup>Professor associado – IGEO / UFRR- Boa Vista- RR <sup>3</sup>Professora adjunto – IGEO / UFRR- Boa Vista- RR, <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima - GRUPPARR.

### INTRODUÇÃO

O território do estado de Roraima é parte integrante da porção norte do Cráton Amazônico, no sentido empregado por Almeida et al. (1978), como sinônimo de Plataforma Amazônica. Os domínios litoestruturais (Reis et al. 2003) que compõem o arcabouço geológico desse estado são resultantes da variedade de ambiência tectônica dessa porção do cráton Amazônico. Esta variedade proporcionou uma riqueza em litologias e arranjos estruturais que permitem previsões metalogenéticas interessantes.

Neste contexto, a presente pesquisa, por meio de técnicas de processamento de imagens digitais e de fotointerpretação geológica em imagens de sensoriamento remoto, procurou caracterizar texturalmente as principais litologias aflorantes no trecho compreendido entre a cidade de Amajari e Vila do Tepequém, norte de Roraima, correspondente ao domínio litoestrutural Urariquera (Reis et al. 2003), e correlacionar com as unidades litológicas mapeadas pelo levantamento geológico CPRM (2004), visando o refinamento dos resultados e contribuir ao entendimento da evolução geológica dessa região do estado.

O domínio litoestrutural Urariquera abrange parte das regiões norte e nordeste do estado de Roraima (Figura) e estruturalmente é caracterizado por lineamentos E-W a WNW-ESE e NW-SE, em grande parte, correspondentes a zonas de cisalhamento transcorrentes.

Os termos litológicos mais antigos correspondem a uma sequência de metassedimentos intensamente deformados reunidos no Grupo Cauarane. Os principais litotipos são representados por paragneisses e subordinados como os tipos kinzigíticos, encontrados na região do Taiano. Xistos, metagrauvas, metacherts ferríferos e anfibólitos completam esta unidade. Uma idade de 2038 Ma, obtida pelo método U-Pb, é atribuída como o tempo máximo de sedimentação deste grupo (CPRM, 2002; Reis et al. 2003).

Ao norte da ocorrência das rochas do Grupo Cauarane afloram na forma de extensos lagedos uma série de rochas granitóides de caráter cálcio alcalino, segundo Fraga et al. 1996, 1997, constituída por granodioritos, monzo a sienogranitos e subordinadamente leucogranitos e tonalitos, reunidos na unidade Suíte Intrusiva Pedra Pintada - SIPP. Uma idade de 2005±45 Ma, foi obtida para esta unidade por Almeida et al. (1997), através do método Pb-Pb.

A maior parte da área deste domínio é ocupada pelos litotipos vulcânicos do Grupo Surumu e pelos granitos de tendência mais alcalina da Suíte Intrusiva Saracura – SIS. O Grupo Surumu reúne rochas vulcânicas de composição ácida a intermediária, representado por riolitosriodacitos, dacitos, andesitos e rochas piroclásticas associadas. Estas últimas formadas por ignibritos, brechas vulcânicas e variedades de tufos, com idade de 1966±9 Ma (Schobbenhauset al. 1994), obtida pelo método U-Pb em zircões de um riodacito. Enquanto que para a SIS têm sido obtidas idades 1300 a 1986 Ma, pelo método Pb-Pb e U-Pb (SHRIMP em zircão) (Fraga et al. 2009).

Situa-se no setor mais norte deste domínio a mais extensa área contínua da cobertura sedimentar do Supergrupo Roraima, tendo continuidade em território venezuelano e guianense sob a designação regional de Bloco Sedimentar Pacaraima (Reis & Yáñez, 1999). Corresponde a uma bacia contínua com aproximadamente 75.360 km<sup>2</sup>, cujo pacote em torno de 2.900 metros de espessura reúne rochas sedimentares e piroclásticas depositadas em variados ambientes dos sistemas continental, transicional e marinho raso (Reis & Yáñez, 2001). No setor ocidental do domínio, destaca-se a Formação Tepequém (rochas sedimentares da serra do Tepequém), a qual é correlacionada à unidade basal do Supergrupo Roraima.

Entre os vários valores radiométricos alcançados pelo método U-Pb, destaca-se de 2123±14 Ma (Santos et al. 2003), obtidas em zircões detríticos da Formação Arai (basal da sequência sedimentar), que sugerem uma fonte Transamazônica para esses sedimentos.

Corpos máficos na forma de diques e sills, constituídos essencialmente por diabásios e gabros, ocorrem intercalados nas rochas sedimentares do Supergrupo Roraima. Essas ocorrências são reunidas na unidade Diabásio Avanavero.

Enxames de diques de diabásio de orientação preferencial NE-SW, agrupados na unidade Diques Taiano, seccionam todas as unidades precedentes.

Os sedimentos cenozóicos recobrem grandes extensões das porções sul e sudeste deste domínio. Estes compõem-se de sedimentos areno-argilosos, por vezes intercalações de níveis conglomeráticos e lateríticos, reunidos na Formação Boa Vista, campos de areias na forma de dunas eólicas, reunidos na Formação Areias Brancas e por fim, depósitos aluvionares constituídos por cascalho, areia e argila semiconsolidados a inconsolidados.

## **METODOLOGIA**

Os principais materiais utilizados nesta pesquisa foram o mosaico de imagens ópticas do satélite Resourcesat-1, sensor LISS-III (Março de 2010) em conjunto com os dados altimétricos para a geração do modelo digital de elevação (MDE) proveniente do SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), refinado e com resolução de 30x30 metros, fornecidos pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil – TOPODATA/INPE (VALERIANO, 2008), em escala 1:250.000.

O pré-processamento nas imagens LISS-III ocorreu com a criação do banco de imagens. Essas imagens passaram por operações de processamento destinadas a atenuar os efeitos da interferência dos constituintes atmosféricos e de redução das distorções geométricas, por meio da ortoretificação através da aplicação do modelo de funções racionais.

A fotointerpretação geológica foi realizada através dos procedimentos fotointerpretativos baseado no método lógico sistemático descrito por Veneziani e Anjos (1982), que consiste na análise sistemática das propriedades texturais da rede drenagem e relevo (densidade, alinhamentos das feições lineares, tropia e assimetria). A drenagem interpretada foi extraída de forma automática, por meio do método proposto por Fan e Collischonn (2009), que em conjunto com a imagem de relevo sombreado (textura do relevo) obtida através do MDE, foram importantes para a interpretação do arranjo estrutural da área.

Em conjunto com estes procedimentos, foram gerados produtos integrados multifontes, via técnica IHS, que consiste na fusão das imagens ópticas LISS-III e a imagem de relevo sombreado. Esta técnica ressalta, em um único produto, as variações da rugosidade da superfície realçada na imagem de relevo sombreado, juntamente com as respostas espectrais dadas nas imagens ópticas.

Todos estes processamentos, inclusive os fotointerpretativos, desenvolvidos nas imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2 e ArcGis, versão 10, no laboratório de Geotecnologias do NúcleoHydros/UFRR.

## **RESULTADOS**

A fotointerpretação geológica sobre as imagens das bandas espectrais LISS-III e no produto integrado (LISS-III x relevo sombreado) permitiram a elaboração dos mapas de rede de drenagem, feições lineares e de lineamentos estruturais. A análise das propriedades dos elementos texturais de relevo e drenagem realizada nestes mapas possibilitou a confecção do mapa de zonas homólogas (Figura 1E). De forma geral as zonas homólogas delimitadas no mapa mostram uma satisfatória correspondência com as unidades litoestratigráficas mapeadas por CPRM (2004).

O produto integrado LISS-III x relevo sombreado (Figura 1C) mostrou forte correlação espacial das rugosidades do relevo com as respostas espectrais, que em parte podem estar relacionadas às variações litológicas, com destaque para o relevo bem realçado correspondente à serra do Tepequém.

O mapa de lineamentos estruturais (Figura 1C) mostra o predomínio da orientação NE-SW, correspondentes a foliações milonítica – cataclástica, bem realçada pelo alinhamento do relevo.

## **CONCLUSÃO**

A análise integrada entre os produtos oriundos de processamento com imagens multiespectrais de novos sensores, como a fusão IHS (LISS-III x relevo sombreado), com mapas gerados a partir da fotointerpretação geológica (lineamentos estruturais e de zonas homólogas), pode tornar-se uma poderosa ferramenta tecnológica na fase de refinamento de mapeamentos geológicos. No caso específico desta pesquisa, é considerada satisfatória a correspondência entre as zonas homólogas e as unidades litológicas definidas por CPRM (2004) para o domínio litoestrutural Urariquera. Contudo etapas de campo na fase de

refinamento não devem ser descartadas, a fim de esclarecer pontos dúbios não detectados nos produtos da fotointerpretação, como no caso da caracterização de alguns termos ácidos do vulcanismo Surumu em relação aos granitos da suíte intrusiva Saracura. Deste modo faz-se necessário a aplicação destas técnicas juntamente com etapas de campo, a fim de se obter um levantamento geológico refinado.

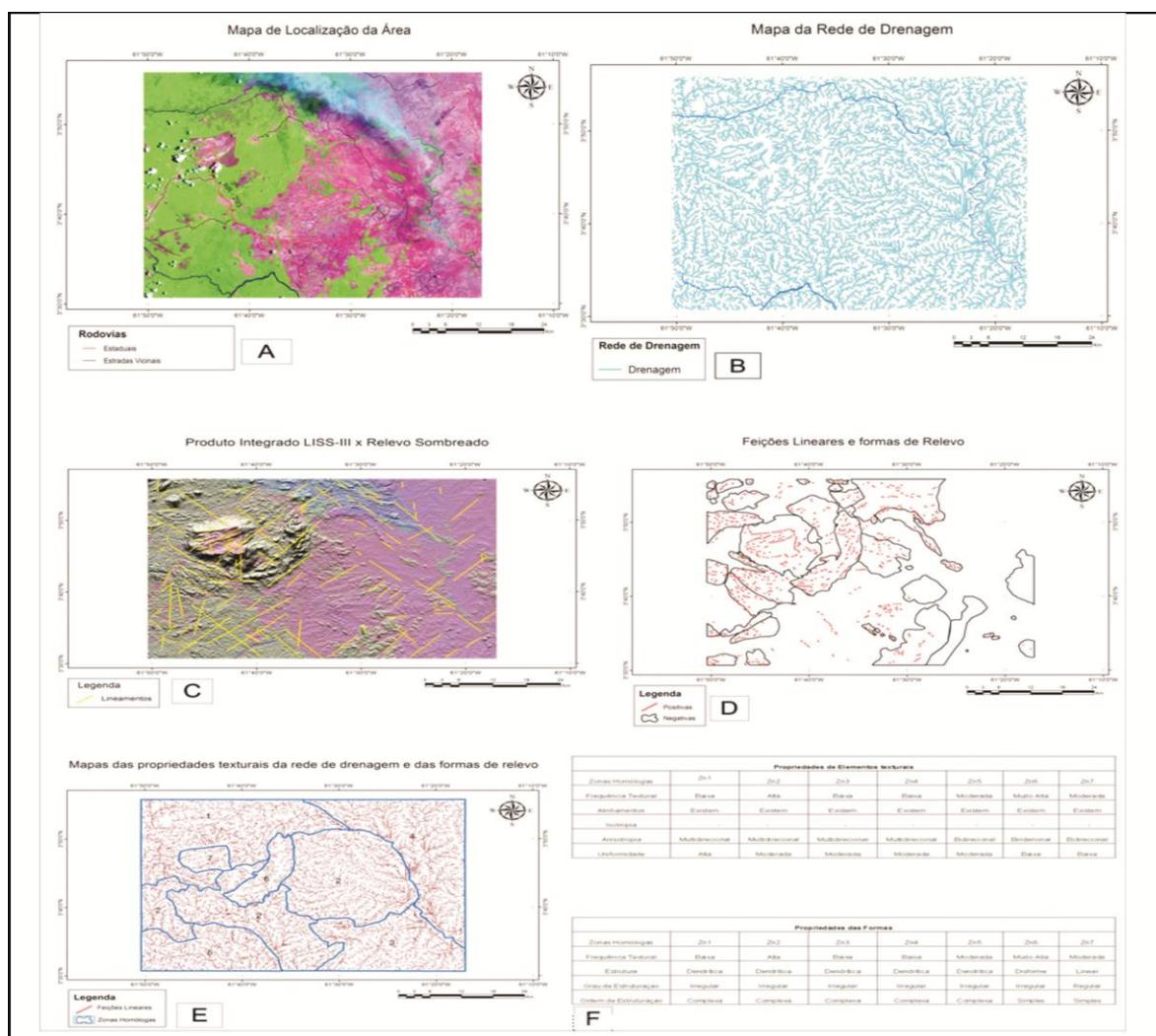


Fig.1- Quadro representativo das etapas fotointerpretativas. A) Mosaico de imagens do sensor LISS-III, correspondente à cobertura de toda área de trabalho, destacando as vias de acesso à área; B) Mapa da Rede de Drenagem; C) Produto Integrado LISS-III x Relevo sombreado destacando os principais lineamentos estruturais; D) Mapa das feições lineares das formas de relevo: quebras positivas e negativas; E) Feições lineares de drenagem, destacando as zonas homólogas das propriedades texturais de drenagem e das formas de relevo; F) Tabela com os principais elementos texturais de drenagem e das formas de relevo.

## REFERENCIAS

- Almeida, F. F. M. de. A evolução dos crátons Amazônicos e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. Anais. Recife: SBG, 1978. V. 6, p.2393-2407.
- Almeida, M. E.; Fraga, L. M. B.; Macambira, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: South-American Symposium on isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. Extended Abstracts. Campos do Jordão:[s/n]., P.34-37.
- CPRM – Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Projeto GIS do Brasil: Folhas NA. 20-X-B e NA. 20-X-D (inteiras), NA. 20-X-A, NA. 20-X-C, NA. 21-V-A e NA. 21-VC (parciais). Escala 1:300.000. Brasília: CPRM, 2004. CD-Rom.
- Fan, F. M.; Collischonn, W. 2009. Manual Arc-Hydro para Aplicação do Modelo MGB-IPH. Projeto

Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, UFRGS/ANA, 87pg.

Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C.; Reis, N. J. 1997. Aspectos geoquímicos e petrográficos das rochas granitoides da Suite Intrusiva Pedra Pintada, norte do estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, v.27, n°1, p.3-12,.

Fraga, L. M. B. & Reis, N. J. 1996. A reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, durante o Episódio K'Mudku. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., Salvador . Anais. Salvador: SBG,. V.1, p.424-426.

FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J.; DALL'AGNOL, R. 2009. Cauarane - Coeroeni Belt– The Main Tectonic Feature Of The Central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. In: XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus. Anais do XI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus: SBG, 2009.

Reis N.J., Fraga L.M., Farias M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, 2-3-4:121-134.

REIS N.J.; YÁNEZ G. 1999. Estratigrafia do Bloco Sedimentar Pacaraima (BSP) ao longo da Fronteira Brasil - Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima). In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. Anais do VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus: SBG,

Reis, N.J., Yáñez, G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima). In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (eds.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, 2:115-147:

Santos, J. O. S.; Potter, P. E.; Reis, N. J.; Hartmann, L. A.; Fletcher, I. R.; Mcnaugiton, N. J. 2003. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima – like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society America Bulletin*, v.115, n°3, p.331-348, mar.

Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Baumann, A. & Lork, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. Anais...Camboriú, SBG/ DNPM/ CPRM, v.2, p. 395-3.

Valeriano, M. M. Dados Topográficos. In: Florenzano, T. G. (Org.) 2008. *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Ed. Oficina de Textos. São Paulo, pp. 72-104.

Veneziani, P. & Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, (INPE-2227-MD/014), 54p.

## ANÁLISE BITEMPORAL DO RIO SOLIMÕES NO TRECHO ENTRE MANACAPURU E CODAJÁS (AMAZÔNIA OCIDENTAL) POR MEIO DE IMAGENS LANDSAT-5/TM

Marcel Silva Passos<sup>1</sup> - marcel.silva.k2@gmail.com  
Emílio Alberto Amaral Soares<sup>2</sup> - easoares@ufam.edu.br

<sup>1,2</sup>Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, UFAM - Campus Universitário, Caixa Postal: 69077-000, Manaus - AM, Brasil

### INTRODUÇÃO

Na região dos municípios de Manacapuru e Codajás, a sudoeste de Manaus, ocorrem três níveis de terraços fluviais quaternários, de distribuição assimétrica, desenvolvidos sobre as rochas siliciclásticas (arenitos, pelitos e conglomerados) das formações Alter do Chão (Cretáceo) e Novo Remanso (Mioceno), que compõem o embasamento geológico desta região (Soares *et al.* 2010). Os terraços fluviais se estendem por mais de 100 km, situam-se em cotas variando entre 14 a 65 metros, de altitude, constituindo as planícies aluviais do Rio Solimões, no trecho estudado. Em geral, os terraços apresentam morfologia deposicional de barras de acreção lateral, sendo drenados por canais secundários. Nesta região, sobre os depósitos de terraços foram descritos pelo menos 4 feições impressas de paleocanais de extensões variadas, destacados nos estudos de Mertes *et al.* (1996), Latrubesse & Franzinelli (2002), Soares & Teixeira (2011) e Horbe *et al.* (2011), que revelam o pretérito estilo fluvial meandrante deste rio no Pleistoceno. A correlação dos 3 níveis de terraços fluviais com aqueles descritos por Soares *et al.* (2010), entre Manacapuru e Manaus, permite atribuir um limite de idade de desenvolvimento entre 7,5 e 65 mil anos AP (Antes do Presente).

Desde a década de 60, a caracterização geomorfológica dos depósitos aluviais na Amazônia tem sido feita com base nos produtos de sensores remotos e poucos estudos utilizaram a análise multitemporal destes produtos no estudo da dinâmica fluvial holocênica. Como exemplos, destaca-se o estudo de Mertes *et al.* (1996), que apontou mudanças de trechos do canal do Rio Solimões no decorrer de décadas, o estudo de Nobre (2010) que mostrou áreas de erosão e deposição na Ilha do Careiro (sudoeste de Manaus), no período de 1985 e 2006, e o estudo de Passos *et al.* (2012) que por meio de imagens ópticas Landsat-5/TM adquiridas em 1991 e 2011, demonstrou o padrão de elevada estabilidade do Rio Solimões nos últimos 18 anos no trecho Manaus e Manacapuru.

Em geral, os processos de erosão e deposição no Rio Solimões modificam a morfologia das ilhas, barras marginais e limites do canal. Destes, os processos de erosão atuantes nas margens e ilhas deste rio são marcados por desmoronamentos constantes, os quais tem sido associados ao fenômeno das “terras caídas” ou “quedas de barranco”, que causam transtornos sociais e econômicos à população ribeirinha (Carneiro *et al.* 2009). Portanto, visando contribuir no estudo da dinâmica fluvial atual do Rio Solimões, no trecho entre Manacapuru e Codajás, é proposto neste trabalho a quantificando das áreas de erosão e deposição e a taxa de migração do canal, por meio da análise bitemporal de imagens ópticas Landsat-5/TM das últimas décadas.

### METODOLOGIA

Visando o objetivo deste trabalho, adotaram-se até agora as seguintes etapas:

**Aquisição das Imagens:** Foram utilizadas imagens do sensor Landsat-5/TM de 12/11/1991 e de 25/10/2011 adquiridas gratuitamente no site do INPE - (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), no portal da Divisão de Geração de Imagens (DGI). O processamento digital dessas imagens foi realizado utilizando o *software* ENVI 4.5.

**Pré-Processamento:** Foram usadas as bandas 5 (*Red*), 4 (*Green*) e 3 (*Blue*) do sensor Landsat-5/TM que permitiram uma melhor identificação dos aspectos geomorfológicos. A combinação das bandas 5 e 4, do infravermelho do espectro eletromagnético e uma banda 3 do visível, mostraram a maior diferenciação entre solo, vegetação e água, segundo enfatizado na metodologia proposta por Rosa (2007). O *software* ENVI 4.5, foi utilizado para recortar as imagens adquiridas abrangendo apenas a área de estudo, sendo possível reduzir a deformação das imagens no seu georreferenciamento e podendo assim ter uma melhor precisão dos dados obtidos.

Devido aos erros gerados na aquisição de imagens brutas, as modificações feitas foram: a) Correção atmosférica para tirar o efeito de dispersão da energia eletromagnética nas partículas de água suspensas na atmosfera, possibilitando que os alvos invariáveis, temporalmente, sejam interpretados da mesma forma e; b) Aumento Linear de Contraste para obter a máxima variância do histograma e o melhor contraste da imagem.

As imagens foram georreferenciadas por meio de imagens do site *Earth Science Data Interface (ESDI) at the Global Land Cover Facility*, utilizado como base mundial para o georreferenciamento de imagens.

**Processamento:** Criaram-se dados vetoriais (*shapefile*) utilizando o *software* ArcGIS 10.0 das ilhas, barras marginais e do canal no trecho entre Manacapuru e Anamá nas imagens de 1991 e de 2011. Com o uso da ferramenta *erase*, foi sobreposto o *shapefile* de 2011 ao de 1991 gerando as áreas de erosão, e sobrepondo o *shapefile* de 1991 ao de 2011 gerando as áreas de deposição. Com os dois vetores criados foi possível quantificar as áreas de deposição e erosão. Para o cálculo de taxa de migração do canal e ilhas, utiliza-se a diferença das áreas obtidas das imagens de 1991 e 2011, e o resultado é recalculado em porcentagem.

## RESULTADOS

Neste trabalho apresenta-se dados da análise bitemporal de imagens Landsat-5/TM, dos anos de 1991 e 2011, do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Codajás, Amazônia Ocidental. As imagens, obtidas nos meses de novembro e dezembro, forneceram dados geomorfológicos que demonstraram mudanças nos limites das áreas das ilhas e dos limites do canal.

A superposição de *shapes* de alguns trechos destas imagens demonstrou que no período de 20 anos houve certo equilíbrio entre os processos de deposição e erosão das ilhas, com leve predominância das áreas de deposição (cerca de 39,88 km<sup>2</sup>) em relação as de erosão (cerca de 39,76 km<sup>2</sup>), exibindo uma taxa de migração de 0,03%. O canal do Rio Solimões apresentou um padrão estabilidade elevado, denotado pela taxa de migração de migração de 1,5%, com áreas de erosão e deposição das margens de 22,92 km<sup>2</sup> e 39,04 km<sup>2</sup>, respectivamente. A estabilidade do canal é característica do estilo fluvial *anabranching*, que é caracterizado por uma rede interconectada de canais, separados por regiões de planície de inundação (Smith & Smith, 1980, Makaske, 2001). Os múltiplos canais deste estilo fluvial induzem aos inúmeros processos de erosão de deposição observados no Rio Solimões e pequenos tributários (furos e paranás).

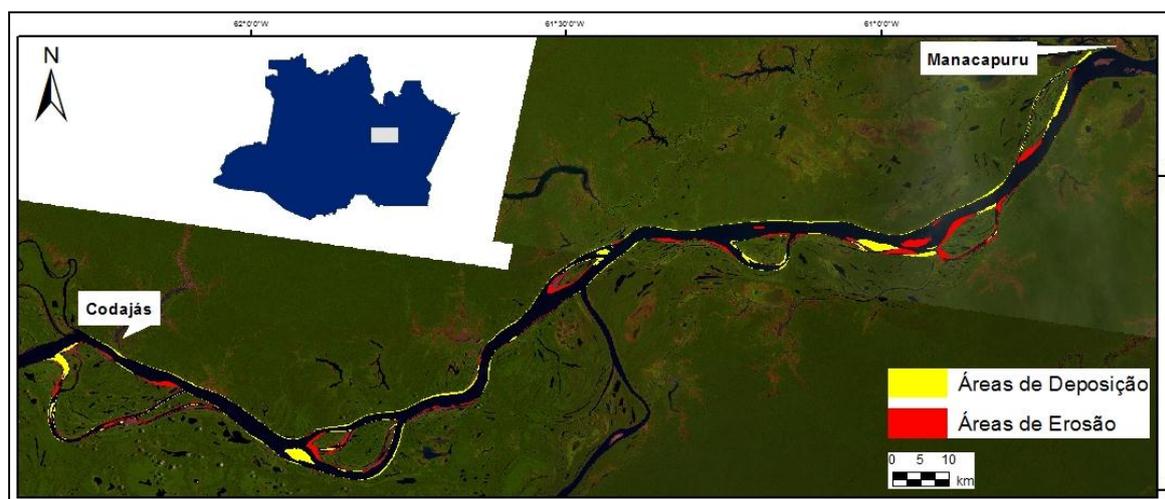


Figura 1- Áreas de erosão de deposição do Rio Solimões, no trecho entre Manacapuru e Codajás utilizando imagens Landsat-5/TM. Fonte: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>.

## CONCLUSÃO

Por meio dos dados da análise bitemporal gerados pelas imagens Landsat-5/TM obtidas no período de 20 anos (1991 e 2011), foi possível identificar as mudanças morfológicas relacionados à dinâmica fluvial atual do Rio Solimões, no trecho entre Manacapuru e Codajás. Houve a predominância dos

processos deposicionais e relação aos erosivos, com áreas de 39,04 km<sup>2</sup> e 22,92 km<sup>2</sup>, respectivamente. Os cálculos de superfície no interior e nas margens do canal fluvial do Rio Solimões permitem sugerir que os processos erosivos foram mais atuantes na parte externa dos meandros dos canais (principal e secundário) e montante das ilhas, enquanto os deposicionais se concentram na parte interna dos meandros e nas áreas à jusante das ilhas.

Apesar da predominância dos processos de deposição em relação aos de erosão, a elevada estabilidade dos limites do canal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Codajás, de cerca de 1,5%, é condizente com a taxa de cerca de 0,49%, definido por Passos *et al.* (2012) para este rio no trecho entre Manacapuru e Manaus. Rozo *et al.* (2005) também definiu um elevado padrão de estabilidade (cerca de 0,002%) para o Rio Amazonas, entre a Ilha do careiro e a confluência com o Rio Madeira. Os dados demonstram um aumento do padrão de estabilidade do Sistema fluvial Solimões-Amazonas, de oeste para leste, no trecho entre Codajás e a confluência Rio Amazonas-Madeira. Este fator pode estar relacionado com a confluência entre os rios Solimões e Negro, que conseqüentemente leva a diminuição das águas do Rio Solimões, gerando assim um menor poder erosivo do canal, conseqüentemente gerando maior estabilidade.

Os dados atuais de estabilidade atual deste sistema fluvial *anabranching*, difere do estilo fluvial meandrante que o sistema possuía no Pleistoceno, bem evidente pela presença de paleocanais nos terraços (Mertes *et al.* 1996, Latrubesse & Franzinelli 2002, Soares & Teixeira 2011 e Horbe *et al.* 2011), e depósitos com estratificação heterolítica inclinada.

## REFERÊNCIAS

- Carneiro, D.S. Morfodinâmica do rio Solimões e implicações sociais: uma proposta de educação ambiental com o suporte das geotecnologias e do conhecimento tradicional. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 2381-2387.
- Latrubesse, E.M.; Morais, R.P.; Aquino, S. The Geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: the case of the Araguaia River. *Geomorphology*, 113, 239-252. 2009.
- Makaske, B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Review*, 53, 149-196. 2001. In: SCHERER, Claiton M. S. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. Instituto de Geociências – UFRGS.
- Mertes, L.A.K.; Dunne, T.; Martinelli, L.A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, September 1996.
- Nobre, S.O. Identificação e análise de alterações geomorfológicas provocadas por processos de erosão e deposição na região de confluência do Rio Amazonas. SIPAM, Relatório Final - PAIC Julho-2010. Manaus-AM.
- Passos, M. S. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Manaus (Amazônia Central) por meio de imagens Landsat-5/TM. UFAM. Relatório final – PIBIC, Manaus-AM. 2012
- Rosa, R. Introdução ao Sensoriamento Remoto, 6ª edição, Universidade Federal de Uberlândia, EDUFU, MG, 2007.
- Rozo, J.M.G.; Nogueira, A.C.R.; Carvalho, A.S. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. UFAM-AM. IN: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. P. 1875-1882. Goiânia-GO. 2005.
- Soares, E.A.A. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste de bacia do Amazonas. Unpubl. Ph.D. Thesis. University of São Paulo, Brazil, 205. 2007.
- Soares, E.A.A.; Silva, J.H.A.; Teixeira, S.G.; Riker, R.L. Sedimentação Quaternária nas regiões de Caapiranga, Anamá, Anori e Beruri, Amazônia Ocidental. 2010. In: Congresso Brasileiro de geologia, 45. 2010, Belém. Anais. Belém: SBG. Artigos. CD-ROM.
- Soares, E.A.A.; Teixeira, S.G. Fusão de imagens SAR-R99B e Landsat-7 para identificação de Paleocanais na planície aluvial do Rio Solimões, Amazônia Ocidental. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA e III Encontro do Quaternário Sulamericano. 2011.
- Smith, D.G.; Smith, N.D. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:157-16. 1980. In: SCHERER, Claiton M. S. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. Instituto de Geociências/UFRGS.

## EXTRAÇÃO DE FEIÇÕES MORFOSTRUTURAIS A PARTIR DE MDE (MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO): APLICAÇÃO EM ÁREA CHAVE NA ÁREA DO DOMÍNIO DE TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS RIO MARIA E CARAJÁS

Marcelio Cardoso Rocha, Francisco Ribeiro da Costa e Ana Valéria dos Reis Pinheiro

Faculdade de Geologia - FAGEO/UFPA (Campus de Marabá). marcelio.rocha@maraba.ufpa.br; frc@ufpa.br; pinheiro@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A análise de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) é uma importante ferramenta de apoio à geologia estrutural, porém os métodos de tratamento da imagem, quando não aplicados corretamente, em decorrência do mau uso das ferramentas de geoprocessamento, podem resultar em erro ou má interpretação das informações contidas na imagem (Oliveira *et al.* 2009). Este trabalho consistiu em manipular em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica) um MDE-SRTM da Folha Rio Cateté (SB-22-Z-A-IV), localizada na área do Domínio de Transição entre o bloco Rio Maria e o bloco Carajás, onde, a partir deste, foram extraídas e processadas as feições morfoestruturais que geraram um extenso banco de dados, contribuindo para o modelamento geológico da área. A extração de alinhamentos a partir de produtos de sensoriamento remoto é uma ferramenta importante para a caracterização morfoestrutural (Corrêa & Fonsêca 2010). Estes modelos, portanto, assim como qualquer outro, são suscetíveis a erros, porém, sua principal vantagem é que, quando acoplados a um SIG, podem ser frequentemente atualizados e proporcionam um grande número de informações com eficácia e rapidez.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi realizado nas dependências do laboratório de geoestatística da UFPA, *campus* de Marabá. Os materiais utilizados para o desenvolvimento desse trabalho têm como parâmetro chave: (i) MDE-SRTM; (ii) Base bibliográfica para análise e estudo; (iii) Programas computacionais (*Global Mapper* 13.0; *ArcGIS* 9.3, ESRI Inc; *Surfer* 9.0, Golden Software, Inc.; *SPRING*, DPI/INPE). A **Figura 1** resume as etapas do método utilizado.

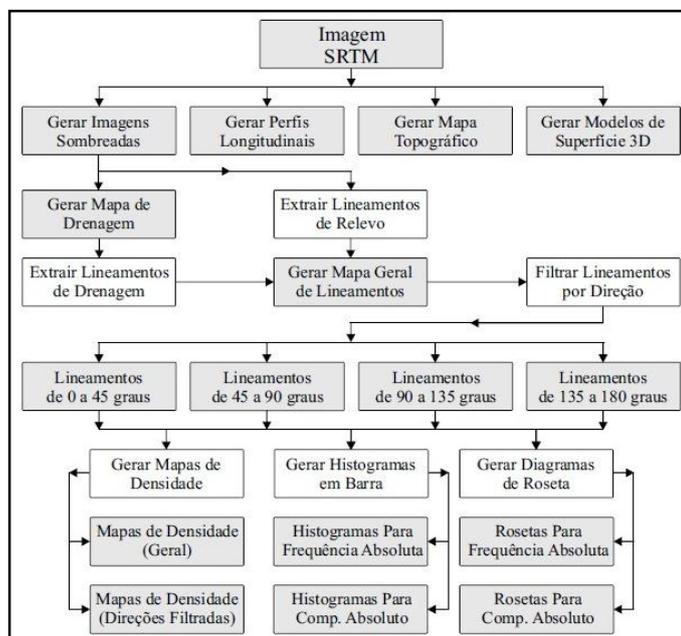


Figura 1- Fluxograma mostrando as etapas do método.

### RESULTADOS

A utilização de técnicas de geoprocessamento utilizadas neste trabalho gerou um extenso banco de dados com informações de fundamental importância para a área em estudo, como, por exemplo, mapas, gráficos, imagens, tabelas e outros. Embora este trabalho tenha gerado muitas informações importantes, não foi possível apresentá-las na íntegra, haja vista que isso deixaria este resumo bastante extenso. Por

isso, optou-se por selecionar as informações principais para serem aqui apresentadas, a saber: **Figura 2:** Modelo de superfície 3D com exagero vertical; **Figura 3:** Imagens sombreadas com iluminação incidindo a partir dos seguintes azimutes: (A) 0; (B) 45; (C) 90; (D) 135; (E) 180; (F) 225; (G) 270 e (H) 315, todas com 45° de elevação; **Figura 4:** (A) Mapa de alinhamentos e seus respectivos diagramas de roseta para (B) Frequência absoluta da drenagem; (C) Frequência absoluta do relevo; (D) Comprimento absoluto da drenagem e (E) Comprimento absoluto do relevo; **Figura 5:** Alinhamentos de drenagem classificados a partir dos seguintes intervalos de azimutes: (A) 0-45; (B) 45-90; (C) 90-135 e (D) 135-180. **Figura 6:** Alinhamentos de relevo classificados a partir dos seguintes intervalos de azimutes: (A) 0-45; (B) 45-90; (C) 90-135 e (D) 135-180; e **Figura 7:** Densidade dos alinhamentos de relevo classificados a partir dos seguintes intervalos de azimutes: (A) 0-45; (B) 45-90; (C) 90-135 e (D) 135-180.

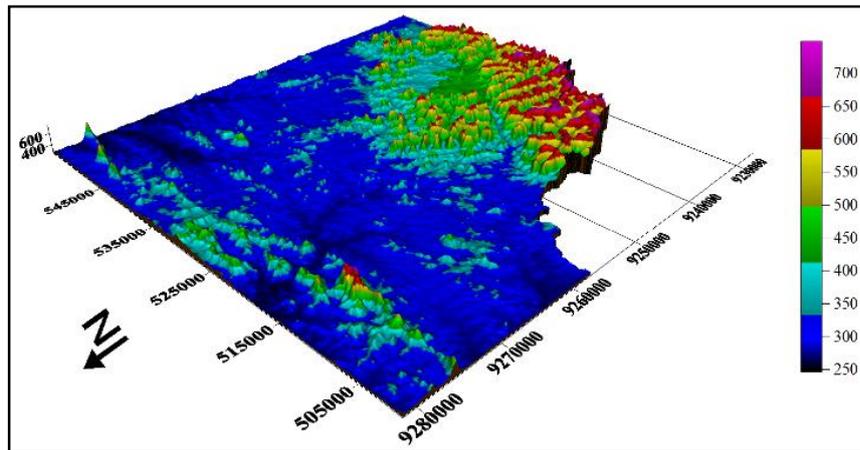


Figura 2- Modelo de superfície 3D com exagero vertical.

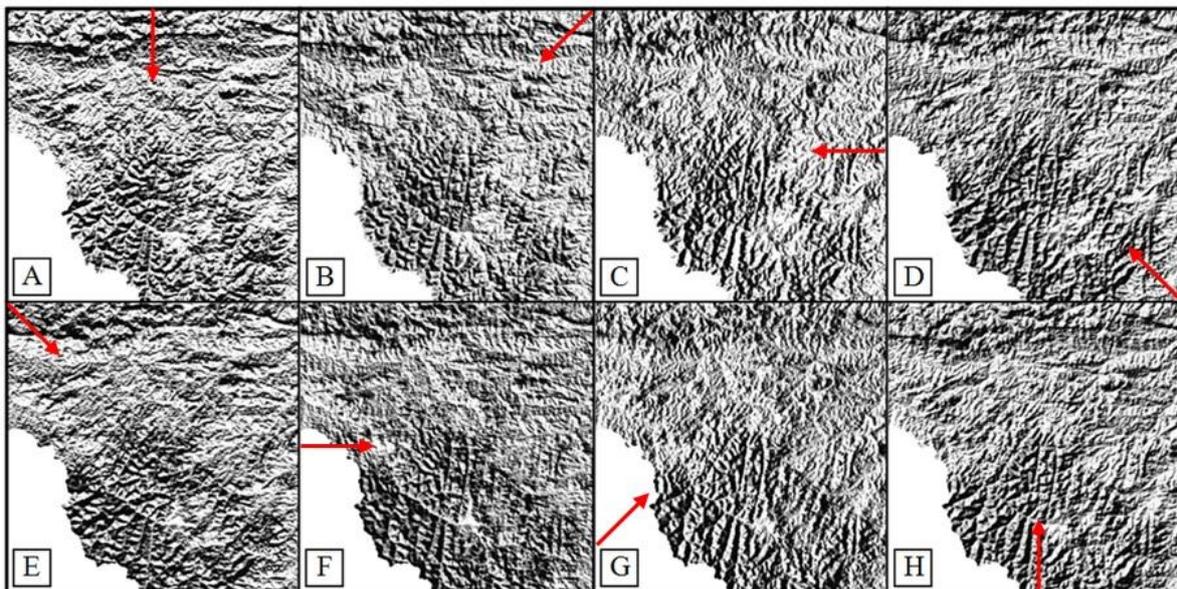
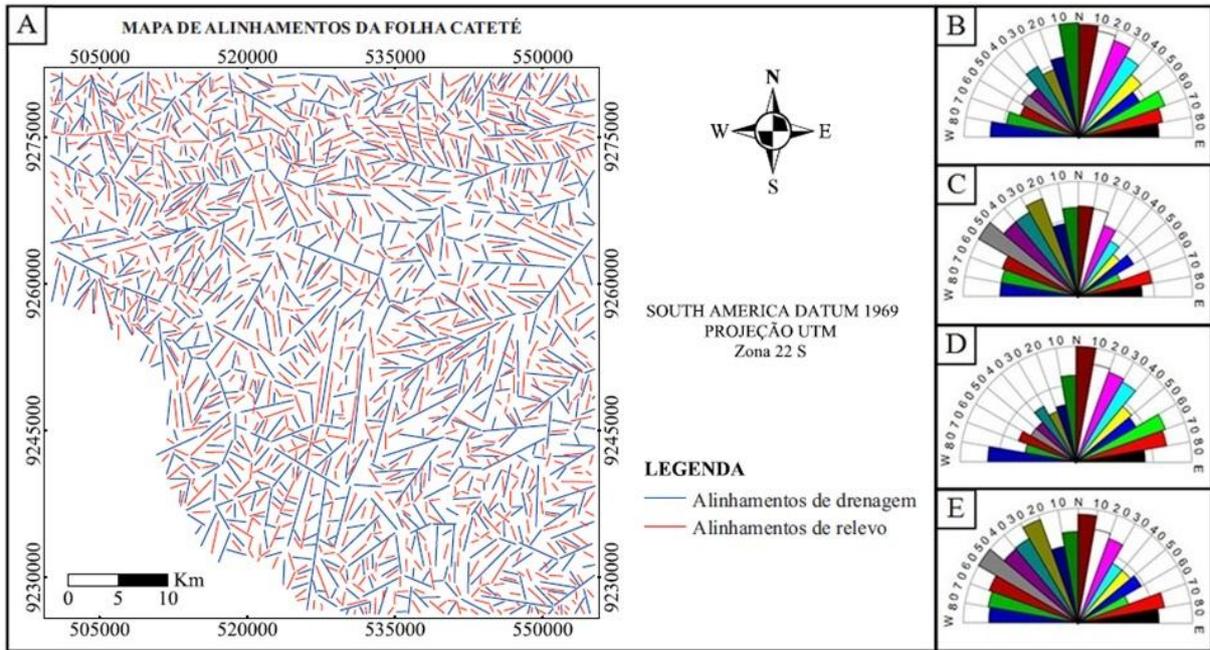
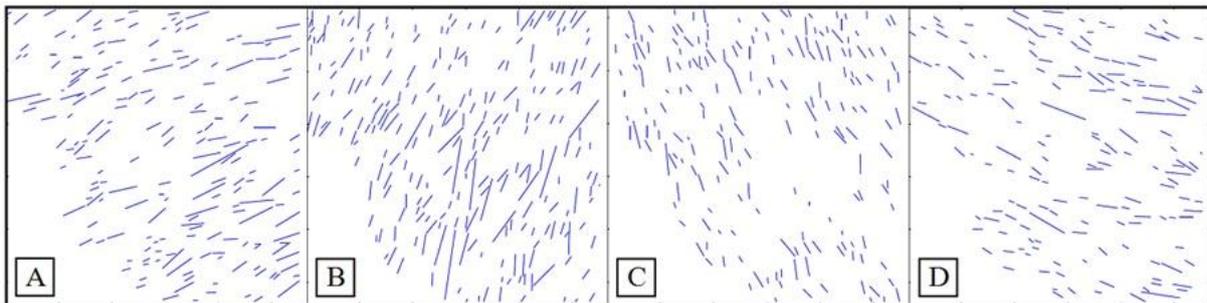


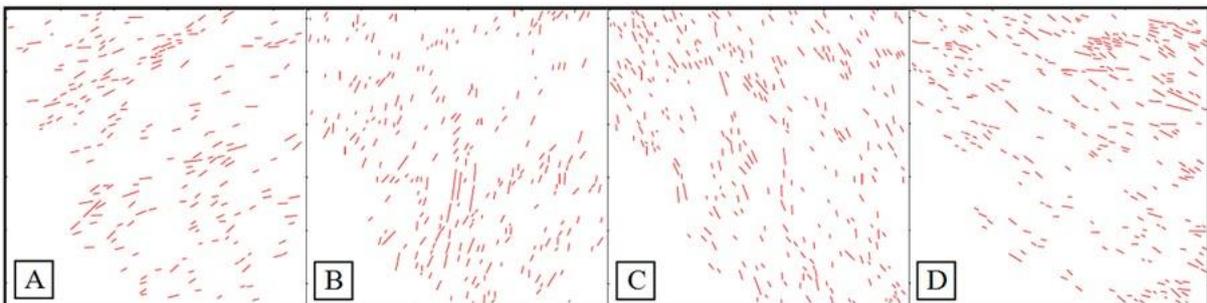
Figura 3-imagens sombreadas com iluminação a partir de diferentes azimutes.



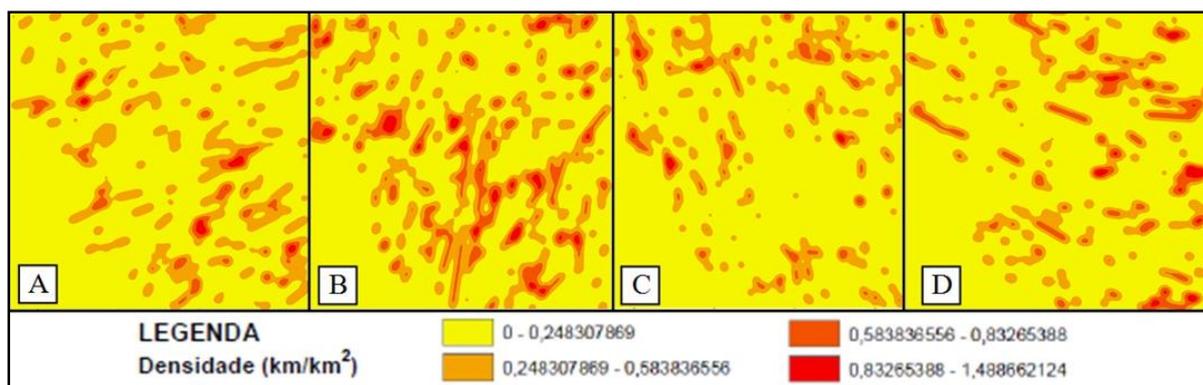
**Figura 4-** (A) mapa de alinhamentos e diagramas de roseta para (B) frequência absoluta da drenagem; (C) frequência absoluta do relevo; (D) comprimento absoluto da drenagem e (E) comprimento absoluto do relevo.



**Figura 5-** alinhamentos de drenagem classificados a partir dos seguintes intervalos de azimutes: (A) 0-45; (B) 45-90; (C) 90-135 e (D) 135-180.



**Figura 6 -** Alinhamentos de relevo classificados a partir dos seguintes intervalos de azimutes: (A) 0-45; (B) 45-90; (C) 90-135 e (D) 135-180.



**Figura 7-** Densidade dos alinhamentos de drenagem classificados a partir dos seguintes intervalos de azimutes: (A) 0-45; (B) 45-90; (C) 90-135 e (D) 135-180.

## CONCLUSÃO

A aplicação de técnicas utilizando dados MDE-SRTM possibilitou extrair as feições morfotectônicas da área de estudo, bem como processá-las estatisticamente, gerando um banco de dados com produtos que facilitam sua análise. Portanto, embora se tenha gerado muitas informações importantes, não foi possível apresentá-las na íntegra, haja vista que isso deixaria este resumo bastante extenso. Os procedimentos para classificação dos alinhamentos em intervalos azimutais, bem como a geração de mapas de densidades e dados estatísticos se mostraram bastante eficientes no sentido de facilitar sua quantificação, descrição e análise.

Quanto à utilização dos SIGs, a manipulação dos dados MDE-SRTM na referida área de estudo aconteceu de maneira satisfatória, corroborando a ideia de que é possível utilizar estes dados para gerar produtos que enriquecem a análise morfoestrutural, tornando-a mais eficiente, prática e rápida, adotando técnicas de geoprocessamento.

As técnicas utilizadas neste trabalho não sugerem modo algum a substituição dos trabalhos clássicos de campo, pelo contrário, este ainda continua sendo de fundamental importância para os estudos geológicos aqui discutidos e combinar técnicas de geoprocessamento com trabalhos de campo otimiza os resultados do estudo.

## REFERÊNCIAS

- Jordan, G. *et al.* Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International journal of applied earth observation and geoinformation* 7 (2005), p. 163-182.
- Corrêa A. C. B.; Fonsêca D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional-MG. Recife: UFPE - DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO n. 1, Set. 2010.
- Oliveira, D. B. *et al.* Elaboração de uma mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM em uma área ao norte do rio doce, ES. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 4157-4163.

## FOTOINTERPRETAÇÃO DE PARTE DA FOLHA ALDEIA TOMÁZIA (1:100.000) COM ENFOQUE EM ESTUDOS DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO YPACARAÍ, NA REGIÃO OESTE DO MATO GROSSO DO SUL, SUL DO CRATON AMAZÔNICO

Mateus Moura Agostta<sup>1</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>3,4</sup>Hálleph; Antonio Campos Mariano<sup>1</sup>; Rafael Ferreira Cabrera<sup>2</sup>;  
Isaac Siles Malta<sup>1</sup>; Bruna Coldebella<sup>1</sup>

Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia/UFMT, email: mts.mra.agt@hotmail.com;

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT;

<sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>4</sup> Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia em Geociências da Amazônia (GEOCIAM); <sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica

### INTRODUÇÃO

A região estudada está localizada no oeste do Mato Grosso do Sul, a norte da Serra da Alegria e pertence ao Terreno Rio Apa, Sul do cráton Amazônico.

Este trabalho trata-se da fotointerpretação de parte da Folha Aldeia Tomázia, com objetivo em fazer uma análise fotointerpretativa de um terreno definido por serras alinhadas complexamente arranjadas e por zonas de aplainamento definindo um relevo típico do pantanal sulmatogrossense. Espera-se com os dados obtidos, subsidiar a cartografia geológica na escala 1:100.000, definindo o arcabouço estratigráfico e estrutural da área enfocada.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Terreno Rio Apa representa um prolongamento do Cráton Amazônico, compreende um segmento crustal-paleoproterozóico, exposto em área restrita do sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul, limite com o Paraguai, e constitui o embasamento da faixa Paraguai nesta porção do cráton. Limitado a leste por rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Corumbá (Serra da Bodoquena) e a oeste está coberto por sedimentos cenozóicos da bacia do Pantanal.

O Grupo Amolar, pertencente à Província Sunsás/Aguapeí, foi primeiramente descrito por Lacerda Filho *et al.* (2006), está localizada a norte da cidade de Corumbá nas margens do Rio Paraguai, no extremo noroeste do estado. Ocorre como estreitas faixas, e é composto por metagonclomerados, xistos, quartzitos e filitos.

O Grupo Ypacaraí(Cabrera et al., neste volume) representa uma sequência metasedimentar depositada em discordância sobre os gnaisses tipo Porto Murtinhoe granitos e efusivas da SupersuíteAmoguijá.

O Grupo San Luis (Wiens, 84) é correlato ao Grupo Ypacaraí,foi definido e descrito no Paraguai por (Wiens, 84).

### METODOLOGIA

O presente resumo foi desenvolvido através da utilização de programas de tratamento de imagens, como o software ArcGIS 10.0 para análise de imagens de satélite e confecção do mapa de zonas homólogas apresentado, com auxílio do software CorelDRAW X6.

### RESULTADOS

No mapa em anexo está apresentado os resultadosda análise e interpretação da imagemde satélite. Foram traçadaas zonas homólogas, os lineamentos, a drenagem e determinado os padrões de drenagens. Os lineamentos evidenciam as cristas dos morrotes/colinas, falhamentos, possível mudança de litologia, entre outras superfícies de descontinuidade. Foi possível distinguir 5 zonas homólogas, caracterizadas a partir dos padrões de lineamentos, padrão de drenagem e de textura.

As zonas homólogas 1 e 2 possuem lineamentos de direção preferencial NW-SE, sendo que a zona homóloga 2 possui maior densidade de lineamentos devido suas cristas estarem mais dobradas. A zona homóloga 3, menos espressiva na área, tem sua continuidade mais a sul. A zona homóloga 4 foi definida pelo padrão de drenagem, são os possíveis depósitos aluvionares, sedimentos recentes depositados nas calhas dos rios. A zona homóloga 5 foi definida como a parte arrasada da área, a planície, provavelmente é a cobertura da Formação Pantanal.

Quanto à textura foi possível analisar três variações. A zona homóloga 1 e 3 apresenta textura intermediária devido a algumas ondulações do relevo; a zona homóloga 2 apresenta textura rugosa, com muitos dobramentos; a zona homóloga 5 apresenta textura lisa, identificada pelas planícies.

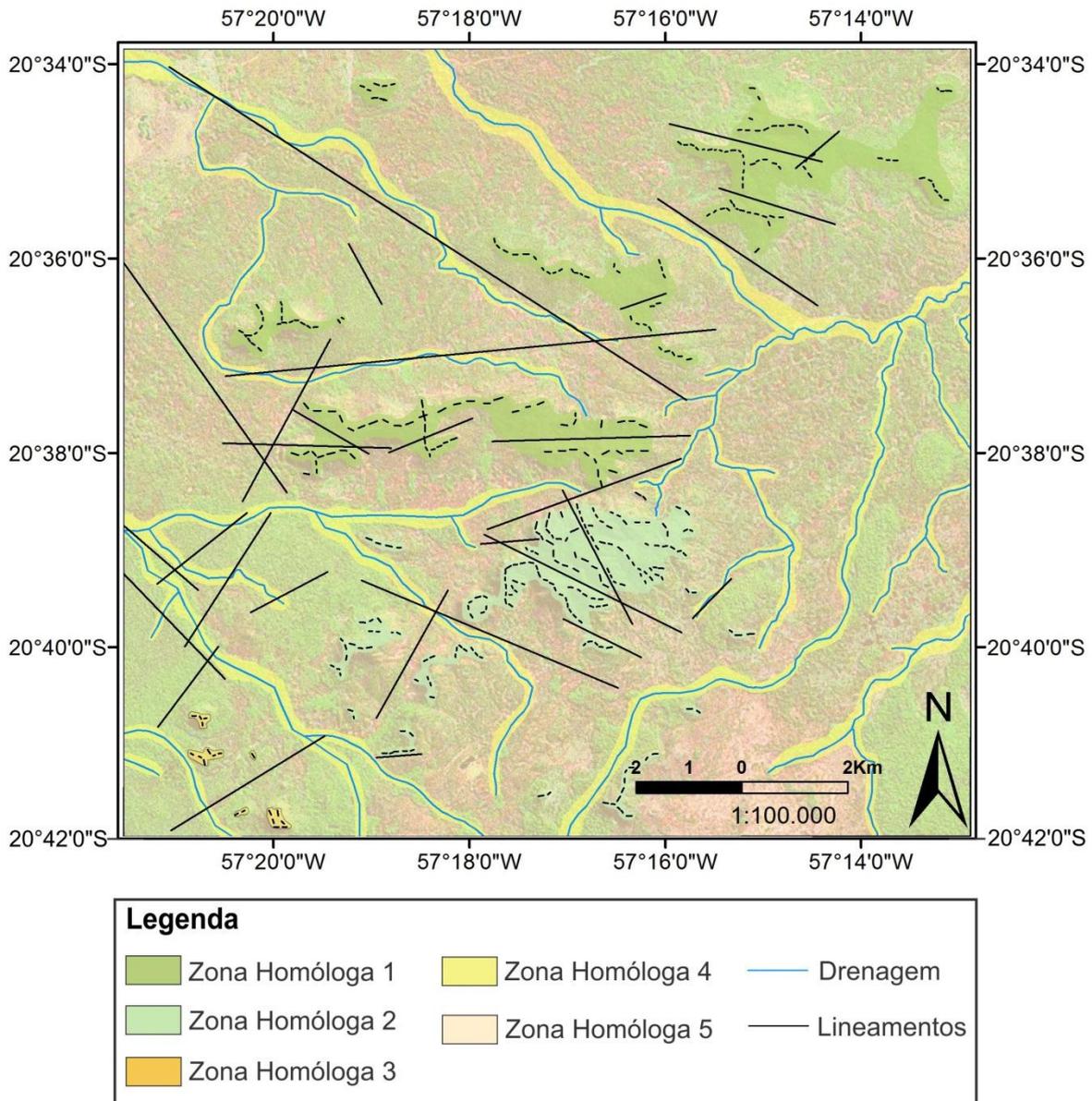


Figura 8- Mapa de Zonas Homólogas da região da fazenda Ponto Alto e Fazenda/Morro Arara, município de Porto Murtinho MS.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho apresenta uma análise preliminar com análise bibliográfica e fotointerpretação de parte da Folha Aldeia Tomázia, oeste do Mato Grosso do Sul, na região da Fazenda Ponto Alto e Fazenda Arara.

Pode-se fazer, a princípio, as seguintes correlações entre as zonas homólogas e as unidades litoestratigráficas reconhecidas nessa região investigada: Zonas Homólogas 1 e 2, Grupo Ypacaraí; Zona Homóloga 3, Formação Serra da Bocaína; Zona homóloga 4, Aluviões Atuais e Zona Homóloga 5, Formação Pantanal.

Ainda será realizada uma etapa de campo para confecção de um mapeamento geológico sistemático na escala 1:100.000.

## REFERÊNCIAS

Cabrera, R. F. & Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME.

Plens, D. P. 2012. Geologia da Região da Serra da Esperança - Porto Murtinho (MS): Ênfase no Granito Cerro Porã do Arco Magmático Amoguijá – Sul do Cráton Amazônico. Dissertação de mestrado, Programa de Pós Graduação em Geociências do Instituto de Ciências exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Marques M. V. & Arantes, P. R. 2010. Caracterização Geológica da Serra da Esperança no Parque Natural Municipal da Cachoeira do Apa-Murtinho – MS. Trabalho de conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Ruiz, A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 14-245p.

Wiens, F. 1984. El PrecámbricoParaguayo. In: SIMP. NAC.DE GEOL. Resumen. Asunción.

## RESULTADOS DE GEOFÍSICA TERRESTRE EM ALVOS MINERALIZADOS PARA ELEMENTOS TERRAS RARAS, REGIÃO DE CAMPOS NOVOS, RORAIMA

Miquéas Barroso da Silva<sup>1</sup> (*miqueas.silva@cprm.gov.br*), Marcelly Pereira Neves<sup>1</sup> (*marcelly.neves@cprm.gov.br*); Antonio Charles Silva Oliveira<sup>1</sup> (*charles.oliveira@cprm.gov.br*), Ulisses Antonio Pinheiro Costa<sup>1</sup> (*ulisses.costa@cprm.gov.br*), Marcelo Esteves Almeida<sup>1</sup> (*marcelo.esteves@cprm.gov.br*); Lucy Takehara<sup>2</sup> (*lucy.chemale@cprm.gov.br*); Diogo Alves de Sordi<sup>2</sup> (*diogo.sordi@cprm.gov.br*); Denis Ern Silveira<sup>3</sup> (*denis.silveira@cprm.gov.br*)

SGB/CPRM - (1) Manaus; (2) Brasília (3) Salvador

### INTRODUÇÃO

O Estado de Roraima, anteriormente recoberto por levantamentos com linhas de vôo espaçadas de 2000 metros (baixa resolução), tem sido alvo de vários levantamentos aerogeofísicos de alta densidade de dados nos últimos anos, cujo espaçamento de linhas de vôo é de 500 metros. Atualmente o estado está praticamente todo recoberto por aerogeofísica considerada de alta resolução, o que possibilitou a identificação de inúmeros alvos com elevado potencial para mineralização de ETR, foco principal deste estudo. A área em apreço compreende a Folha Ajarani (NA-20-X-C-VI), que está completamente inserida no Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima-Uraricoera, realizado no ano 2000 (Figura 1), e tem sido alvo de inúmeros estudos, no que diz respeito a ocorrências de rochas com potencial para mineralizações de fosfato e terras raras, além de rochas ornamentais. O estudo apresentado neste resumo faz parte do Projeto Elementos Terras Raras, realizado pela CPRM na área central do Estado de Roraima, este trabalho apresenta os resultados da geofísica terrestre (magnetometria e gamaespectrometria) de dois alvos para ETR, individualizados a partir de interpretações de dados aerogeofísicos e dados geológicos de superfície e tem o propósito de caracterizá-los do ponto de vista geofísico, de modo a tornar possível a sua integração com o levantamento geológico/geoquímico, identificando assim áreas anômalas e com maior potencial.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O contexto geológico da área de estudo compreende o domínio Cinturão Guiana Central, o qual é composto por um embasamento paleoproterozóico formado pelas unidades (1) Suíte Metamórfica Rio Urubu, que é constituída por ortognaisses e metagranitoides (Fraga et al. 2000, Fraga & Araújo 2000a) e (2) Suíte Intrusiva Serra da Prata, constituída por corpos charnoquitoides (Fraga 2002). Este embasamento apresenta-se intrudido pelas unidades mesoproterozóicas: (3) Anortosito Repartimento (c.a 1.527 Ma), representado por corpos intrusivos de composição anortosítica; (4) Gabro Caracará (c.a 1.646 Ma) representado por corpos intrusivos de composição gabroica e a (5) Suíte Intrusiva Mucajá (c.a 1.544 Ma), que é constituída por granitos rapakivi e rochas associadas. No Fanerozóico instalou-se o rift Tacutu, seguido das intrusões de corpos alcalinos mesozóicos da (6) Suíte Alcalina Apiaú. Por fim, no Cenozóico estas rochas sofreram alteração supergênica, desenvolvendo um manto de intemperismo frequentemente observado na região, com crostas lateríticas. A Figura 2 representa muito bem o arcabouço geológico regional descrito anteriormente, mas não engloba completamente a área de estudo, nesta esta representada em vermelho duas folhas 1:50.000 da área em questão.

### METODOLOGIA DE TRABALHO

O estudo aerogeofísico destacou vários alvos como favoráveis para mineralizações de ETR, os quais apresentam valores gamaespectrométricos elevados nos três radioelementos (K, The U) e características magnéticas encobertas por zonas que apresentam manifestação de diques coincidentes com lineamentos regionais de direção NE-SW. Dentre os vários alvos, foram selecionados dois deles (A e B), para o detalhamento geológico/geoquímico e levantamento geofísico terrestre.

O trabalho de levantamento geofísico terrestre compreendeu medidas magnéticas e gamaespectrométricas ao longo de picadas abertas sobre os dois alvos supramencionados. O trabalho foi orientado segundo duas malhas de amostragem de dados distintas: a primeira (alvo A) com uma linha base com 4,8 km de extensão, seccionada por duas transversais de dimensões 4,7 km e 7,6 km respectivamente. A segunda (alvo B) contém uma linha base com 10,7 km de extensão, seccionada por duas transversais de 5,5 km. As amostragens geológicas/geoquímicas foram balizadas e espaçadas a cada 50 m, servindo de

orientação para as medidas geofísicas magnéticas. As medidas gamaespectrométricas foram realizadas pontualmente, em cada estação geológica/geoquímica, na função "assay" por um período de cento e vinte segundos, e simultaneamente, foram realizadas medidas na função "survey" para gerar perfis contínuos ao longo das picadas que compreendem os alvos. Os dados obtidos durante o levantamento geofísico terrestre foram interpolados pelo método de mínima curvatura, fazendo uso de rotinas pré-estabelecidas pelo software *Oasis Montaj V. 8.0 da Geosoft* e apresentados em forma de *grids* com distribuição de cor, nos quais as cores mais quentes (tons de vermelho) correspondem as maiores concentrações e as cores mais frias (tons de azuis) àquelas de menores concentrações.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Ao longo do trabalho desenvolvido sobre o Alvo A, foram obtidos valores de concentração de Th variando no intervalo entre 7,3 a 987,2 ppm. A maior concentração deste radioelemento compreende a linha transversal 1 e uma pequena parte da Linha Base próximo a intersecção com esta transversal. A concentração média totaliza 81,65 e o ponto máximo de concentração observado neste alvo que compreende o valor de 987,2 ppm, localizada na posição central da linha base (Figura 3). A concentração do U varia no intervalo entre 0,91 a 33,76 ppm a região de maior concentração é coincidente com os valores anômalos identificados para o Th, assim como seu pico máximo. O K não apresenta valores elevados, mas as suas maiores concentrações encontram-se na mesma região dos demais radioelementos, restringindo-se porém à linha base; Já os dados magnéticos das regiões consideradas anômalas não possuem relação com as rochas com características mais magnéticas.

Avaliando de forma similar, o Alvo B apresenta as maiores concentrações dos radioelementos Th e U na intersecção da transversal 1 com a linha base. De forma discreta, o K também possui seus maiores valores nessa mesma região. Assim como no alvo A, os dados magnéticos parecem não se relacionar com as anomalias gamaespectrométricas, embora vale ressaltar a importância de uma análise mais cuidadosa na anomalia magnética localizada na intersecção da transversal 2 com a linha base.

O ponto máximo de concentração observada nos radioelementos do alvo A, é resultante de uma rocha sienítica, lateritizada, favorecendo o enriquecimento nesses elementos, sobretudo Th. Já o ponto máximo do alvo B (1470,60 ppm), que é superior ao do alvo A, é resultante de um solo inconsolidado de coloração marrom, cuja rocha mãe não foi identificada. Esses indícios fornecem boas perspectivas para rochas hospedeiras da mineralização de ETR, porém outros estudos sobre estes alvos devem ser adicionados, como os resultados de análises químicas e petrográficas que auxiliarão na definição de áreas com maior potencialidade metalogenética.

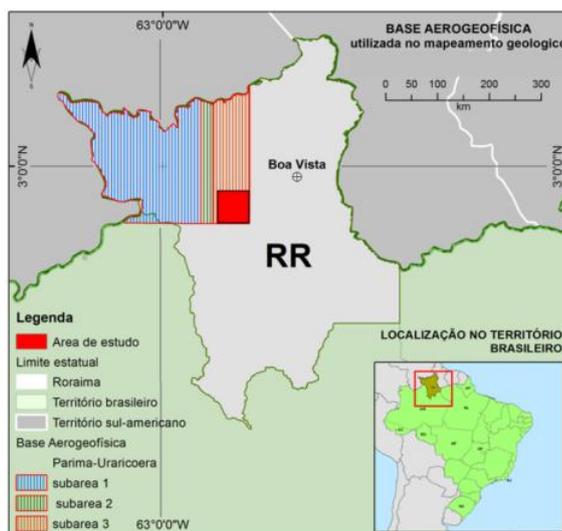


Figura 1 – Mapa de localização do Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima Uraricoera destacando em vermelho a folha Ajarani.

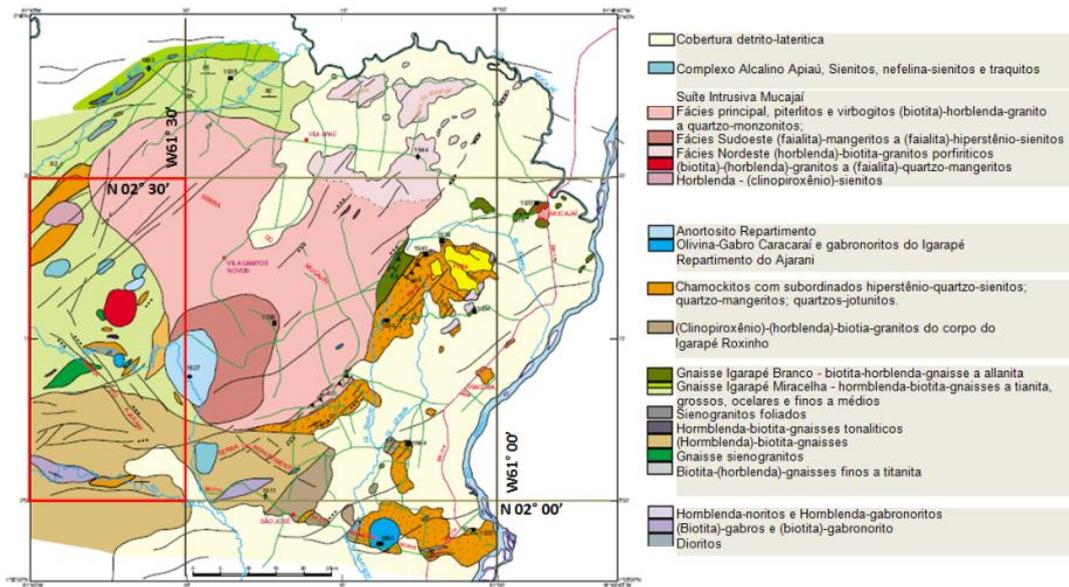


Figura 2 - Mapa geológico extraído de Fraga (2002), destacando parte da área de estudo.

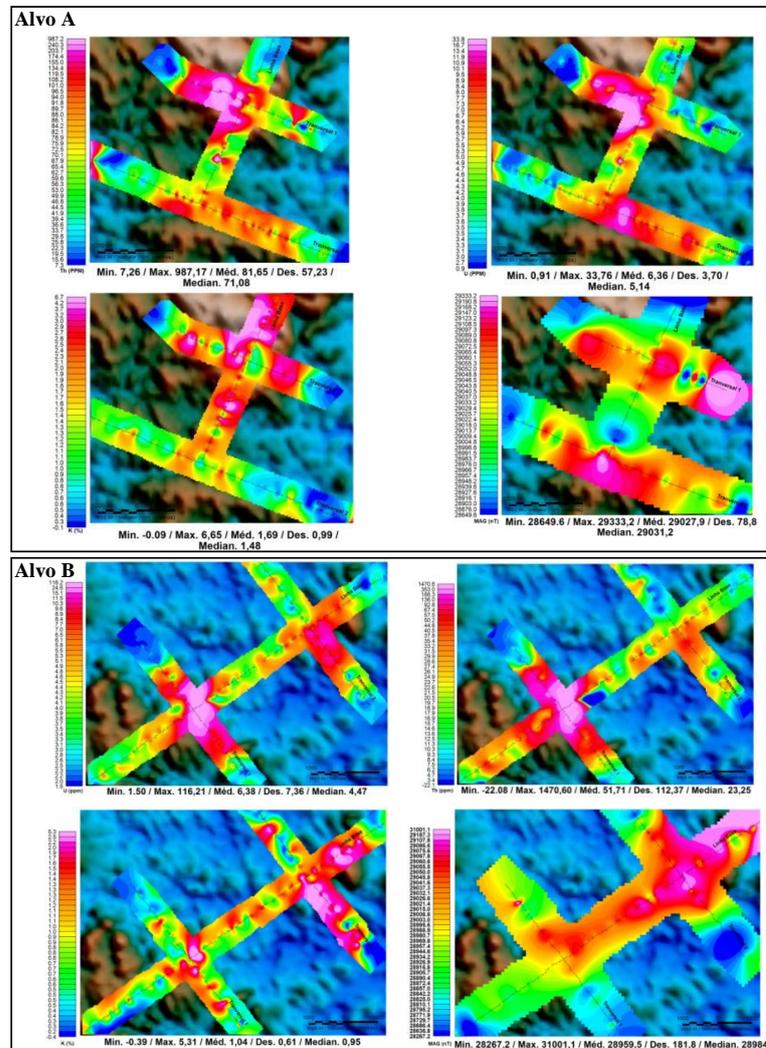


Figura 3 - Imagens dos grids obtidos nos alvos A e B pelo método de interpolação de *mínima curvatura* dos dados radiométricos Th, U e K e dados magnéticos, dispostos sobre o modelo digital do terreno e representação da estatística dos dados.

## REFERÊNCIAS

- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima Uraricoera: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Manaus: Lasa Prospecções, 2000. 15 v. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- Fraga, L.M.B.; Araújo, R.V.; Haddad, R.C. Suíte Metamórfica Rio Urubu. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/ SUREG-MA, p. 38-48. 1CD-ROM. 2000a.
- Fraga, L.M.B. & Araújo, R.V. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/ SUREG-MA, p. 83-89. 1CD-ROM. 2000.
- Fraga, L.M. A Associação Anortosito – Mangerito – Granito Rapakive (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002, 351 p.

## ANÁLISE TECTÔNICA DA BACIA DO TACUTU-RR, POR MEIO DE FOTOINTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA EM IMAGENS DE SENSORES REMOTOS E LEVANTAMENTOS EM CAMPO

Pedro Yuri Saraiva Hahn<sup>1</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2</sup>, Luiza Câmara Beserra Neta<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Acadêmico do curso de graduação em Geologia da UFRR, pedro\_yure@hotmail.com; <sup>2</sup>Prof<sup>o</sup>. Dr. do Departamento de Geologia da UFRR, stelio@dgl.ufr.br; <sup>3</sup>Prof<sup>a</sup>. Dra. do Departamento de Geografia da UFRR, luiza@dgr.ufr.br

### INTRODUÇÃO

A Bacia Sedimentar do Tacutu localizada na porção centro-nordeste do Estado de Roraima (Fig. 1) possui um arcabouço estrutural de caráter predominantemente distensivo, correspondente a um rifte intracontinental implantado no Mesozoico. Especificamente essa bacia configura uma geometria de hemigraben inserido na parte central do Escudo das Guianas, em que as principais feições estruturais relacionadas à abertura e reativação do rifte consistem em falhas normais, inversas e transcorrentes, hosts, anticlínios, sinclínios e estruturas imbricadas orientadas preferencialmente a NE-SW (REIS et al., 2003). Com o intuito de contribuir para o conhecimento sobre a evolução tectônica e os principais estilos de deformação, bem como para os estudos prospectivos a serem realizados na região, propôs-se a aplicação da técnica lógico-sistemática para fotointerpretação geológica, a partir de imagens de sensores remotos ópticos, conforme Veneziani e Anjos (1982), com a geração de produtos temáticos em ambiente de SIG (Sistemas de Informações Geográficas), e levantamentos de dados em campo e na literatura.

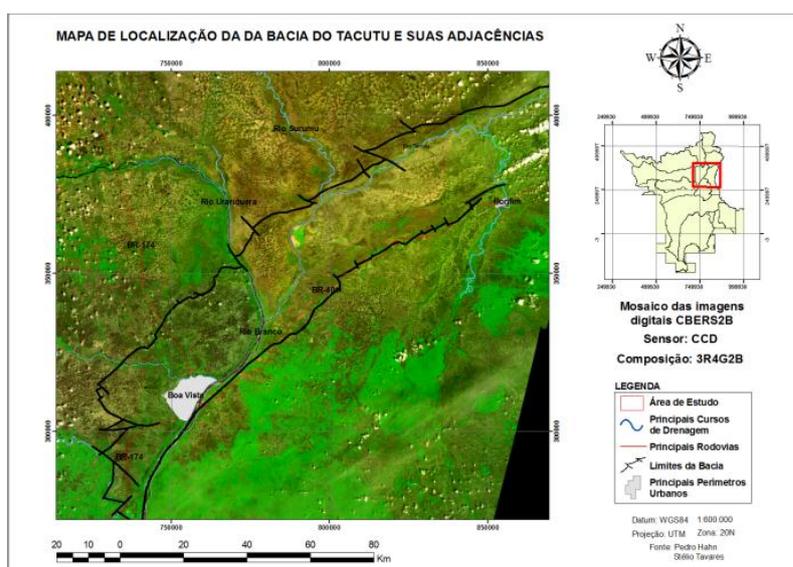


Figura 9 - Mosaico das imagens CBERS2B do sensor CCD na composição 3R4G2B, destacando a localização no território brasileiro da Bacia do Tacutu e suas adjacências.

### METODOLOGIA

Para a elaboração do presente trabalho, foi necessária a aquisição das imagens digitais do sensor óptico CCD/CBERS 2B referentes à região da Bacia do Tacutu e suas adjacências. As imagens digitais foram tratadas primeiramente no aplicativo PCI *Geomatics* 10.2, em que foram submetidas aos processos de correções atmosféricas e geométricas, aumento do realce por meio de operações de contraste linear, conversão para a composição RGB e por fim, foi gerado um mosaico, a fim de obter a cobertura total da área a ser estudada. Posteriormente no aplicativo *SPRING* 5.1.5, foram aplicadas técnicas fotointerpretativas, que consistiram no reconhecimento dos elementos naturais da paisagem (drenagem e relevo), os quais desempenham papel fundamental no desenho da paisagem natural da superfície terrestre, bem como suas disposições refletem a organização estrutural da crosta. Essas feições da superfície do terreno foram vetorizadas e individualizadas, possibilitando então a geração dos mapas temáticos elaborados no aplicativo *ARCGIS* 9.3. Os produtos temáticos consistiram nos mapas da rede de drenagem,

alinhamentos de drenagem, quebras negativas de relevo e zonas homólogas de drenagem e relevo (Fig. 2).

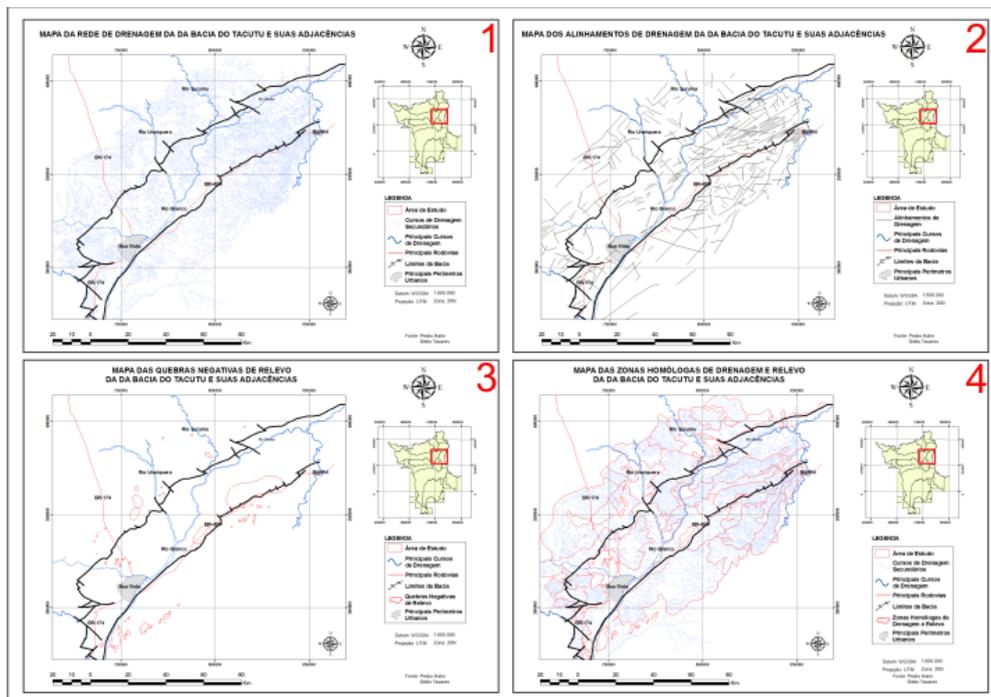


Figura 10 - Mapas gerados por meio de fotointerpretação. 1 - Mapa da Rede de Drenagem; 2 - Mapa dos Alinhamentos de Drenagem; 3 - Mapa das Quebras Negativas de Relevo; 4 - Mapa das Zonas Homólogas de Drenagem e Relevo.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

O mapa geológico gerado (Fig. 3) mostra as principais variações litológicas, bem como a orientação principal das feições estruturais que ocorrem na área de estudo e um limite inferido proposto para a bacia do Tacutu.

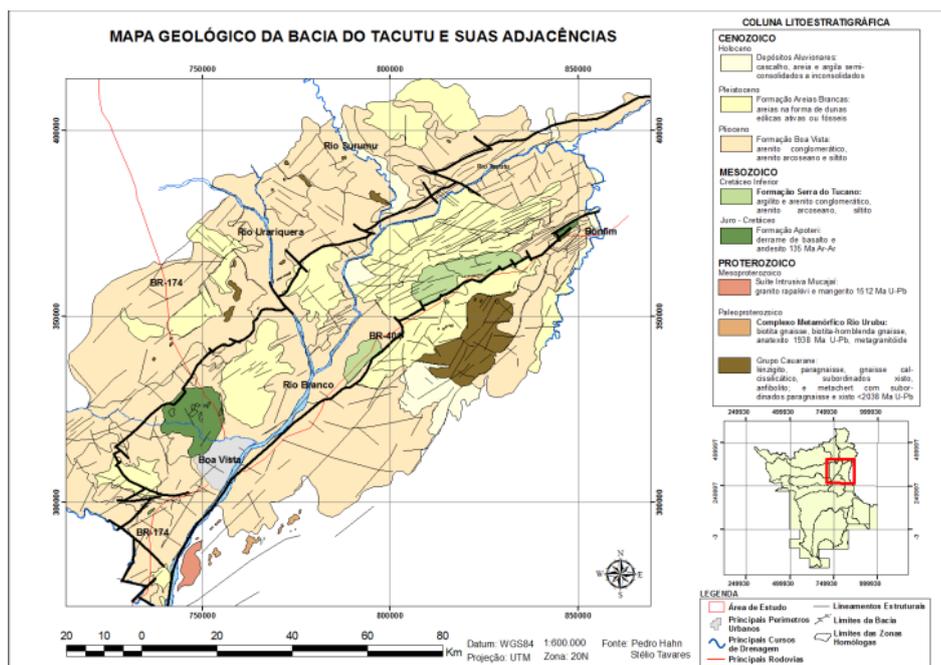


Figura 11 - Mapa Geológico da Bacia do Tacutu.

Foram discriminadas na área mapeada oito unidades litoestratigráficas, cuja nomenclatura foi correlacionada com os dados da CPRM 2004. As unidades compreendem domínios cronológicos distintos que variam desde corpos sustentados por rochas do Paleoproterozoico, representando parte do embasamento da Bacia do Tacutu, corpos do Mesozoico, a exemplo das sequências vulcânicas e sedimentares relacionadas à instalação da bacia e, por fim, uma grande cobertura argilo-arenosa de idade cenozoica.

Os padrões lineagênicos observados no mapa geológico estão diretamente relacionados com estruturas geradas durante a evolução da bacia e linhas de fraqueza nas quais ela se instalou durante o Mesozoico. No embasamento, observa-se um regime deformacional dúctil simples, responsável pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica bem definida, gerada por processos de cominuição dos grãos e recristalização dinâmica.

A foliação milonítica foi distinguida basicamente pela discriminação dos domínios da clivagem e dos microlintons e pelas microestruturas responsáveis pela obliteração das texturas primárias dos protólitos ígneos e metamórficos. Quanto aos indicadores cinemáticos, predominam porfiroclastos rotacionados, dobras de arrasto, dobras parasitas, veios rotacionados e localmente ocorre budinagem associada aos veios.

Os estilos deformacionais relacionados à abertura e inversão da bacia possuem um caráter predominantemente rúptil. No âmbito da área mapeada, as principais feições estruturais observadas em campo são representadas por sistemas de falhas normais com padrão em dominó, falhas inversas relacionadas à *push-ups* (Fig. 4) e zonas cataclásticas geradas em condições de cisalhamento rúptil simples. Devido ao fato de que essas estruturas transpassam os litotipos gerados durante as fases do rifteamento, considera-se que tais estruturas se desenvolveram em condições pós-deposicionais, especificamente durante a fase de inversão da bacia (Mioceno), na qual as estruturas geradas em condições distensivas foram reativadas sob a influência de uma deformação com caráter compressivo.

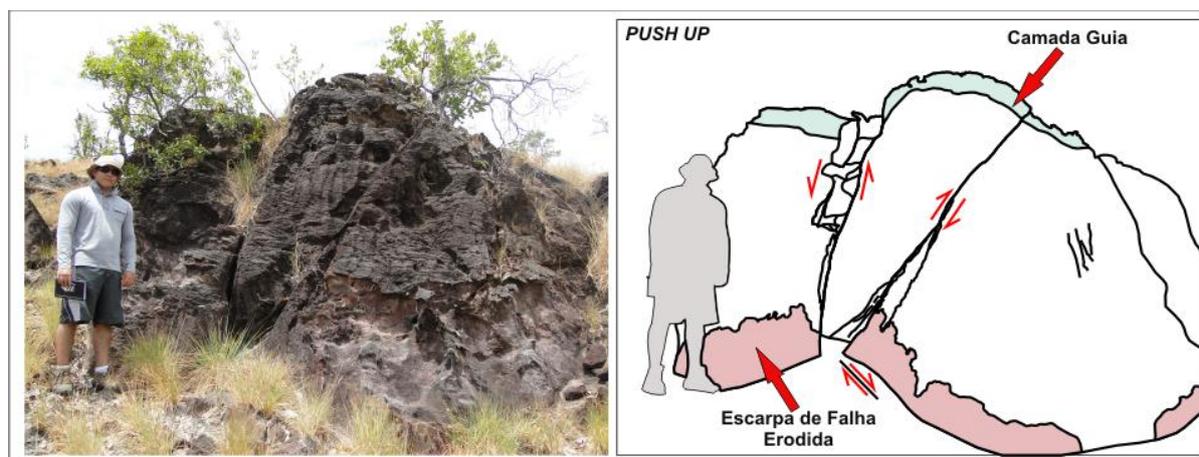


Figura 4 - Estrutura em flor positiva (*push up*), gerada em zonas de cisalhamento rúptil transpressiva com cinemática sinistral oblíqua.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O quadro tectônico descrito no interior da área mapeada é correlacionável a episódios deformacionais conceituados ao longo do Escudo das Guianas. Um desses eventos de deformação é o Episódio K'Mudku em 1.2 Ga (SANTOS, 2006), ou como é representado por outros autores, o evento D2 no Domínio Guiana Central (FRAGA, 2002), que em geral foi responsável pela geração de extensas faixas miloníticas em condições de deformação dúctil simples, caracterizadas por convergências oblíquas (transpressão).

Durante o Mesozóico, ocorreu a fragmentação do supercontinente Pangéia, que cominou na abertura de riftes ao longo dos atuais oceanos Atlântico Norte, Central e Sul, e concomitantes a eles foram gerados riftes abortados continente adentro. O Hemigraben Tacutu está relacionado diretamente à abertura do Oceano Atlântico Central, onde se desenvolveram os sistemas de riftes do Caribe (VAZ, 2007).

Em outro momento, mais precisamente durante o Mioceno, ocorreram reativações no interior do Domínio Guiana Central, nas quais as feições estruturais são características de zonas de cisalhamento

geradas em regime deformacional rúptil simples, ocorrendo estruturas em flor, extensas faixas cataclásticas e intenso padrão de fraturamentos (EIRAS e KINOSHITA, 1988).

A análise estrutural dos afloramentos no interior da área de estudo, permitiu a compreensão de como os eventos deformacionais que ocorreram regionalmente, influenciaram diretamente nos processos evolutivos que envolvem a Bacia do Tacutu. Nesse contexto, destacam-se na área mapeada zonas de deformação rúptil relacionadas à fase de rifte passivo, pelo fato de que os padrões de estruturação descritos encontram-se transpassando os corpos sedimentares mesozóicos gerados durante a abertura da bacia. Esses dados visam à contribuição para os futuros trabalhos de mapeamento geológico, estudos sobre a evolução tectônica e para elaboração de modelos prospectivos à exploração na bacia.

## **REFERÊNCIAS**

- CPRM. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: FOLHAS NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima. Brasília: CPRM, Escala: 1:1.000.000
- Eiras, J.F; Kinoshita, E.M. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.2, n.2, p.193-208, abr/dez 1988.
- Reis, N. J; Fraga, L.M; Faria, M.S.G; Almeida, M. E. A geologia de Roraima. Géologie de la France, Paris, nº 2-3-4, p. 121-134, 2003.
- Vaz, P.T; Wanderley Filho, J.R; Bueno, G.V. Bacia do Tacutu. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.289-297, maio/nov 2007.
- Veneziani, P.; Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos: INPE, 54p. (INPE-2227-MD/014).

## MODELAGEM GEOLÓGICA 3-D NA BACIA DO TACUTU

Pedro Oliva1 (*chira.oliva@gmail.com*); Francisco Eduardo2 (*fess\_jesus@hotmail.com*)

1 Instituto de Estudos Costeiros (IECOS-UFPA, Brasil)  
2 Faculdade de Geologia, Campus de Marabá (UFPA, Brasil)

### INTRODUÇÃO

O interesse geológico pela Bacia do Tacutu surgiu, primeiramente, na porção pertencente a Guiana. No Brasil, incentivada por informações vindas da Guiana, a PETROBRAS promoveu, em 1968, estudos geológicos no estado de Roraima, que conseguiram confirmar a suspeita sobre a continuidade do gráben do Tacutu no país.

As atividades de exploração na Bacia do Tacutu promoveram avanços significativos no entendimento estrutural e tectônico do gráben. Trabalhos desenvolvidos divulgaram um arcabouço sedimentar composto por rochas sedimentares e vulcano-sedimentares (EIRAS; KINOSHITA, 1990), impulsionando a descoberta, no início da década de 90, de óleo não-comercial em rochas basálticas fraturadas datadas do Mesozóico.

A bacia do Tacutu pertence ao grupo dos riftes abortados brasileiros, encontrados ao longo da margem continental e também no interior do continente. É uma bacia relativamente pequena, porém, com grande espessura. Sua sedimentação é essencialmente siliciclástica, com reduzido desenvolvimento de sedimentação marinha.

A Bacia do Tacutu, situada na região de fronteira entre o estado de Roraima e o distrito guianense de Rupunini, estende-se por cerca de 300 km na direção NE e apresenta uma largura que varia entre 30 e 50 km, com área total de cerca de 12.500 km<sup>2</sup>. As estruturas que definem a arquitetura geral da bacia são representadas por feixes de falhas normais NE-SO e por várias falhas transcorrentes NO-SE.

Do ponto de vista geológico esta bacia desenvolveu-se na área central do Escudo das Guianas. O pacote sedimentar e vulcânico preservado no gráben alcança, localmente, mais de 7.000 m de espessura (Eiras et al. 1994).

No lado brasileiro, observa-se um espessamento predominante de noroeste para sudeste, comprovando o forte controle tectônico exercido pelas falhas na borda sudeste, onde estão registrados os maiores rejeitos e, conseqüentemente, a mais espessa coluna sedimentar, característico da geometria assimétrica de um meio-gráben.

A partir do final do Albiano, a região foi caracterizada por relativa estabilidade. Porém, no Mioceno, a bacia sofreu um evento modificador transcorrente que afetou toda a seção vulcânica e sedimentar mesozóica, deformando as estruturas pré-existentes. Com isso, formaram-se dobras, arqueamentos regionais, estruturas “em flor” positiva e reativação de antigos falhamentos (Eiras e Kinoshita, 1988).



Figura 01: Mapa de localização da Bacia do Tacutu.

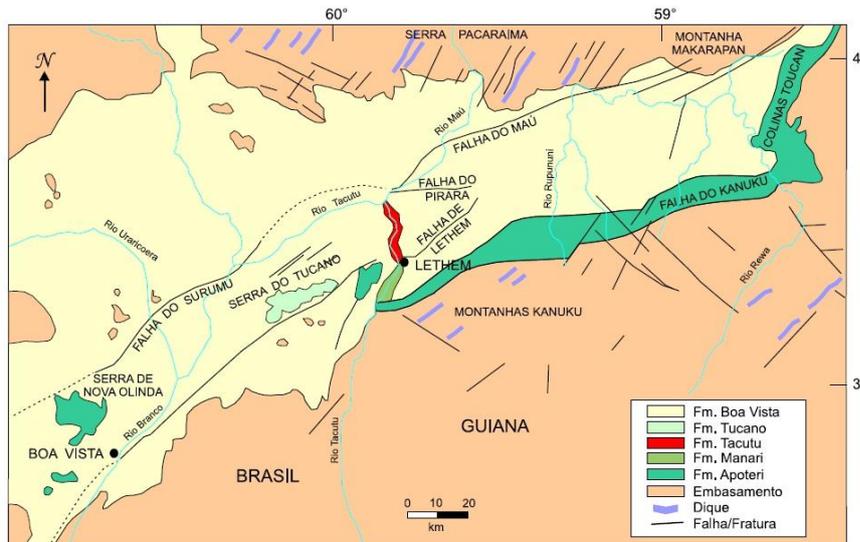


Figura 02: Arcabouço estrutural da Bacia do Tacutu (Gomes da Silva, 2004).

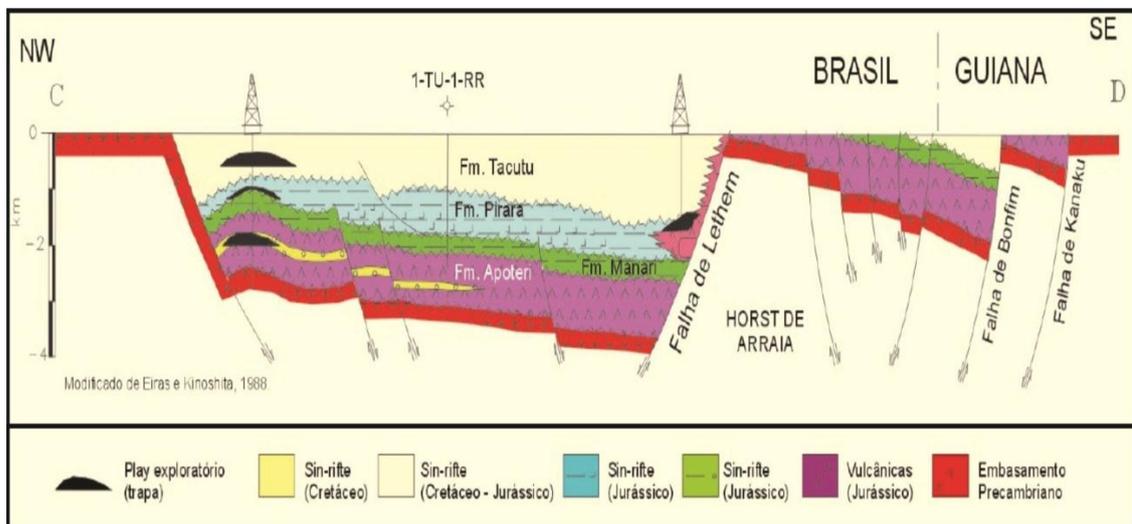


Figura 03: Seção geológica esquemática na Bacia de Tacutu mostrando a sucessão estratigráfica e os altos internos regionais (Eiras e Kinoshita, 1988).

## MÉTODO

Para construir o modelo estrutural da área de interesse foi usado o *Structural Modeling Workflow* do programa GOCAD (Consórcio GOCAD, França). Este fluxo de trabalho constrói um quadro estrutural que inclui, falhas, horizontes, contatos de falhas com falhas e de horizontes com falhas, ajustando e adequando as estruturas para um melhor resultado do modelamento.

Um modelo estrutural é formado por um conjunto de horizontes e de falhas. Quando combinados, estes conjuntos de horizontes e de falhas podem produzir um arranjo estrutural favorável para a formação de reservatórios. O modelo estrutural também pode incluir informações sobre os dados de origem para um horizonte ou falha.

## RESULTADOS

Para a modelagem da bacia do Tacutu foram utilizadas duas linhas sísmicas (204-RL-239 e 204-RL-247). Essa linha foi construída a partir de um conjunto de dados cedidos pela Agência Nacional do Petróleo ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPa), para fins de desenvolvimento acadêmico.

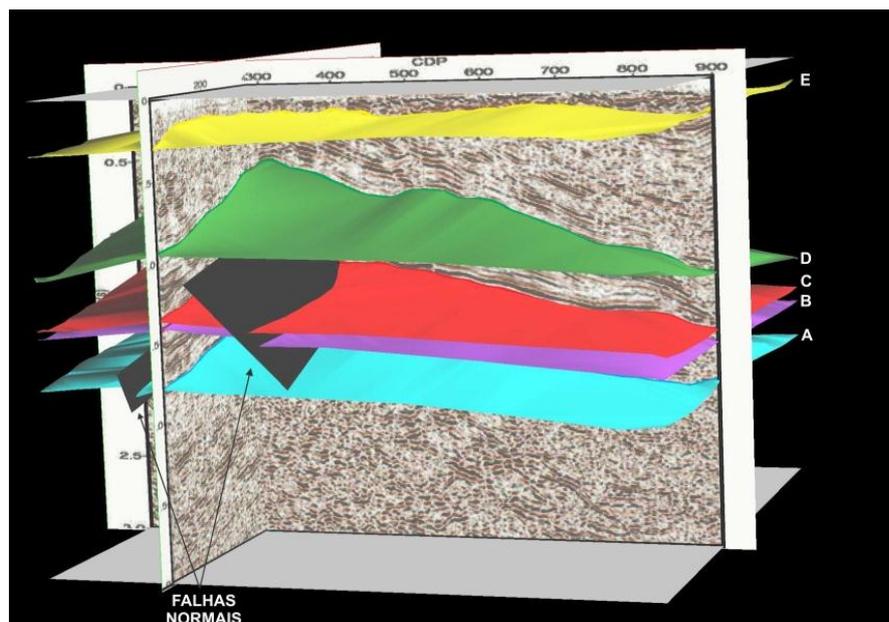


Figura 04: Modelo Estrutural 3-D da área de estudo, mostrando os horizontes demarcados nas linhas sísmicas utilizadas. (A): Topo do embasamento e base da Formação Apoteri (refletor de cor azul); (B): Topo da Formação Apoteri e base da Formação Manari (refletor de cor roxa); (C): Base da Formação Pirara (refletor de cor vermelha); (D): Topo da Formação Pirara e base da Formação Tacutu (refletor de cor verde) e (E): Topo da Formação Tucano e base da Formação Boa Vista.

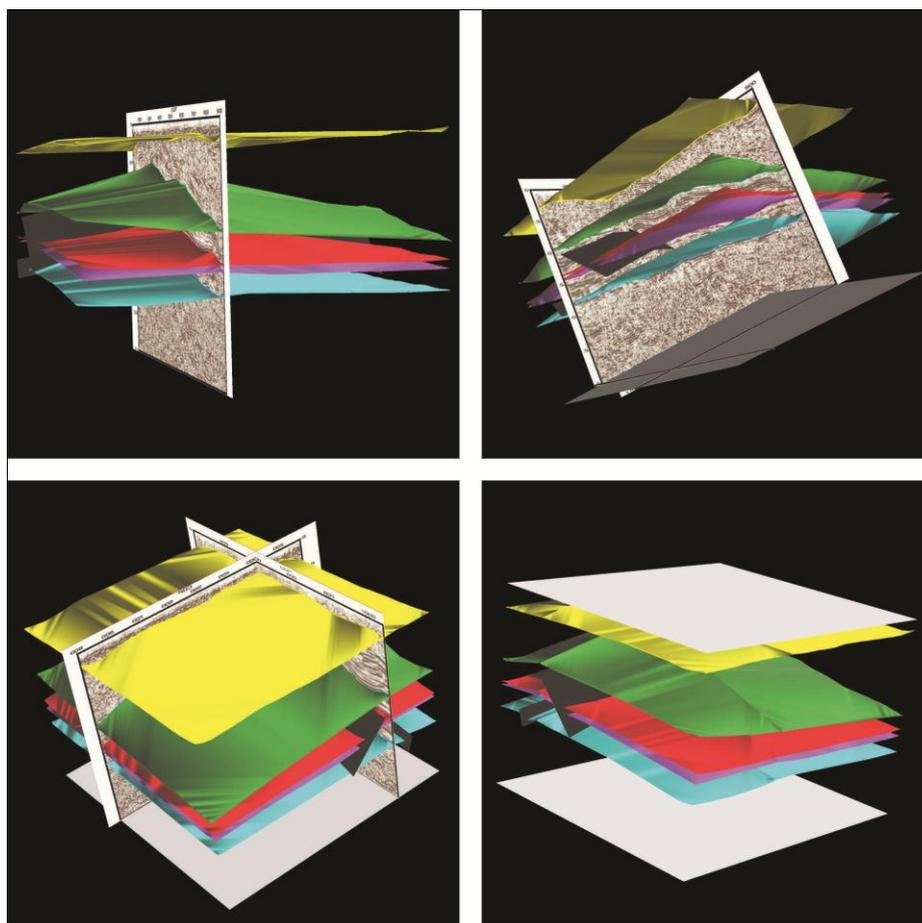


Figura 05: Outras visualizações do Modelo Estrutural 3-D realizado para uma área da Bacia do Tacutu.

## **CONCLUSÃO**

Apresentamos o modelo estrutural de uma área de interesse da bacia do Tacutu. Esse resultado pode contribuir de forma significativa para a compreensão do arcabouço estrutural da bacia, e verificar a eficácia da mesma quanto à geração e armazenamento de hidrocarbonetos.

## **REFERÊNCIAS**

- Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 2, n. 2-4, p. 193-208, abr-dez, Rio de Janeiro. 1988.
- Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: Gabaglia, G. P. R; Milani, E. J. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. 416p. p. 197-220.
- Eiras, J. F. et al. Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. 1987. 111p. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 17-45, jan-mar. 1994.
- GOCAD, 2008, Gocad 2.5.2. user'sguide.: GOCAD consortium (France).
- Gomes da Silva, M. Processamento de dados sísmicos da Bacia do Tacutu. 2004. 147f. Tese (Mestrado em Geofísica), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2004.

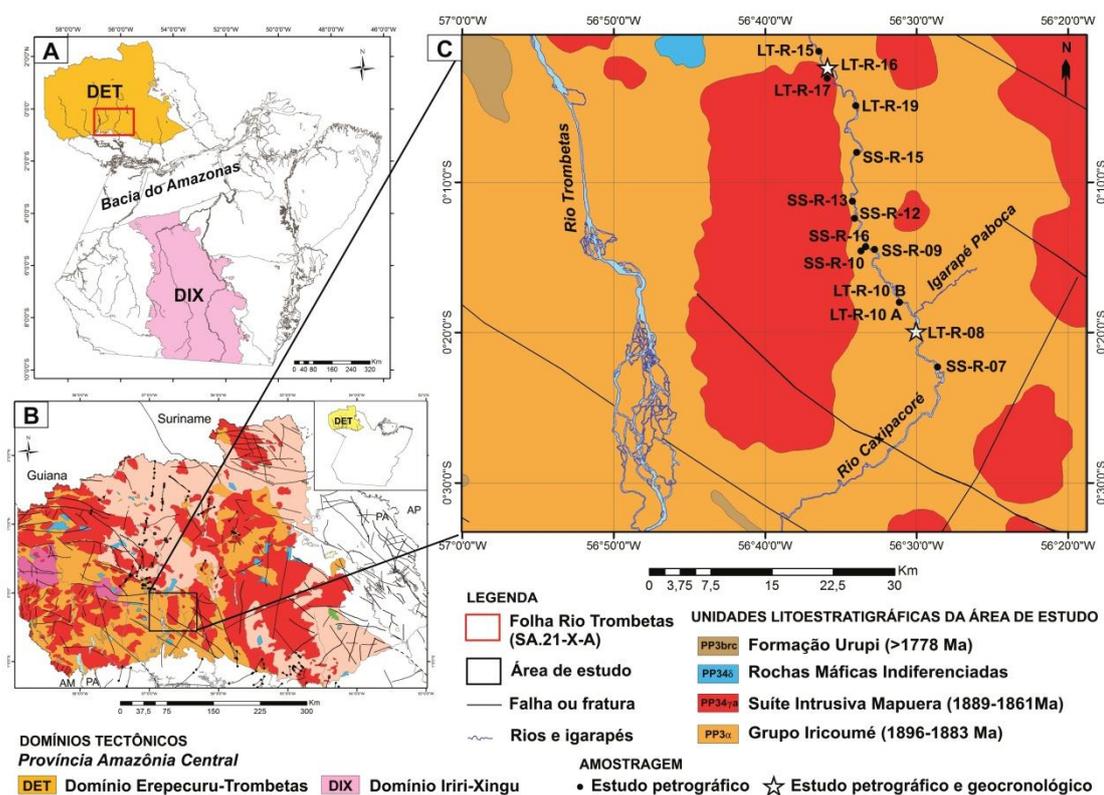
## PETROGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E ASSINATURA GEOFÍSICA DE PLÚTONS GRANÍTICOS NO DOMÍNIO EREPECURU-TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO PARÁ

Rafael Estumano Leal<sup>(1)</sup>, Lúcia Travassos da Rosa-Costa<sup>(2)</sup>, Jean Michel Lafon<sup>(1)</sup>

Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso, e-mail: rafael.leal@ig.ufpa.br, lafonjm@ufpa.br  
CPRM-Serviço Geológico do Brasil, e-mail: lucia.costa@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

As rochas graníticas do noroeste do estado do Pará fazem parte de uma extensa associação vulcano-plutônica paleoproterozoica, exposta na região central do Cráton Amazônico, que define a província geotectônica Amazônia-Central (Santos 2003), a qual é subdividida nos domínios Erepecuru-Trombetas e Irixi-Xingu (Vasquez & Rosa-Costa 2008), localizados a norte e a sul da Bacia do Amazonas, respectivamente. A área desse estudo está localizada no centro-sul do Domínio Erepecuru-Trombetas (Figura 1), na porção noroeste do polígono da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A), cujo mapeamento geológico (escala 1:250.000) está sendo realizado pela CPRM-Superintendência Regional de Belém. Este estudo foi realizado em nível de Trabalho de Conclusão de Curso, vinculado à Faculdade de Geologia da UFPA, com o suporte da CPRM.



**Figura 1** – (A) Domínios geológicos da Província Amazônia Central no Estado do Pará com a localização da Folha Rio Trombetas; (B) Mapa geológico do Domínio Erepecuru-Trombetas com a localização da área de estudo; (C) Unidades geológicas da área de estudo, com a localização das amostras estudadas. Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Quatro unidades litoestratigráficas são reconhecidas na área de estudo (Figura 1 C), sendo as duas mais expressivas, o Grupo Iricoumé, que inclui rochas efusivas, termos hipabissais e rochas piroclásticas, ácidas a intermediárias, (Jorge João *et al.* 1984, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Barreto *et al.* 2013), datadas pelo método Pb-Pb em zircão de dois ignimbritos traquidacíticos e um andesito, com idades de  $1888 \pm 2,5$  Ma,  $1889 \pm 2,0$  Ma e  $1992 \pm 3$  Ma, respectivamente (Barreto *et al.* 2013); e a Suíte Intrusiva

Mapuera, que inclui monzo a sienogranitos e ocasionalmente álcali-feldspato granitos, com características de granitos tipo-A (Jorge João *et al.* 1984, Vasquez & Rosa-Costa 2008), com idades de colocação estimadas entre 1,86 e 1,89, podendo ser correlacionadas aos maciços plutônicos da Suíte Velho Guilherme, no Domínio Iriri-Xingu (Teixeira *et al.* 2002, Pinho *et al.* 2006).

## OBJETIVOS E METODOLOGIA

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar os corpos graníticos aflorantes ao longo do rio Caxipacoré, que em trabalhos anteriores são cartografados como Grupo Iricoumé, a partir do estudo petrográfico, geocronológico e com o suporte da interpretação de imagens aerogeofísicas, cedidas pela CPRM-Belém. Como consequência, será definida a idade do evento magmático e a que unidade litoestratigráfica essas rochas estão relacionadas. A interpretação geofísica foi baseada nos mapas temáticos gamaespectrométricos (canal do Th e mapa ternário). O estudo petrográfico foi realizado a partir da análise de 14 lâminas delgadas e classificação faciológica. Os dados geocronológicos foram obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Kober 1987). As análises isotópicas foram realizadas com um espectrômetro de massa da marca Finnigan MAT262, do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará – Pará-Iso, segundo o procedimento descrito em Barreto *et al.* (2013).

## RESULTADOS OBTIDOS

### PETROGRAFIA

Baseados nas variações texturais e composições mineralógicas, principalmente nos teores modais de minerais ferromagnesianos, cinco fácies petrográficas foram identificadas, a saber: anfibólio-biotita sienogranito, biotita sienogranito, anfibólio-biotita monzogranito, biotita monzogranito e anfibólio-biotita granodiorito.

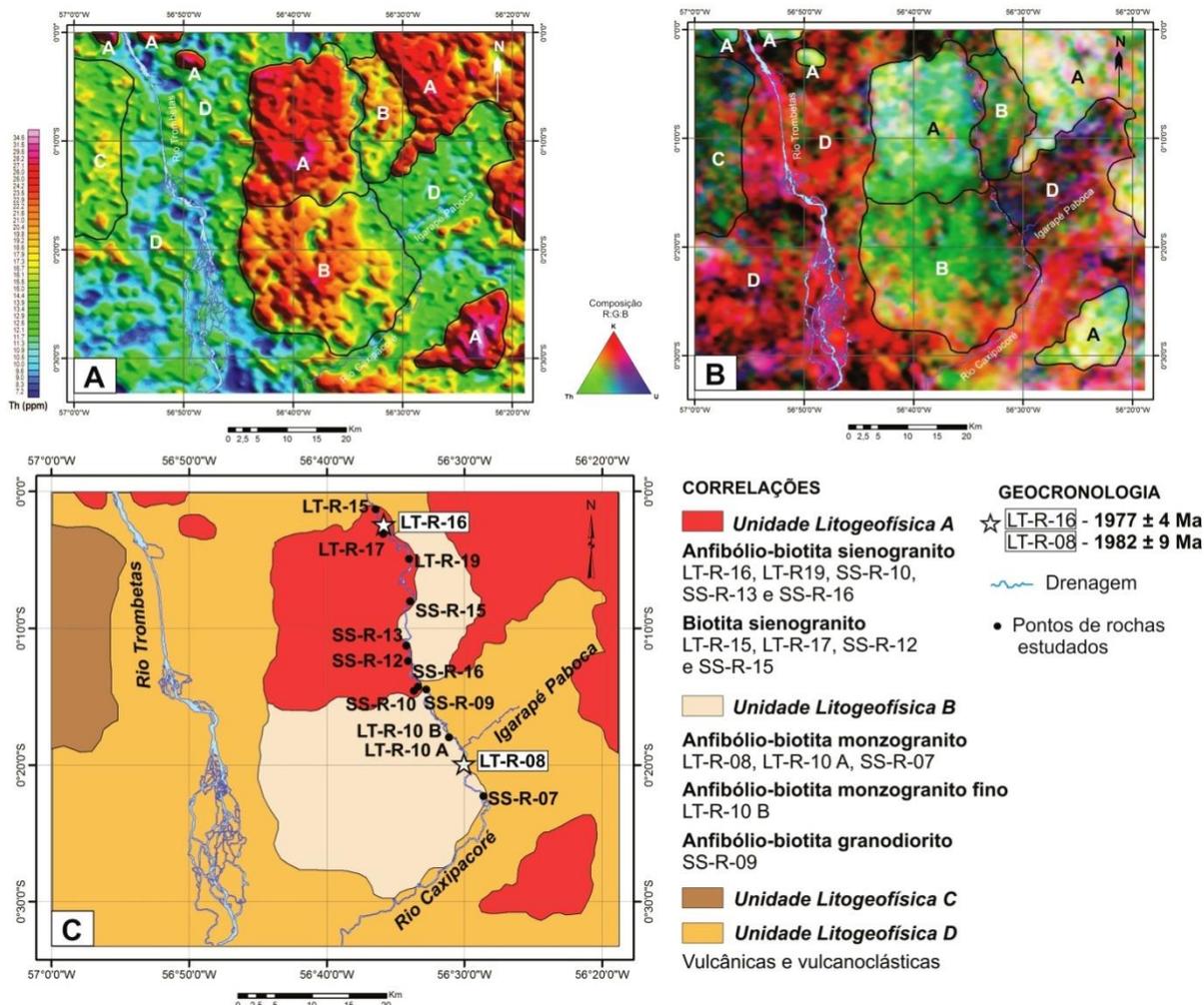
### INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA

A partir da interpretação dos mapas gamaespectrométricos, principalmente o do canal do Th e de composição ternária (Figura 2 A e B), foram identificadas quatro unidades litogeofísicas distintas na área de estudo. A Unidade Litogeofísica A é assinalada pelos valores radiométricos mais elevados no canal do Th (23,5-34,6 ppm), que responde com tonalidades verde-esbranquiçadas no mapa de composição ternária. A Unidade Litogeofísica B é representada por valores radiométricos intermediários no canal do Th (19,2-25,0) e tonalidades esverdeadas a verde-amareladas no mapa ternário. A assinatura da Unidade Litogeofísica C é caracterizada por valores baixos no canal do Th (12,1-19,2) e tonalidades esverdeadas e escuras no mapa de composição ternária. Finalmente, a Unidade Litogeofísica D corresponde aos valores radiométricos mais baixos no canal do Th, no máximo 16,1 ppm, e tonalidades escuras e avermelhadas no mapa ternário.

Foi observado que há uma correlação direta entre fácies petrográficas e unidades litogeofísicas (Figura 2C). As fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita sienogranito, associam-se a Unidade Litogeofísica A, enquanto as fácies anfibólio-biotita monzogranito, anfibólio-biotita monzogranito fino e anfibólio-biotita granodiorito, à Unidade Litogeofísica B.

### GEOCRONOLOGIA

As duas amostras selecionadas para datação por evaporação de Pb em zircão, são um anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16) e um anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08), os quais são relacionados às unidades litogeofísicas A e B, respectivamente (Figura 2 C). A seleção destas amostras para datação teve como objetivo, entender se as variações de assinaturas geofísicas representam apenas variações faciológicas de um mesmo corpo, ou se definem corpos magmáticos distintos, representativos de diferentes unidades litoestratigráficas. Além disso, o estudo geocronológico teve como objetivo definir a que unidades litoestratigráficas estão relacionadas às rochas datadas. Portanto, para a amostra LT-R-16, os dados isotópicos coletados em 5 zircões permitiram o cálculo de um valor médio de  $1977 \pm 4$  Ma (MSWD = 2.7), o qual é interpretado como idade de cristalização do anfibólio-biotita sienogranito. No anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08), 5 cristais forneceram dados isotópicos que permitiram o cálculo de idades bastante variáveis, entre  $1988 \pm 14$  e  $1969 \pm 6$  Ma. Foi calculada uma média de  $1982 \pm 9$  Ma, com elevado MSWD (11,0), que é interpretada como uma idade mínima de cristalização da rocha datada.



**Figura 2** – Mapa do canal do Th (A) e de composição ternária (B), com a delimitação das unidades litogefísicas individualizadas. (C) Correlação das fácies petrográficas e unidades litogefísicas, com a localização das amostras datadas e idades obtidas.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Considerando-se que as idades obtidas nas duas amostras datadas são semelhantes dentro do limite de erros, pode-se supor que estas provêm de um mesmo evento plutônico, ocorrido em torno de 1,98 Ga. Neste caso, as unidades litogefísicas A e B não representam unidades litoestratigráficas distintas, embora possam representar diferentes corpos magmáticos de uma mesma unidade, o que leva à conclusão de que as diferenças de assinatura aerogefísica provavelmente refletem apenas diferenças composicionais/oufaciológicas. Adicionalmente, esta idade indica ainda que o corpo datado não pode ser correlacionado à Suíte Intrusiva Mapuera, e sim representa um evento magmático cerca de 100 Ma mais antigo. Este evento pode ser considerado o correspondente plutônico do evento vulcânico de 1,99 Ga, identificado por Barreto *et al.* (2013), pela datação de um andesito coletado imediatamente a sudoeste do corpo datado neste trabalho.

## REFERÊNCIAS

- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. 2013. Vulcanismo félsicopaleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. São Paulo. Revista Geologia da USP. 13:45-70.
- Jorge João X.S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. Projeto Trombetas-Mapuera: relatório final. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos).
- Kober B. 1987. Single-zircon grain evaporation combined with Pb<sup>+</sup> emitter bedding for <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. Contributions to

Mineralogy and Petrology. 96(1):63-71.

Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. Revista Brasileira de Geociências, 36:793-802.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI L.A., SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, p. 198.

Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SBG/PRONEX-UFGA. Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Anais, p. 28.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L. T. Mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo. Belém, CPRM, 2008. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.

## PULSAÇÕES GEOMAGNÉTICAS MEDIDAS EM BAIXAS LATITUDES MAGNÉTICAS, NA REGIÃO AMAZÔNICA

Vinícius Werneck e Luiz Benyosef.

Observatório Nacional/Grupo de Geomagnetismo

### INTRODUÇÃO

O equador magnético ao contrário do geográfico tem caráter dinâmico e corta o Brasil na região norte. As variações magnéticas registradas em suas proximidades são diferenciadas das outras regiões brasileiras, o mapa abaixo ilustra sua variação entre 1913 e 2013.

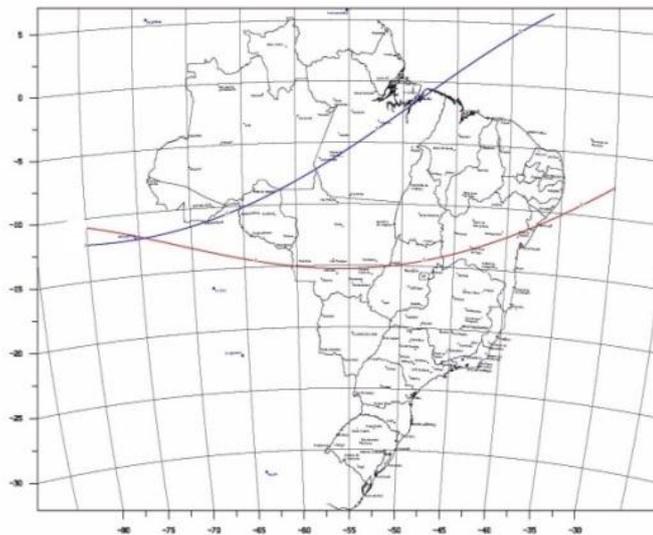


Figura 1: Variação do Equador Magnético entre 1913 e 2013 sobre o território brasileiro. (linha vermelha 2013 e azul 1913) Fonte: Grupo de Geomagnetismo ON.

Uma das principais características desta região é o aparecimento de um fluxo intenso de correntes elétricas situadas cerca de 120 km acima da região do equador magnético e denominado de Eletrojet Equatorial (EEJ=Equatorial Electrojet) que exerce forte influência nas variações especialmente da componente horizontal, nos registros das estações situadas em baixas latitudes magnéticas ( $< 7^\circ$ ). As estações de repetição usadas neste trabalho estão situadas nos estados do Amapá, Pará e Tocantins, de acordo com as coordenadas abaixo:

Tabela 1- Coordenadas geográficas das estações de repetição.

Estação	Estado	Latitude (g/m/s)	Longitude (g/m/s)	Altitude (m)
Centenário	TO	-08 ° 59 36'	-47 ° 12 52'	326
Carmolândia	TO	-07 ° 04 31'	-48 ° 23 01'	236
São Joaquim do Pacuí	AP	00 ° 49 29'	-50 ° 45 31'	26
Goianésia do Pará	PA	-03 ° 50 34'	-49 ° 05 50'	82
Juaba	PA	-02 ° 23 52'	-49 ° 33 30'	10
Tatuoca	PA	-01 ° 12 03'	-48 ° 30 02'	15

A figura 2 abaixo ilustra a distância entre as estações de acordo com a latitude e a longitude mostrando os valores da inclinação magnética de cada estação. A análise comparativa das variações das componentes H e Z é bastante importante para melhor compreender a ação do EEJ na região e a importância da geologia nas variações do campo vertical.

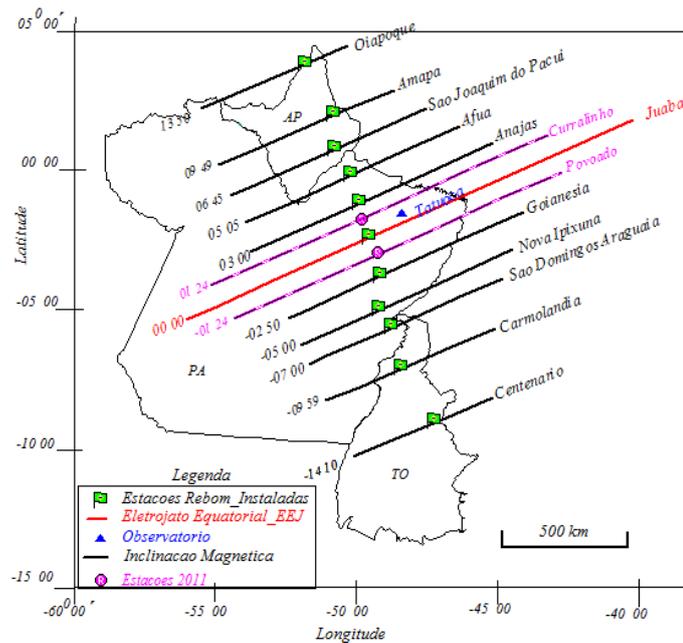


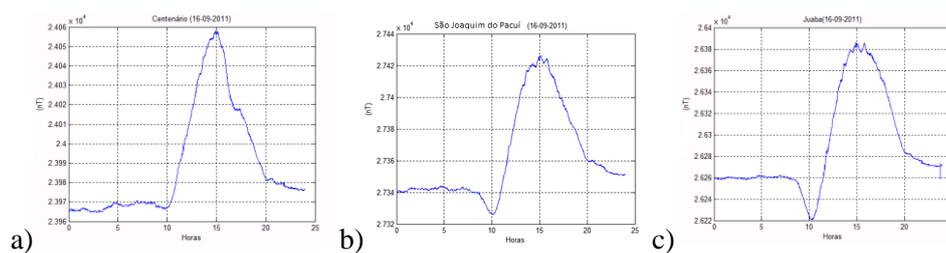
Figura 2 – Localização das estações nos estados e valores de Inclinação Magnética.

### AS ESTAÇÕES DE REPETIÇÃO

Os dados analisados neste trabalho são pertencentes às estações de Centenário, Carmolândia, São Joaquim do Pacuí, Goianésia do Pará, Juaba e Tatuoca e referentes ao mês de setembro de 2008. Para os registros foram utilizados magnetômetros triaxiais, modelo LEMI-417 que registraram as componentes (H, D, Z) do campo geomagnético em cada localidade em período de segundos. Entretanto a comparação foi realizada obedecendo ao padrão da IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), e os dados, tratados no MATLAB, foram reduzidos para o período, padrão, de minuto.

### RESULTADOS

As figuras 3a, 3b e 3c, referentes a um dia magneticamente calmo do período analisado, apresentam morfologias registradas, componente H, nas estações em três estações, sendo uma situada exatamente sob o EEJ (Juaba), uma outra, positiva e situada acima (São Joaquim do Pacuí) e a outra (Centenário) negativa e abaixo do EEJ.



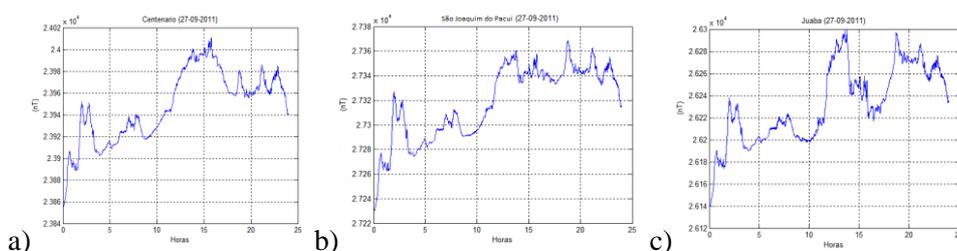
Figuras 3a, 3b e 3c: Variação diurna do campo magnético registradas em 16/09/2011 em Centenário, São Joaquim do Pacuí e Juaba.

A tabela 2 mostra os valores característicos médios para este mesmo dia, calmo, nas três estações citadas acima. A variação máxima registrada corresponde a estação situada no dip equatorial, Juaba enquanto a de menor valor corresponde a estação situada em latitude maior (Centenário).

Tabela 2- Apresenta os valores médios diários, máximos e mínimos e amplitude em nT no período observado.

Local	Médias H (nT)	Max. (nT) (horas)	Min.(nT) (horas)	$\Delta H$ (nT)
São Joaquim do Pacuí	27362.94	27426.35/ 15h08	27326.04/ 10h07	100.31
Juaba	26289.42	26386.04/ 14h55	26220.76/ 10h20	165.28
Centenário	23989.41	24058.04/ 14h55	23964.50/ 2h50	93.54

As figuras 4a, 4b e 4c ilustram a variação diurna da componente horizontal (H) nas mesmas três estações em um dia magneticamente perturbado, 27/09/2011.

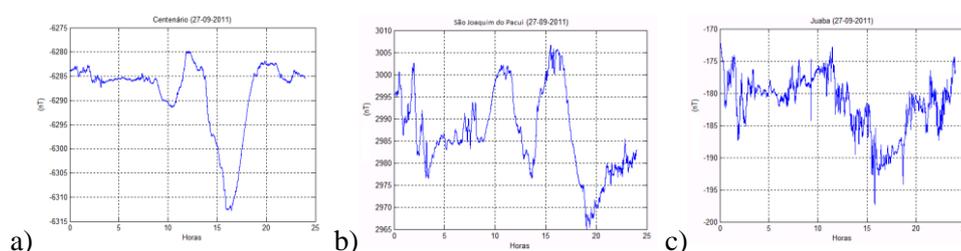


Figuras 4a, 4b e 4c: Variação diurna do campo magnético registradas em 27/09/2011 em Centenário, São Joaquim do Pacuí e Juaba.

Na tabela 3 estão os valores da média diária, valor máximo e mínimo ocorridos no dia 27/09/2011 em nanoTeslas. Podemos observar através dos gráficos e tabelas acima que, quanto maior é a latitude da estação, ou seja, quanto mais próximos dos polos, mais sensível ela é aos efeitos geomagnéticos. Podemos observar também que, a estação de Juaba, por se encontrar exatamente abaixo do EEJ, ela apresenta uma amplitude geomagnética maior na componente H do que em qualquer localidade no globo evidenciando que o local está situado exatamente na região Dip = 0. Em uma escala menor, há fenômenos que apresentam similaridade em todos os locais de medição, assim como existem outros que somente são registrados em um local isolado. Para a análise da componente vertical (Z), deve-se considerar a geologia do local, pois dependendo do solo os valores podem sofrer variações consideráveis. As figuras 5a, 5b e 5c mostram a morfologia das variações magnéticas em um dia magneticamente perturbado nas estações de Juaba e São Joaquim do Pacuí.

Tabela 3- Para cada local: média dos valores atingidos pela componente H, horários de ocorrência dos valores máximos e mínimos e  $\Delta H$ .

Local	Médias H (nT)	Max. (nT)(horas)	Min.(nT)(horas)	$\Delta H$ (nT)
São Joaquim do Pacuí	2731.180	27368.55/ 18h46	27228.94/ 0h07	139.61
Juaba	26232.07	26299.87/ 13h47	26139.32/ 00h12	160.55
Centenário	23948.14	24010.85/ 15h46	23853.81/ 00h03	157.04



Figuras 5a, 5b e 5c: Variação diurna do campo magnético registradas em 27/09/2011 em Centenário, São Joaquim do Pacuí e Juaba.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Pela análise morfológica aqui apresentada, pode-se verificar que mesmo em localidades com latitudes e longitudes distintas, fenômenos geomagnéticos similares na componente H, na componente Z, são detectados. Pode-se observar que um mesmo fenômeno é registrado de diferentes maneiras de acordo

com as coordenadas de cada estação de repetição e no caso específico da componente vertical do campo geomagnético, a dependência com a geologia local em importância considerável.

#### **AGRADECIMENTOS**

O primeiro autor agradece a CAPES pela bolsa e agradecemos aos colegas Ronaldo Marins de Carvalho e Elizabeth Cunha Lima, do Grupo de Geomagnetismo do Observatório Nacional, pelos registros das estações utilizadas neste trabalho.

#### **REFERÊNCIAS**

- Okeke, F.N. and Hamano, Y. – Daily variations of geomagnetic H,D, and Z Field at equatorial latitudes – Earth Planets Space, 52 237 – 243 – 2000.
- Alex, S.B.D. Kadam and R.G. Rastogi – A new aspect of daily variations of the geomagnetic field at low latitude. J. Atms. Terr. Phys. 54 – 1992
- Nair, K.N., Rastogi, R.G. and Sarabhai, V. – Daily variation of the geomagnetic field at the dip equator. Nature 226 740-741 – 1970.
- Rangarajan, G.K. – Indices of Geomagnetic Activity – Geomagnetism Vol. 3 – Academic Press Limited pags 323 – 384, 1989.
- Zanandrea, A. Estudo das Micropulsações Geomagneticas em Latitudes Muito Baixas, no Brasil, INPE, 1998.
- Jacobs, J.A.; Kato, Y., Matsushita, S. Troitskaya, V. A. Classification of Geomagnetic Micropulsations. Journal of Geophysical Research 69(1): 180-181 – 1964.



## Capítulo 6 – Recursos Hídricos

1. ETAPAS DE ELABORAÇÃO DE MODELO CONCEITUAL PARA MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA APLICADO A UMA MICROBACIA DE ÁGUA CLARA EM ÁREA DE FLORESTA AMAZÔNICA PRESERVADA.....	548
2. FATORES HIDROLÓGICOS E GEOLÓGICOS ASSOCIADOS AO COMPORTAMENTO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS URBANAS.....	551
3. “PLUVIAE BOX”: UM COLETOR DE ÁGUA DA CHUVA PARA USO VEICULAR .....	555
4. O SISTEMA AQUIFERO GRANDE AMAZÔNIA - SAGA E SUA COMPARTIMENTAÇÃO NA AMAZÔNIA.....	558
5. ESTUDO ESTATÍSTICO E GEOQUÍMICO DE TEORES DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE PORTO VELHO.....	561
6. USO DO ÍNDICE DE ESTABILIDADE NA GESTÃO DE SISTEMAS DE ABASTECIMENTO DE ÁGUA COM CAPTAÇÃO SUBTERRÂNEA.....	565
7. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS DOS SISTEMAS BARREIRAS E PIRABAS EM CASTANHAL E SANTA MARIA DO PARÁ (PA) COM BASE EM DADOS HIDROGEOQUÍMICOS .....	568
8. VARIAÇÃO TEMPORAL DA CARGA DISSOLVIDA NA BACIA AMAZÔNICA.....	572
9. QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM VILHENA - RO .....	576
10. AQUIFERO ALTER DO CHÃO NO ESTADO DO PARÁ: ANÁLISES QUÍMICAS <i>IN LOCO</i> DOS POÇOS CONSTRUÍDOS PELA RIMAS (SGB-CPRM).....	579
11. PERFILAGEM ÓPTICA: APLICAÇÃO EM REDE DE MONITORAMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	582
12. REDE INTEGRADA DE MONITORAMENTO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (RIMAS). ESTADO DA ARTE NO ESTADO DO PARÁ-BRASIL.....	585
13. RECARGA DO AQUIFERO NA CIDADE DE PORTO VELHO - RO.....	588
14. VULNERABILIDADE DO AQUIFERO SOB A CIDADE DE MANACAPURU – AM.....	592
15. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS DOS SISTEMAS BARREIRAS E PIRABAS COM BASE EM DADOS HIDROGEOQUÍMICOS NOS MUNICÍPIOS DE BENEVIDES, MARITUBA E SANTA ISABEL (PA) .....	595
16. MEDIÇÕES HIDROLÓGICAS COM USO DE ADCP SOB EFEITO DE MARÉ AO LONGO DOS PRINCIPAIS TRIBUTÁRIOS DA BACIA DO BAIXO RIO AMAZONAS .....	599
17. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM.....	603

## ETAPAS DE ELABORAÇÃO DE MODELO CONCEITUAL PARA MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA APLICADO A UMA MICROBACIA DE ÁGUA CLARA EM ÁREA DE FLORESTA AMAZÔNICA PRESERVADA

Alderlene Pimentel de Brito<sup>1</sup>, Andréa Vanessa Carvalho Leal Correa<sup>2</sup>, Ingo Daniel Wanhfried<sup>1</sup>

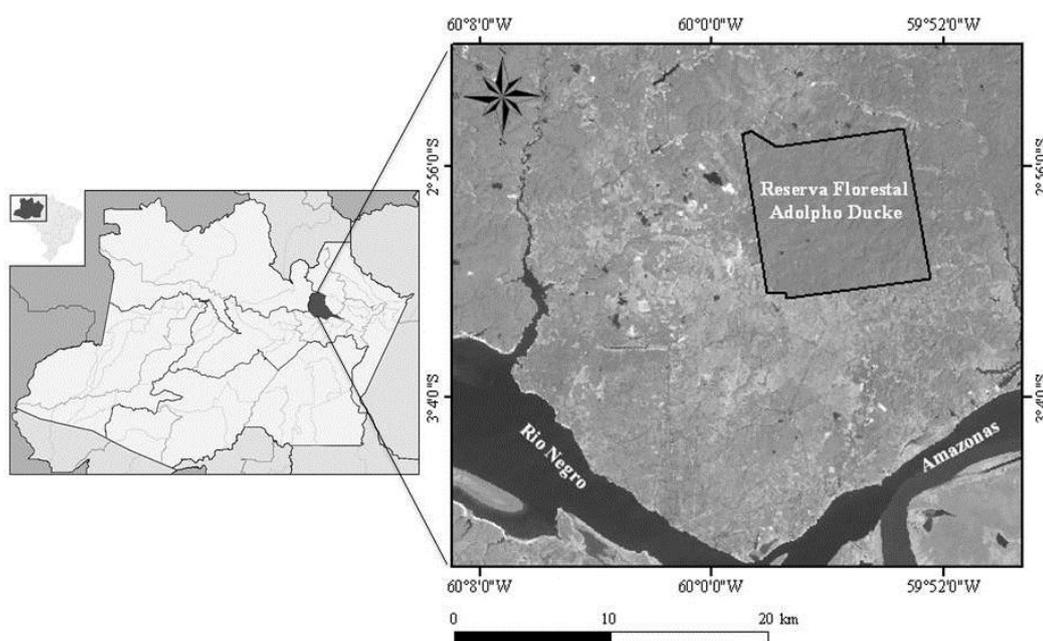
<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas

<sup>2</sup>Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Amazonas

alderlenebrito@gmail.com, vanessa.carvalholeal@gmail.com, iwahnfried@ufam.edu.br

### INTRODUÇÃO

Segundo Sioli (1950), a água superficial na Amazônia pode se classificada em três categorias, de acordo com a sua coloração: branca, preta e clara. A água branca apresenta elevadas concentrações de material em suspensão e sais dissolvidos, o que lhe confere coloração em tons de ocre e pH próximo a 7. A preta resulta dos elevados teores de substâncias húmicas e fúlvicas dissolvidas, possui altas concentrações de Na e K, e pH baixo, em torno de 4. Já a água clara tem características químicas de transição entre as águas branca e preta e ampla variação de pH (SIOLI, 1984). Dois destes tipos de água ocorrem na Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD), localizada na zona leste da cidade de Manaus, capital do Estado do Amazonas (figura 1): a preta, nos cursos de água de sua porção oeste, que correm diretamente para o Rio Negro, e a clara, nos cursos de água de sua porção leste, que drenam para bacia do Rio Amazonas. A água preta tem sua gênese relacionada à atuação das substâncias húmicas e fúlvicas aquáticas adquiridas pela interação com o solo, rico em matéria orgânica. Estas substâncias tendem a degradar-se à medida que atravessam a zona não saturada (ZNS), de modo que, quanto maior o período de trânsito na ZNS, maior é a tendência de aflorarem águas claras. Alguns pesquisadores tentaram explicar a existência de igarapés de águas claras próximos a regiões de predominância de água preta. Entre estes, Leenheer (1980) observou a existência de uma camada argilosa situada abaixo da camada de areia dos solos relacionados à água clara. Essa camada argilosa funciona como um filtro, retendo grandes quantidades de material orgânico. Esta interpretação é corroborada por Walker (1995), que mostra que a ocorrência de solos argilosos aumenta o tempo de trânsito na zona não saturada (ZNS), ao passo que em solos predominantemente arenosos a passagem da água pela ZNS é mais rápida, permitindo a maior presença de água preta.



**Figura 1** – Localização da Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD) com área total de 100 km<sup>2</sup>, a norte do município de Manaus, localizada em área de terra firme (não sujeita a inundações), com floresta amazônica primária, e cotas topográficas variando entre 40 a 140 metros.

Além da litologia, as características topográficas e hidrogeológicas de cada área influenciaram a coloração da água. Com o objetivo geral de investigar os impactos que as variáveis geológicas e geomorfológicas causam na cor da água, a presente pesquisa, ainda em andamento desenvolverá um modelo numérico do aquífero freático local. Para tanto, uma microbacia de drenagem com água clara, livre de influência antrópica foi escolhida e detalhadamente descrita. O igarapé formado na microbacia, informalmente denominado Onça, é um afluente do igarapé Ipiranga, cujos limites ocorrem dentro da porção leste da RFAD. No solo do local, as condições de disponibilidade de substâncias húmicas e fúlvicas são similares às aquelas encontradas na porção oeste, que possuem água preta. Neste trabalho é apresentado o modelo conceitual do aquífero presente na microbacia do Igarapé Onça, cujas etapas de elaboração foram: a escolha e delimitação da área, análises granulométricas, descrição dos horizontes do solo, determinação das condutividades hidráulicas (K) em piezômetros construídos para o projeto, e elaboração de seção geológica com os horizontes do solo.

## MATERIAIS E MÉTODOS

O modelo conceitual de fluxo do aquífero é imprescindível, pois simplifica as informações de campo, para permitir a construção do modelo numérico. De acordo com Anderson & Woessner (2002) um modelo conceitual é uma representação gráfica do sistema de fluxo de água subterrânea, frequentemente representado na forma de um bloco-diagrama ou seção transversal.

Os passos para elaboração do modelo conceitual consistiram em: escolha da microbacia, cujo canal de drenagem fosse bem definido, para que em períodos chuvosos não houvesse risco de a água extrapolar os limites do leito, impedindo medições de vazão dificultando o cálculo da área da zona de descarga; delimitação dos limites da microbacia com GPS; levantamento topográfico da área; instalação de sete piezômetros; coleta e análise de amostras de sedimentos e solo; monitoramento quinzenal do nível da água; realização de *slug* e *bail tests* para cálculos de condutividade hidráulica (K); medidas de vazão do igarapé. Durante as análises granulométricas de 45 amostras de solo foram feitas no laboratório de Solos e Plantas do INPA e de sedimentologia do CPRM-AM (Serviço Geológico do Brasil), para comparação com o K obtido pelos ensaios de permeabilidade. Mapas de contorno e topográfico da microbacia foram elaborados por meio dos softwares *arcgis* e *surfer 8.0*, perfis geológicos e granulométricos dos piezômetros, bem como seções compostas entre os piezômetros também foram preparadas.

## RESULTADOS

O solo da área é classificado como argissolo no qual os horizontes ocorrem bem definidos: **O** corresponde a camada de liteira rica em restos orgânicos, tais como folhiço e troncos, possui 30 cm de espessura e predominância de areia média bem selecionada; **A** subdivide-se em duas categorias quanto à cor, uma mais escurecida na porção superior, logo abaixo de **O**, cujas raízes ocorrem de forma espaçada, podendo ou não ocorrer ao longo dos perfis, e outra avermelhada na base. A coloração escura ocorre em virtude das interações entre a matéria orgânica do solo para gerar as substâncias fúlvicas e húmicas e a espessura total está entre 32 cm a 400 cm, com predominância de areia média bem selecionada e com aumento no teor de silte e argila; **B** caracteriza-se pelo incremento no teor de caulinita, onde prevalece areia média bem selecionada, ainda que ocorram linhas avermelhadas verticais que delimitam a porção denominada mosqueado. Concreções ferruginosas maciças são comuns (até 3 cm), além de seixos de quartzo de até 4 cm, indicando má seleção dos sedimentos. A espessura total de **B** varia em 250 cm a 750 cm.

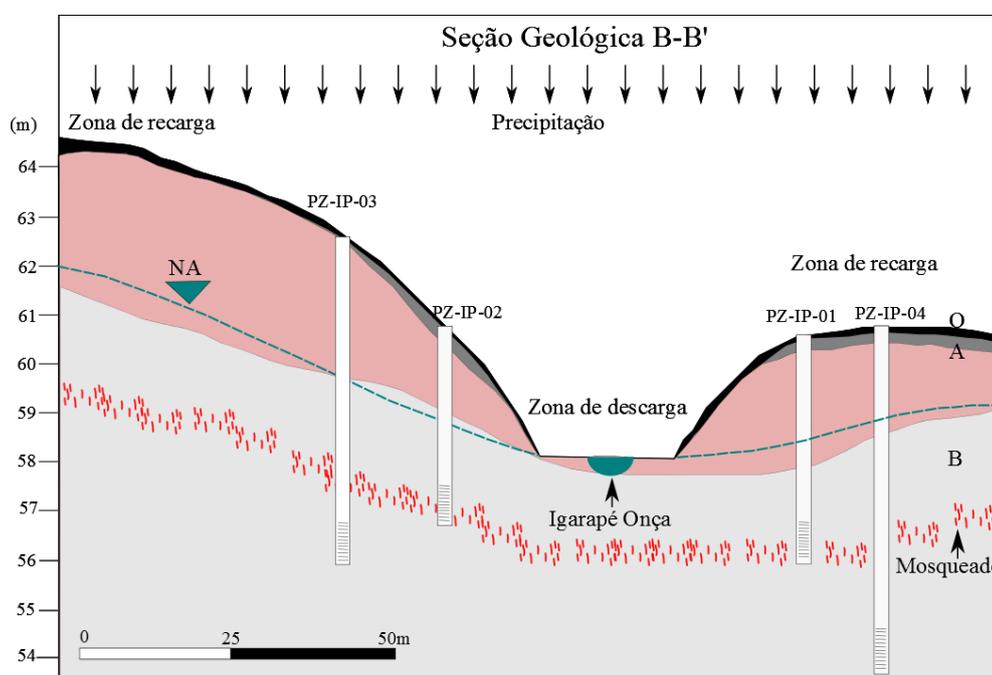
Ao longo dos perfis ocorrem variações granulométricas significativas, onde **B** é a região de camada impermeável, que delimita o aquífero freático e onde os filtros dos sete piezômetros estão instalados, cujas condutividades hidráulicas (K) são: PZ-IP01 =  $3,6 \times 10^{-4}$  cm/s; PZ-IP02 =  $5,5 \times 10^{-6}$  cm/s; PZ-IP03 =  $5,4 \times 10^{-4}$  cm/s; PZ-IP04 =  $3,0 \times 10^{-5}$  cm/s; PZ-IP05 =  $1,2 \times 10^{-4}$  cm/s; PZ-IP06 =  $1,5 \times 10^{-4}$  cm/s; PZ-IP07 =  $1,5 \times 10^{-4}$  cm/s. Em função do K, a granulometria foi classificada segundo tabela apresentada por Freeze & Cherry (1979), como silte argiloso, silte e areia siltosa.

Nas porções norte e oeste da microbacia ocorrem vertentes íngremes, com cotas alcançando, respectivamente, 76m e 65 m sobre o nível do mar. As porções nordeste e leste possuem relevo mais suave, alcançando 59m. A porção sul é uma zona de baixio, com pouca elevação, não ultrapassando 57m.

## DISCUSSÃO

De acordo com as características obtidas classificou-se o aquífero em freático, livre e raso. Quanto à granulometria, há predomínio de areia média no topo do perfil, com exceção do PZ-IP-03, gradando para teores areno-siltosos a silteargilosos para a base. A figura 2 representa uma seção do modelo conceitual de fluxo para aquífero freático local, onde o horizonte B possui maior teor relativo de silte e argila. O K apresentou valores bem próximos, sugerindo uma homogeneidade quanto aos aspectos litológicos, onde de acordo a tabela de com Freeze & Cherry (1979) os piezômetros 3,5 e 7 estão inseridos numa porção arenosiltosa, corroborando o encontrado nas análises granulométricas, enquanto que os piezômetros 01, 02 e 04 estão inseridos numa porção mais rica em silte e argila, mas que não geram K baixo. A granulometria determinada pelo K foi compatível com as análises realizadas em laboratório para as amostras de solo da área.

Segundo o modelo conceitual elaborado, o perfil descrito para o argissolo aumenta o tempo de trânsito da água em virtude do incremento nos teores de silte e argila em relação às camadas mais superficiais. Outro aspecto importante é que os perfis apresentam altos teores em areia média com leve aumento no teor em silte e argila, garantindo que o K seja relativamente alto, mas permitindo um tempo de trânsito da água subterrânea maior em comparação ao esperado em latossolos (argilosos) e menor que dos espodosolos (essencialmente arenosos). Outras discussões serão possibilitadas quando os dados coletados culminarem no modelo numérico propriamente dito.



**Figura 2** – Modelo conceitual do igarapé Onça elaborado de acordo com a distribuição dos horizontes do solo.

## REFERÊNCIAS

- Anderson, M.P & Woessner, W.W. 2002. Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport. Academic Press, USA.
- Cabral, J.J.S.P. & Demetrio, J.G.A. 2008. Aplicação de modelos em hidrogeologia p. 687-707. in Feitosa, F.A.C; Manoel Filho, J. 2008. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 2º Ed, CPRM. Fortaleza, Brasil.
- Fetter, C. W. (2ºed) 2000. Applied hydrogeology, Wisconsin: University of Wisconsin, 592p.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentice Hall, USA. 29p.
- Leenheer, J. A. 1980. Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon River Basin. Acta Amazônica 10(3): 513-526.
- Sioli, H. 1950. Das Wasser im Amazonasgebiet. Forschungen und Fortschritte, 26:274-280.
- Walker, I. 1995. Amazonian streams and small rivers, p. 167-193. In: Tundisi, J. G., Bicudo, C. E. M., Matsumura-Tundisi, T. (Eds). Limnology in Brazil. Sociedade Brasileira de Limnologia/ Academia Brasileira de Ciência.

## FATORES HIDROLÓGICOS E GEOLÓGICOS ASSOCIADOS AO COMPORTAMENTO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS URBANAS

Aline Maria Meiguins de Lima<sup>1</sup>, Edson José Paulino de Rocha<sup>1</sup>, Carla Cristina de Azevedo Sadeck<sup>1</sup>, Rosielle Souza Pegado<sup>2</sup>, Roselene Garcia<sup>3</sup>, Maissa Ludymilla Carvalho Pontes<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará/Programa de Pós Graduação em Ciências Ambientais, ameiguins@ufpa.br, eprocha@ufpa.br, carlaazevedo@yahoo.com.br

<sup>2</sup>Universidade Federal do Pará/University of Applied Sciences-Germany, rpegado@yahoo.com.br

<sup>3</sup>Universidade Federal do Pará/Laboratório de Estudos e Modelagem Hidroambientais, rg@ufpa.br, ludymillapontes@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A dinâmica urbana demanda por necessidade de espaço para expansão das áreas de habitação e ampliação dos espaços necessários a locomoção e estabelecimento de áreas comerciais. Dentre os espaços normalmente alterados encontram-se as bacias hidrográficas, que ao longo do tempo são modificadas em termos de suas características morfológicas, de quantidade e qualidade das águas (Santos et al, 2009). A caracterização destas bacias hidrográficas permite avaliar o comportamento destas mediante a intensificação do processo de canalização, estreitamento de canal e modificação da topografia original, no intuito de reduzir os impactos decorrentes (Rodrigues, 2010). Os elementos comumente analisados são: os morfométricos que demandam apenas por informações topográficas e referentes ao traçado da rede de drenagem (Barbosa et al, 2012); e os hidrológicos, mais complexos, pois sua aferição deveria advir de monitoramento continuado, havendo assim necessidade de idealizar comportamentos a partir da formulação de modelos.

O objetivo de associar modelos de comportamento hidrológico à análise morfométrica visa avaliar os efeitos das cheias em bacias hidrográficas, especialmente quando as condições topográficas favorecem tais condições, em ambientes com falta ou insuficiência de informações. A aplicação foi realizada adotando como espaço geográfico o município de Belém (foz do rio Guamá com a Baía do Guajará), mais precisamente a região central que é intensamente urbanizada. Esta área é sazonalmente sujeita a cheias durante o período mais chuvoso, janeiro a julho (Moraes et al (2005). Porém, é observado que mesmo fora deste período os cursos canalizados ampliam seu efeito, gerando alagamentos (Gregório & Mendes, 2009), que dependendo das condições locais de escoamento podem gerar perdas significativas para as comunidades do entorno.

### METODOLOGIA

A metodologia adotada consistiu na caracterização das unidades geológicas, das variáveis morfométricas, da precipitação pluviométrica e de vazões de cheia, para a avaliação do comportamento da várzea do baixo rio Guamá no município de Belém. A base de informação empregada utilizou: as informações topográficas oriundas de imagens SRTM; série histórica de precipitação pluviométrica (2000 a 2012) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET); e mapa de unidades geológicas adaptado de Costa et al (2002). A rede de drenagem e a delimitação das bacias hidrográficas foram geradas a partir da rotina estabelecida no ArcGis, empregando o módulo ArcHydro Tools 2.0.

A caracterização da morfometria foi feita através da análise dos seguintes parâmetros (Christofolletti, 1978): Ordem, Área, Perímetro, Declividade (média - %), Índice de forma (K), índice de forma equivalente (Kc), Relação de alongação (Re), Densidade de drenagem (Dd), Densidade hidrográfica (Dh), Textura topográfica (Tt), Coeficiente de manutenção (Cm), Relação de relevo (Rr), Extensão do percurso superficial (Eps), Gradiente dos canais (G - %), Relação de bifurcação (Rb) e Relação do comprimento médio dos canais de cada ordem (Rco). Estes foram extraídos empregando a configuração da rede de drenagem e carta altimétrica gerada utilizando as ferramentas do ArcToolbox do ArcGis (SpatialAnalyst Tools e SpatialStatistics Tools).

Para a análise do comportamento das chuvas no período de 13 anos adotou-se: média mensal, acumulado anual e as características de tempo de retorno e de distribuição de probabilidades (Ven Te Chow, Log-Normal, Log- Pearson Tipo III, Gumbel). E em termos de avaliação do comportamento das vazões foi utilizado o método do SCS (Soil Conservation Service) que admite para a avaliação de vazões máximas de cheias que existe uma razão entre a altura de precipitação retida na bacia hidrográfica após o

início do escoamento superficial e a capacidade máxima de retenção de água na bacia (Tramblay et al, 2010); esta é igual à razão entre a precipitação efetiva e o escoamento superficial potencial.

Os valores obtidos foram comparados e analisados considerando a tendência de comportamento das unidades hidrográficas identificadas de acordo com a variabilidade do comportamento da precipitação pluviométrica.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A área delimitada é formada por 11 bacias hidrográficas, sendo que destas apenas 03 (lagos Bolonha e Água Preta e Mata Fome) conservam as características naturais de seus cursos d'água, as demais encontram-se canalizadas e com alto grau de impermeabilização. Em termos de área 06 bacias correspondem a cerca de 88% da área total (lagos Bolonha e Água Preta, Tucunduba, Una, Val-de-Cães, Mata Fome) indicando uma fragmentação espacialmente diferenciada da área (Figura 1). Em relação ao padrão de drenagem, este tem comportamento misto dendrítico e centrífugo, caracterizado por um alto topográfico (> 10 m) que se estende da porção central em direção a nordeste. O padrão de lineamento observado domina nas direções: NE-SW, NW-SE e N-S. A canalização dos cursos d'água acentuou principalmente os padrões NE-SW e N-S.

As unidades geológicas presentes caracterizam-se pelos sedimentos Recentes (dominam as cotas inferiores a 5 m), Pós-Barreiras (dominantes nas cotas superiores a 5 m) e da Formação Barreiras (restritos a bacia do Lago Água Preta). As bacias de maior grau de canalização predominam os sedimentos Pós-Barreiras que são areno-argilosos, de granulometria grossa, amarelados e inconsolidados (CPRM, 2002); o que dado as baixas declividades associadas e alto grau de impermeabilização, facilitaria o agravamento do efeito das cheias. As coberturas recentes (caracterizadas por coberturas Detrítico-Lateríticas, Sub-Recente e Aluvionar Recente, todas de idade quaternária; as duas últimas constituídas pelos sedimentos aluvionares inconsolidados) encontram-se em menor percentual, mas delimitam a área de planície de inundação dos cursos naturais ou canalizados. Estando também na sua maior parte com um alto grau de impermeabilização. As bacias mais intensamente canalizadas caracterizam-se por: apresentarem em sua maioria as menores declividades (< 2%), a exceção dos canais da Tamandaré e da Doca de Souza Franco/Reduto cujas cabeceiras estão próximas as cotas maiores que 10 m. O índice de forma caracterizou bem as bacias cujo dimensionamento foi alterado pelo processo de perda de tributários e canalização, mostrando valores que se afastam do padrão de referência (bacias circulares se aproximam de 1), caracterizando o comportamento alongado.

Os canais de 1ª Ordem (Strahler) são predominantes (59%), tendo sido classificadas apenas duas bacias como de 4ª ordem, todas as demais foram inferiores, o que pode ser um fator que favorece o escoamento. As bacias que apresentaram maiores valores de densidade de drenagem foram as que mantiveram a maior parte de seus tributários (bacias dos lagos Água Preta e Bolonha, Mata Fome, Tucunduba e Una). As bacias mais intensamente canalizadas apresentaram os maiores valores de coeficiente de manutenção, e menores valores de densidade de drenagem.

A análise da precipitação pluviométrica indicou em termos de comportamento que de janeiro a julho é o período mais chuvoso, sendo os meses mais intensos março e abril (491,9 e 462,1 mm respectivamente, média mensal). No período analisado os anos mais chuvosos (acima da média mais desvio padrão igual a 3286,51 mm) foram: 2006 (3664 mm) e 2011 (3592 mm); e considerando apenas acima da média - 2012 (3564 mm), 2005 (3529 mm), 2009 (3464 mm), 2008 (3340 mm) e 2001 (3304 mm), frequentemente associados ao fenômeno da La Niña (resfriamento anômalo das águas do Pacífico Equatorial Leste). Em termos de análise de cheias em função do tempo de retorno por tipologia de distribuição, obteve-se que os anos de 2006, 2001 e 2012 ficaram acima da estimativa realizada para um tempo de retorno de 05 anos considerando os métodos de Log-Pearson Tipo III (3542 mm), Log-Normal (3537 mm) e Ven Te Chow (3533 mm). Considerando Gumbel (3497 mm) ainda inclui-se o ano de 2005. O comportamento estimado para a vazão obtido a partir do método do SCS (Soil Conservation Service) indicou que as bacias com a maior área de drenagem e maior número de tributários tendem a alcançar as maiores vazões, enquanto que as mais intensamente canalizadas e restritas a primeira e segunda ordem, apresentariam os menores valores. As maiores vazões esperadas são para as bacias do Una (3,81 m³/s), Lago Água Preta (1,79 m³/s) e Val-de-Cães (1,15 m³/s).

Em termos da dinâmica de várzea, os valores obtidos implicam em uma forte influência do período chuvoso. As vazões de projeto obtidas através da extrapolação dos dados históricos, considerando

a média dos valores, são próximas daquelas definidas para um tempo de retorno de apenas 05 anos. Desta forma, estas podem ser facilmente superadas, ocasionando assim as cheias. As demais características identificadas apoiam a ampliação deste efeito, tanto pela geometria das bacias, quanto pela forte tendência ao escoamento superficial (Rodrigues, 2010). A topografia plana, predomínio de materiais com menor capacidade de infiltração (Gregório & Mendes, 2009) e a intensa impermeabilização local, são os elementos de maior destaque.

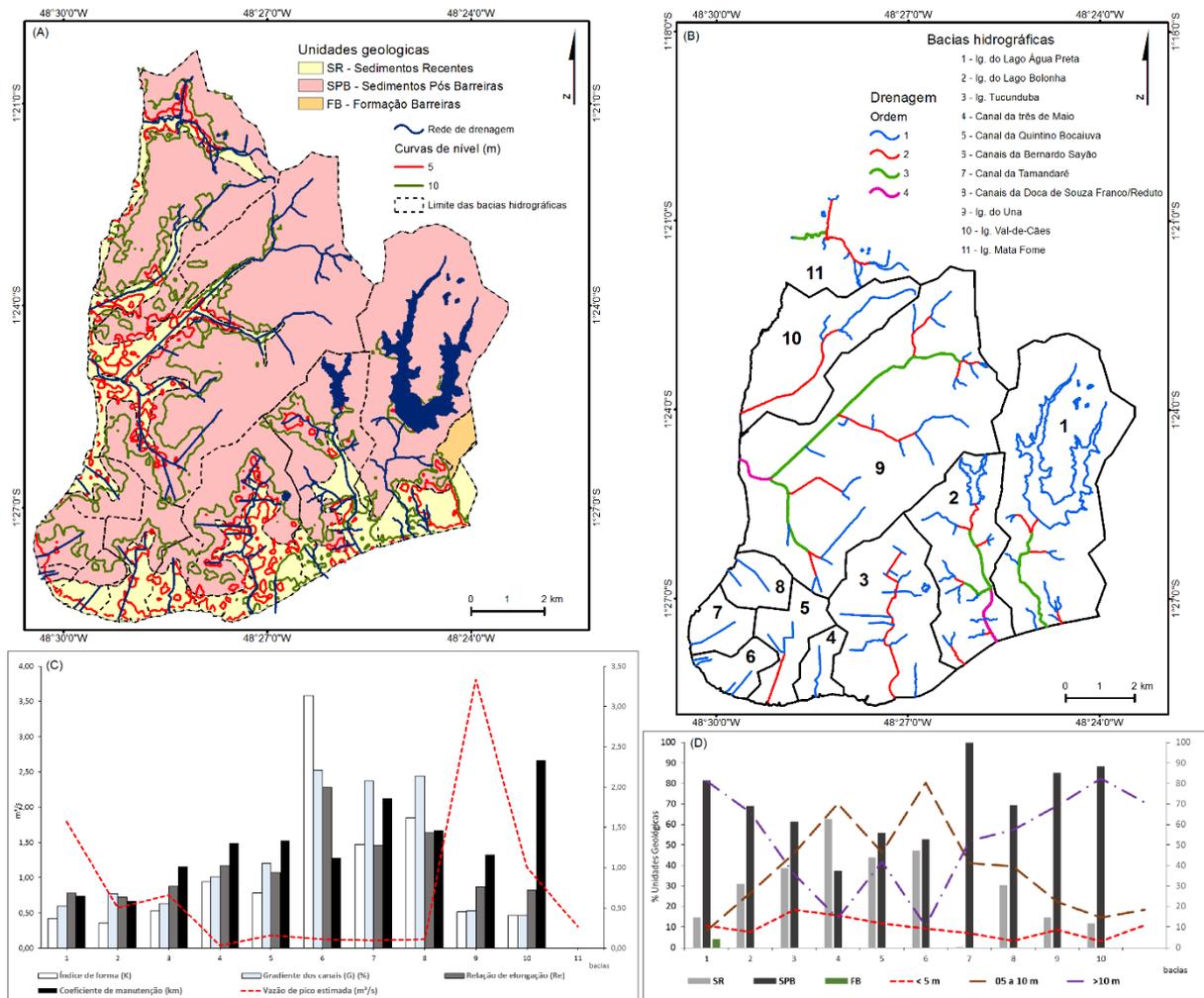


Figura 1. Caracterização da área: (A) unidades geológicas; (B) (C) (D) morfometria e vazões.

## CONCLUSÕES

A metodologia aplicada permite associar vários parâmetros para a caracterização de bacias urbanas, porém ressalta-se que como o único parâmetro medido foi a precipitação pluviométrica (1 estação), os valores devem ser vistos de forma norteadoras ao comportamento. A conjugação das informações possibilitou identificar um modelo de comportamento, que favorece a ocorrência de cheias; estas devem ter seus efeitos ampliados com o maior detalhamento das condições de impermeabilização de uso e ocupação do solo.

## REFERÊNCIAS

- Barbosa, M. E. F., Furrier, M. 2012. Técnicas de geoprocessamento e morfometria aplicados na detecção de atividades neotectônicas no grupo barreiras, estudo da bacia hidrográfica do Rio Guruji (PB). Revista ACTA Geográfica, v. 6(11), p. 117-131.
- Christofolletti, A. 1978. Morfologia de bacias de drenagem. Notas Geomorfológicas, 18:130-132.
- CPRM. Estudos hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e adjacências. Belém: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil, 2002, 93p.

- Costa, T. C. D., Gandolfi, N., Costa, J. A. 2002. Carta de áreas preferenciais à exploração de materiais naturais de construção da Região Metropolitana de Belém, na escala 1:50.000. In: Cong. Bras. de Geologia de Engenharia e Ambiental, 10, Ouro Preto, Tema 1, 2002, p. 1-16.
- Gregório, A. M. S., Mendes, A. C. 2009. Batimetria e sedimentologia da baía do Guajará, Belém, estado do Pará, Brasil. *Amazônia: Ciência e Desenvolvimento*, v. 5, n. 9, p. 53-72.
- Moraes, B. C., Costa, J. M. N., Costa, A. C. L., Costa, M. A. 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica*, v. 35(2): 207-214.
- Rodrigues, C. 2010. Avaliação do impacto humano da urbanização em sistemas hidro-geomorfológicos. Desenvolvimento e aplicação de metodologia na grande São Paulo. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 20, p. 111-125.
- Santos, G. G., Griebeler, N. P., Oliveira, L. F. C. 2010. Chuvas intensas relacionadas à erosão hídrica. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 14, n. 2, p. 115-123.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J., Todorovik, D., Domergue, J. 2010. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology*, v. 387(3), p.176-187.

## “PLUVIAE BOX”: UM COLETOR DE ÁGUA DA CHUVA PARA USO VEICULAR

Daniel Sarti Franco GHA/FaGEO/IG/UFPA  
Francisco de Assis Matos de Abreu FaGEO/PPGG/IG/UFPA famatos@ufpa.br  
Elis Watanabe Nogueira/PPGCEA/UNIFAL

### INTRODUÇÃO

Com o contínuo aumento do consumo de água, em um cenário mundial em que as questões ambientais estão cada vez mais presentes, novas formas de acesso a esse recurso estão sendo buscadas na perspectiva da gestão integrada de recursos hídricos. A utilização da água diretamente ou como insumo em diversos segmentos da economia e da própria subsistência das populações, pode gerar, segundo dados da Organização das Nações Unidas (ONU), um déficit, de água tratada e potável devido ao crescimento desorganizado e mal planejado da demanda, ao que se associa uma grande deficiência em saneamento básico, o que torna a renovação limpa da água em grandes centros urbanos cada vez mais onerosa.

Este trabalho apresenta uma proposta para a utilização de águas pluviais, para uso direto em veículos contribuindo no sentido de economizar sobretudo água tratada discutindo a viabilidade de se aproveitar esse recurso em regiões com alto índice pluviométrico e secundariamente, “como captar e armazenar a água para utilizá-la posteriormente.

A cidade de Belém-Pará foi a área-teste para o desenvolvimento dessa proposta, em razão de serem as precipitações pluviométricas constantes e volumosas nessa região. O sistema de captação da água pluvial em veículos (principalmente utilitários, ônibus e caminhões), denominado “coletor pluvial – *pluviae box*” implica positivamente a manutenção dos reservatórios de água veicular para limpadores de pára-brisas, limpeza do veículo, desaquecimento do sistema de arrefecimento, banheiros de ônibus e também na limpeza pública de ruas, gerando economia de água em escala local, nas áreas onde as chuvas ocorrem com frequência.

### OBJETIVO

Avaliar a viabilidade técnica e econômica do uso de água pluvial para o funcionamento do sistema de limpeza e arrefecimento veicular e enumerar demais aplicações secundárias ligados à economia de água tratada, através do dispositivo *pluviae box* instalado em veículos automotores.

### RESULTADOS

A pluviosidade observada, em Belém-PA, no ano de 2011 superou a média histórica da região e atingiu o índice de 3.592 mm/ano (Figura 1).



Figura 01: Pluviosidade da cidade de Belém. Dados: INMET, 2011. Instituto Nacional de Meteorologia de Belém (INMET-Belém).

A partir da análise desses dados é possível determinar quais as áreas da cidade onde houve maior concentração de chuvas, qual o período mais chuvoso, quais os meses mais propícios à precipitação.

### Aplicabilidade do Pluviae Box em Belém do Pará

Belém-PA situa-se às margens da baía do Guajará. Encerra uma população acima de 1.400.000 habitantes (IBGE, 2011), e uma urbanização típica de metrópole. É servida por malha viária pela qual circula uma frota de 280.234 veículos (DENATRAN, 2011).

Em um dia de movimento normal, na Avenida Almirante Barroso (avenida principal de acesso à cidade de Belém, Figura 02), observa-se que independentemente do fluxo, a quantidade de veículos na capital paraense é elevada. Considerando a largura da pista e seu comprimento pode-se estimar a quantidade de veículos que circulam nesse trecho. Dessa forma, tendo como hipótese que todos os veículos possuam neles instalados o *Pluviae Box*, pode-se calcular a capacidade de armazenamento que todos os veículos teriam em um dia qualquer.

Os parâmetros utilizados são assim sumarizados: a) a pluviosidade de Belém (Figura 02), exatamente no dia 10/05/2011, de 57,60mm (dados INMET); b) conforme mostrado na Figura 02, tem-se aproximadamente 100 veículos (30 caminhões e ônibus e 70 carros), em um trecho de aproximadamente 120m da avenida, capazes de armazenar certa quantidade de água; c) os caminhões e ônibus, possuem reservatórios maiores (com capacidade para 20 litros) e os veículos de passeio ou utilitários reservatórios menores (com capacidade de 5 litros), o que levaria a um volume acumulado de cerca de 950l.

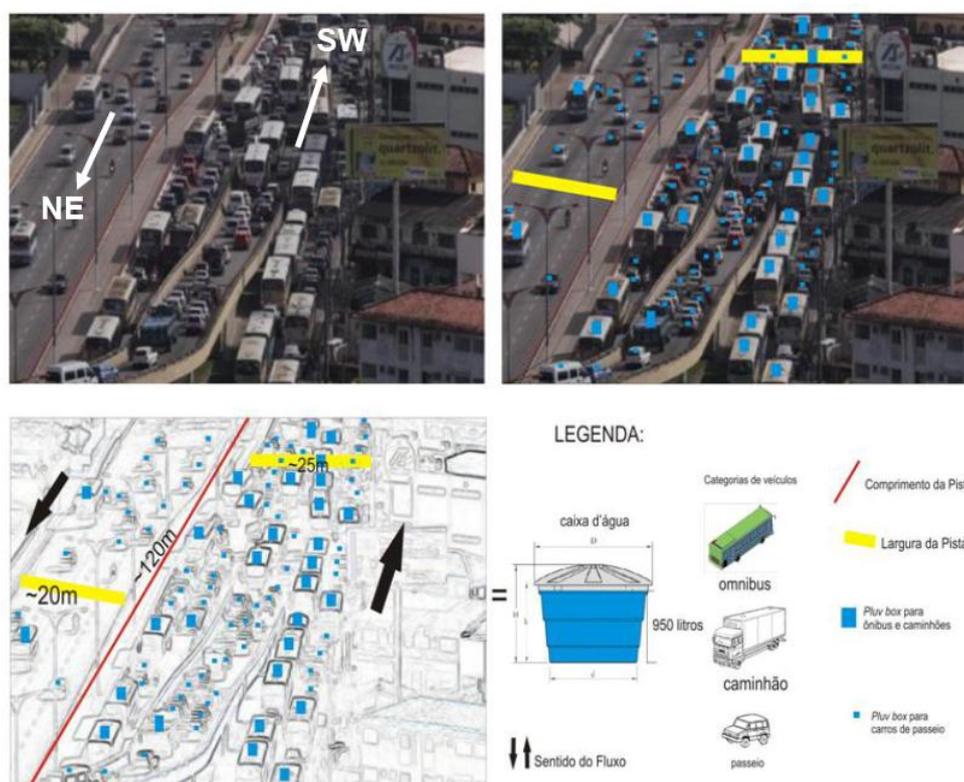


Figura 02: Previsão da utilização do Pluv. Box em veículos na cidade de Belém e seu potencial.  
Fonte: Elaborado pelo Autor.

Há que se admitir que os veículos estejam em movimento, e a precipitação ocorra em minutos, horas ou ao longo de todo o dia e o cenário para efeito de cálculo é estático, como se os veículos estivessem parados (como em um congestionamento) para cálculo do volume, conforme ilustrado, pelos veículos e pela caixa d'água, na Figura 02.

Uma hipótese a ser levantada considerando um reservatório com capacidade fixa para qualquer tipo de veículo, da ordem de 5 litros por semana, considerando que a autonomia dos reservatórios excedam os dias de estiagem, então, podemos estimar, para cidade de Belém, que:

$$\text{Frota de veículos} \times \text{consumo (litros/semana)} \times 52 \text{ semanas (1 ano)} =$$

$280.234 \times 5 \times 52 = 72.860.840$  litros de água ou aproximadamente  $73.000\text{m}^3$  de água. Isso equivale a 38,4% do consumo de água utilizado pela população da cidade de Belém em um dia, incluindo o consumo industrial.

Possivelmente esses parâmetros podem ser melhorados ao passo que os reservatórios tenham maiores capacidades (ex. 20 litros), portanto fazendo esse cálculo para a frota de ônibus e caminhões da cidade de Belém, temos:  $251.234$  (frota de carros)  $\times 5 \times 52 = 65.320.840 + 29.000$  (frota de caminhões e

ônibus) x 20 x 52 = 30.160.000 = 95.480.840 litros correspondendo a aproximadamente 50% do consumo de água da população de Belém em um dia, incluindo consumo Industrial.

Destaca-se, que para atingir os 950 litros, basta que chova 20 mm, equivalente ao limite máximo de 20 litros nos reservatórios em caminhões e ônibus.

No cenário mais otimista, que pode ser construído com esses dados, tomando-se o *pluviae box* como um pluviômetro móvel, a capacidade máxima (potencial) de armazenamento por ano é equivalente à mesma quantidade de chuva precipitada, estabelecida pelos índices pluviométricos ou 3.592 litros/veículo/ano.

## CONCLUSÃO

O comportamento anual das chuvas na cidade de Belém-PA possibilita a utilização da água dessas precipitações para uso veicular (limpadores de pára-brisas, limpeza do veículo, desaquecimento do sistema de arrefecimento, banheiros de ônibus), em função de seu volume e regularidade ao longo de todo o ano. No estudo realizado foi proposto um aparato denominado *pluviae box* para realizar essa captação cuja concepção e eficiência foram testados visando garantir a autonomia do sistema.

As simulações realizadas serviram para comprovar a eficiência do aparato, o método utilizado e a viabilidade do uso de água da chuva em veículos, principalmente na cidade de Belém-PA. Isso corresponde a dizer que os captadores deixam de ser imóveis, ou nos imóveis, como é a prática atual, e passam a ser móveis ou veiculares.

As indicações preliminares sinalizam a possibilidade de se poupar volumes significativos de água tratada, conforme os números indicados nessa pesquisa, caso esse inovação tecnológica venha ser implementada, o que pode ser vantajoso em muitas cidades do País.

## REFERÊNCIAS

DENATRAN – Departamento Nacional de Trânsito. Disponível em: <https://www.denatran.gov.br> . Acesso em: 10 de março de 2012.

Franco, D. S. Estudo da Viabilidade de Utilização da Água Pluvial para Uso Veicular. Monografia de Especialização em Gestão Hídrica e Ambiental. GHA-UFPA, 2013.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: < <http://www.ibge.gov.br/> >. Acesso em: 28 de outubro de 2012.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia de Belém. Disponível em: <https://www.inmet.gov.br> .

## O SISTEMA AQUIFERO GRANDE AMAZÔNIA - SAGA E SUA COMPARTIMENTAÇÃO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

Francisco de Assis Matos de Abreu – FaGEO/IG/Ufpa(famatos@ufpa.br)  
Itabaraci Nazareno Cavalcante – Departamento de Geologia Ccn/Ufc(itabaracicavalcante@gmail.com)  
André Augusto Montenegro Duarte – Itec/Ufpa amonte@ufpa.br  
Milton Antônio da Silva Matta - FaGEO/IG/Ufpa matta@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A proliferação de denominações locais muitas vezes dificulta uma visão de conjunto de unidades permoporosas (sistemas aquíferos) que se estendem por vastas áreas. O conjunto das bacias sedimentares amazônicas com cerca de 1.300.000km<sup>2</sup>, é um desses exemplos. Os processos geológicos que tiveram lugar a partir do Cretáceo depositaram nas bacias sedimentares do Acre, Solimões, Amazonas e Marajó (Fig. 1 e Fig. 2) uma extensa cobertura sedimentar com espessuras da ordem de milhares de metros na Bacia do Marajó, assim individualizadas por bacias, em termos de grupos e formações (Quadro 1).

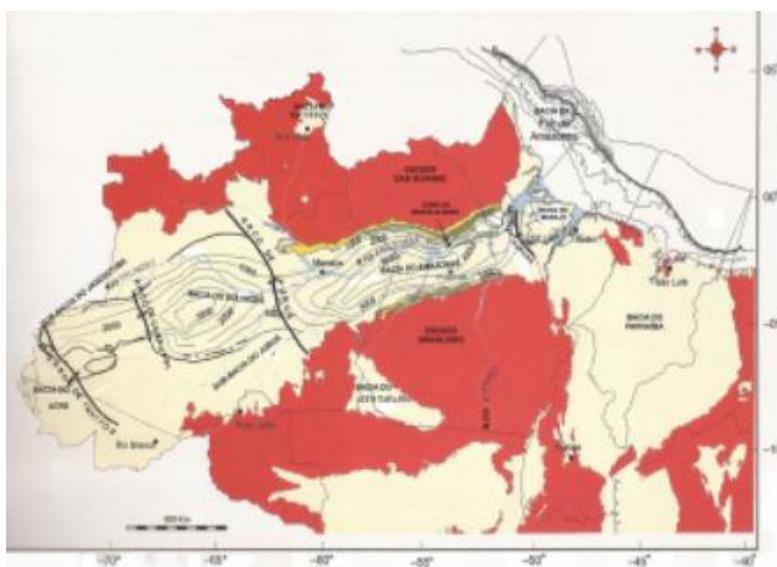
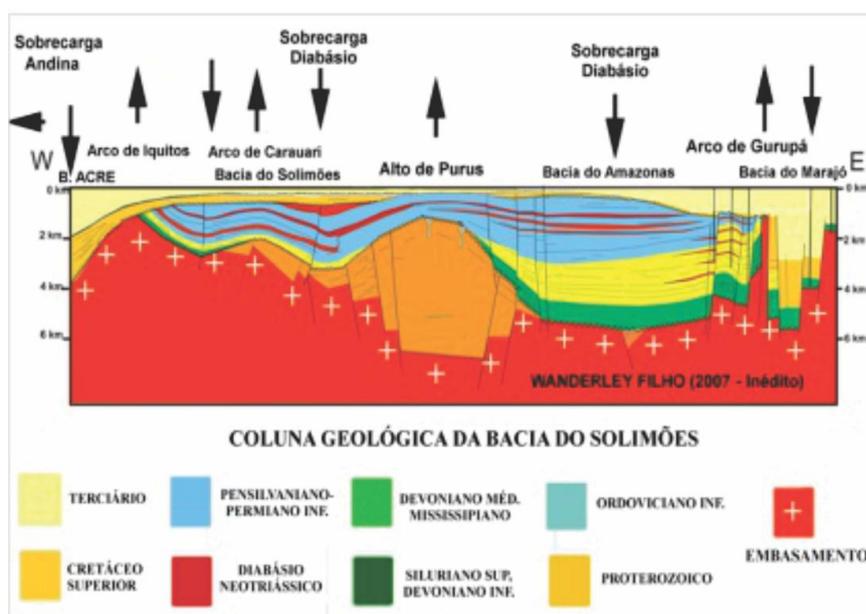


Figura 1- As bacias da Região Hidrográfica Amazônica com indicações de espessura (Isópacas) dos preenchimentos e seus limites estruturais (Modificado de Caputo, 2011)



### COLUNA GEOLÓGICA DA BACIA DO SOLIMÕES



Figura 2- O SAGA constitui um sistema hidrogeológico, representado pelas unidades depositadas do Cretáceo Superior ao Terciário, conforme apresentado no Quadro I. Baseado em Wanderley Filho (2007).  
Quadro 1- As unidades litoestratigráficas das bacias sedimentares da Amazônia e suas correlações.

BACIA	ACRE	SOLIMÕES	AMAZONAS	MARAJÓ	IDADE
	Içá			Gr Pará(Tucunaré)	Quaternária
UNIDADE LITO- ESTRATIGRÁFICA	Solimões	Solimões	Alter do Chão	Marajó Limoeiro	Terciária
	Ramon Divisor Rio Azul Moa Capanáua	Javari	Jazida da Fazendinha	Anajás Breves Jacarezinho	Cretácica
	Embasamento pré-cretácico				

### OS COMPARTIMENTOS DO SAGA

Em termos proporcionais o SAGA, volumetricamente, apresenta a seguinte distribuição por bacia, mostrada no Quadro 2.

Quadro 2. Estimativas de reservas de águas subterrâneas nas bacias sedimentares do vale amazônico.

Bacia	Área da bacia (Km <sup>2</sup> )	Volume do SAGA (km <sup>3</sup> )	Reservas (km <sup>3</sup> )
Acre	150.000	162.000	23.960
Solimões	600.000	286.800	25.950
Amazonas	500.000	422.000	37.900
Marajó	55.000	404.800	74.710
Totais	1.305.000	1.275.000	162.520

### A QUESTÃO DAS RESERVAS

Essas reservas de água não podem ser tomadas em valores absolutos. Também é precário o conhecimento sobre a qualidade das mesmas e a disponibilidade de uso tem parâmetros limitantes como a profundidade dos sistemas aquíferos presentes em cada uma dessas bacias. Dessa forma, para a captação a partir de poços para abastecimento humano, indústria ou mesmo irrigação as profundidades dos poços encontrados na região não passam de 500m, justamente porque as espessuras saturadas são expressivas, da ordem de centenas de metros. Dessa forma os valores de reservas indicadas são potenciais e certamente serão muito pouco usadas, mesmo nas condições de uso intensivo. São por outro lado reservas estratégicas, as quais devem ser olhadas com bastante atenção principalmente quando se trata do contexto amazônico o qual apresenta um sensível equilíbrio entre floresta e recursos hídricos, responsáveis por parâmetros climáticos, sobretudo o regime de chuvas e transferências hídricas para outras regiões, conforme indicado inicialmente Duarte (2006) e Abreu et.al (2005).

### A NECESSIDADE DE ESTUDOS DETALHADOS NA PERSPECTIVA DE CRIAÇÃO DO MESTRADO PROFISSIONAL

O estudo sobre os recursos hídricos da Amazônia em uma visão integrada no contexto do ciclo hidrológico são ainda incipientes e pouco tem despertado o interesse do país para esse bem estratégico. Prova disso é não existir na região nenhum grupo de pesquisa, em nenhum programa de pós-graduação instalado na região, setorializado ou multidisciplinar, o que seria o desejável, que tenha colocado entre suas prioridades, estudo tão estratégico como o das águas amazônicas na sua relação com a biota e as implicações que disso decorrem. Há anos alguns poucos pesquisadores como que clamam no deserto buscando pautar esse assunto como prioritário entre os estudos regionais. Há pouca sensibilidade para com um tema dessa importância pelas lideranças da pesquisa e da formação de recursos humanos entre as nossas instituições de pesquisa e muito menos ainda das agências de apoio à ciência nacional.

Recentemente a Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-graduação da UFPA emprestou apoio decisivo para a criação de um programa de pós-graduação em recursos hídricos no Instituto de Geociências, na classificação de mestrado profissional, ainda se debatendo nas entranhas dos comitês avaliadores do sistema nacional de pós-graduação para vir a nascer.

## **CONCLUSÕES**

A extensa cobertura sedimentar depositada do Cretáceo até o recente, pela sua continuidade física tanto horizontal como vertical, constitui-se um sistema hidrogeológico único, denominado por Abreu et al. (2013) como Sistema Aquífero Grande Amazônia –SAGA. Tal sistema encerra volumes hídricos superiores a 160 mil quilômetros cúbicos e a comunidade técnico-científica tão somente engatinha em termos do seu conhecimento.

## **REFERÊNCIAS**

- Abreu, F. A. M. de; Cavalcante, I. N. & Matta, M. A. S. O Sistema Aquífero Grande Amazônia – SAGA: um imenso potencial de água subterrânea no Brasil. In: III Congresso Internacional de Meio Ambiente, 2013, São Paulo. Livro de Resumos e Programa Final, 2013.
- Abreu, F. A. M. de, Duarte, A. A. A M.; Ramos, M. R. 2005. O valor de “não-uso”: possibilidade econômica para a Amazônia. *Parcerias Estratégicas*, nº 21 - dezembro 2005 - Brasília, DF. p.137-158.
- Caputo, M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. In: Nascimento, R.S.C. do, Horbe, A.M.C. e Almeida, C.M. de (ed). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, Manaus, SBG/Núcleo Norte, v. 7. p. 7-23.
- Duarte, A.A. A. M.O Valor Econômico e Estratégico das águas da Amazônia. Tese de Doutorado. PPGG/IG/UFPA. 2006.
- Wanderley Filho J.R., Eiras J.F., Vaz P.T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 217-225.

## ESTUDO ESTATÍSTICO E GEOQUÍMICO DE TEORES DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE PORTO VELHO

<sup>1</sup>Gerson Flôres Nascimento; <sup>2</sup>Marcos Nóbrega II; <sup>3</sup>Francisco de Assis dos Reis Barbosa; <sup>4</sup>Claudio Cesar Aguiar Cajazeira; <sup>5</sup>Luiz Antonio da C. Pereira; <sup>6</sup>Francisco de Assis Matos de Abreu.

<sup>1</sup>UNIR - Universidade Federal de Rondônia – gersonfn@unir.br; <sup>2</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – marcos.nobega@cprm.gov.br; <sup>3</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – francisco.reis@cprm.gov.br; <sup>4</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – claudio.cajazeiras@cprm.gov.br; <sup>5</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – marcos.nobega@cprm.gov.br; <sup>6</sup>UFPA – Universidade Federal do Pará – famatos@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Sobre a qualidade da água, em geral, ela contém vários componentes, alguns provenientes do próprio ambiente natural ou foram introduzidos a partir de ações antropogênicas, a caracterização de uma água é feita por vários parâmetros que representam as suas características físicas, químicas e biológicas. Esses parâmetros são indicadores da qualidade da água e constituem impurezas quando não cumprem os valores estabelecidos para determinado uso. Neste trabalho foram considerados teores de Condutividade elétrica – CE, teores de cátions (Cálcio –  $Ca^{++}$ , Magnésio –  $Mg^{++}$ , Sódio –  $Na^+$  e Potássio –  $K^+$ ) e teores de ânions (Cloreto –  $Cl^-$ , Bicarbonato –  $HCO_3^-$  e Sulfato –  $SO_4^-$ ), cujo objetivo foi à aplicação de Geoestatística e classificação das águas subterrâneas amostradas de 92 poços do município de Porto Velho no Estado de Rondônia, no período de alta pluviometria de 2013.

As informações sobre qualidade da água associada ao custo de tratamento, por exemplo, quando existe interesse em identificar a direção e a quantidade alterada do teor de um determinado parâmetro, quando comparado a certo limite estabelecido; a ferramenta adequada para a referida discussão é aplicação da metodologia geoestatística ou teoria das variáveis regionalizadas (LANDIM, 2003).

A Geoestatística se aplica em diversas áreas do conhecimento, entre elas, climatologia, geologia ambiental, geotecnia, hidrogeologia e pedologia (LANDIM, 2003; KITANIDIS, 1997). Na Figura 1 consta a localização dos pontos amostrados para este trabalho, em coordenadas UTM e datum WGS-84.

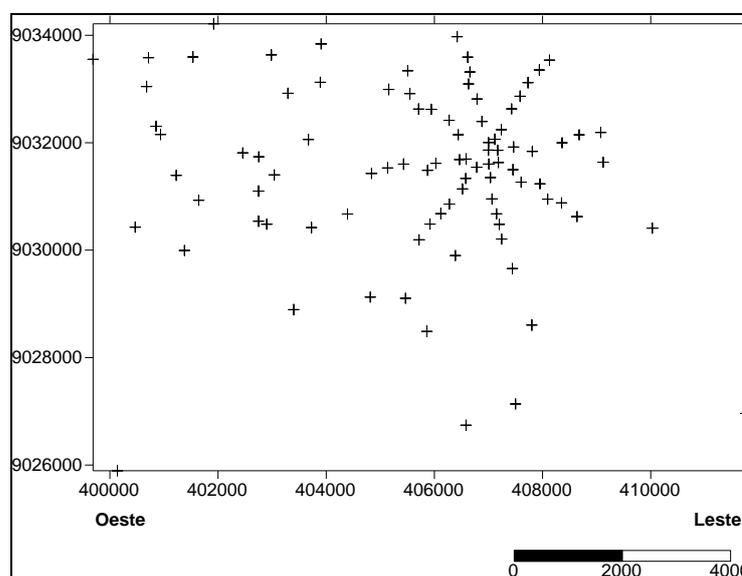


Figura 1 Localização dos poços amostrados.

O perímetro urbano da cidade de Porto Velho é constituído por uma associação de sedimentos fluviais e colúvio-aluviais fortemente heterogênea com intercalações de sedimentos arenosos, argilosos e siltosos, denominados de Formação Jaciparaná, de idade pleistocênica (CAMPOS, 1998). O referido aquífero é do tipo livre a confinado, com superfície freática situada entre 1 a 5 metros de profundidade, segundo Campos e Morais (apud ADAMY, 2010, p.99).

## METODOLOGIA

Depois da coleta e análise de 92 amostras de águas subterrâneas em poços do município de Porto Velho - RO, os dados referentes a CE,  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Cl^-$ ,  $HCO_3^-$  e  $SO_4^-$  foram armazenado e criticados em planilhas eletrônicas Microsoft Office Excel. Para identificar o parâmetro de melhor determinação da condutividade elétrica foi utilizado um juste de 2º grau.

A identificação do comportamento espacial da condutividade elétrica foi realizada com aplicação da teoria das variáveis regionalizadas para confecção de um mapa de krigagem ordinária.

A partir dos teores dos cátions ( $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Na^+$  e  $K^+$ ) e dos ânions ( $Cl^-$ ,  $HCO_3^-$  e  $SO_4^-$ ) foi construído um diagrama de Piper para classificação das águas estudadas.

## RESULTADOS

Considerando a condutividade elétrica – CE a variável dependente e feito os ajustes linear e de 2º grau, com os cátions e os íons, o melhor ajuste foi o de 2º grau com o  $Cl^-$ , que resultou em coeficiente de regressão  $R^2 = 0,4575$  e foi obtida a equação (1).

$$CE = (0,25 \cdot Cl^- + 6,886)^2 \quad (1)$$

Sobre as medidas de CE foi obtida uma média de  $\bar{x} = 123,08 \mu S/cm$ , desvio padrão  $\sigma = 68,49$ , valor mínimo de  $9 \mu S/cm$  e valor máximo de  $301 \mu S/cm$ . Além das medidas de CE terem uma alta dispersão, quando medidas pelo coeficiente de variação  $CV = 55,65\%$ , a medida de máxima condutividade está acima faixa aceitável de teores de condutividade de águas naturais, que varia na faixa de 10 a  $100 \mu S/cm$  (BRASIL, 2006).

Depois da descrição estatística dos dados foi possível realizar o ajuste variográfico, onde se obteve os seguintes parâmetros: passo =  $h = 458$  m, alcance =  $a = 537$  m, efeito pepita =  $Co = 710$  e patamar =  $Co + C = 4055$ , cujo modelo ajustado foi o gaussiano.

A partir do modelo de Gauss foi adotada a estimativa por krigagem ordinária para confeccionar o mapa de distribuição dos teores de condutividade elétrica (Figura 3).

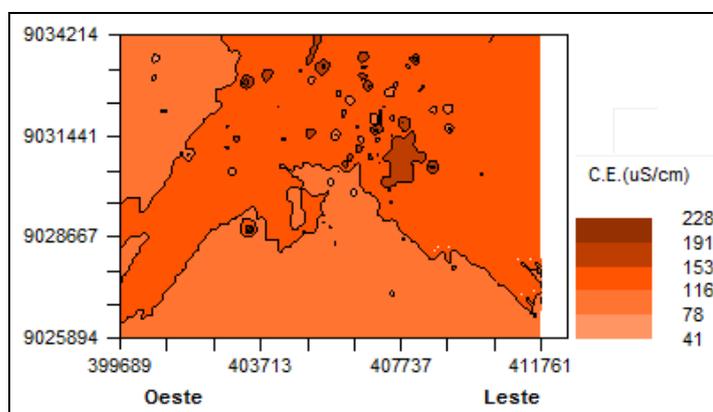


Figura 2 Mapa de krigagem da CE.

De acordo com a classificação de Piper (Figura 3), as águas estão distribuídas em três campos principais: águas bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas, águas cálcicas e águas bicarbonatadas.

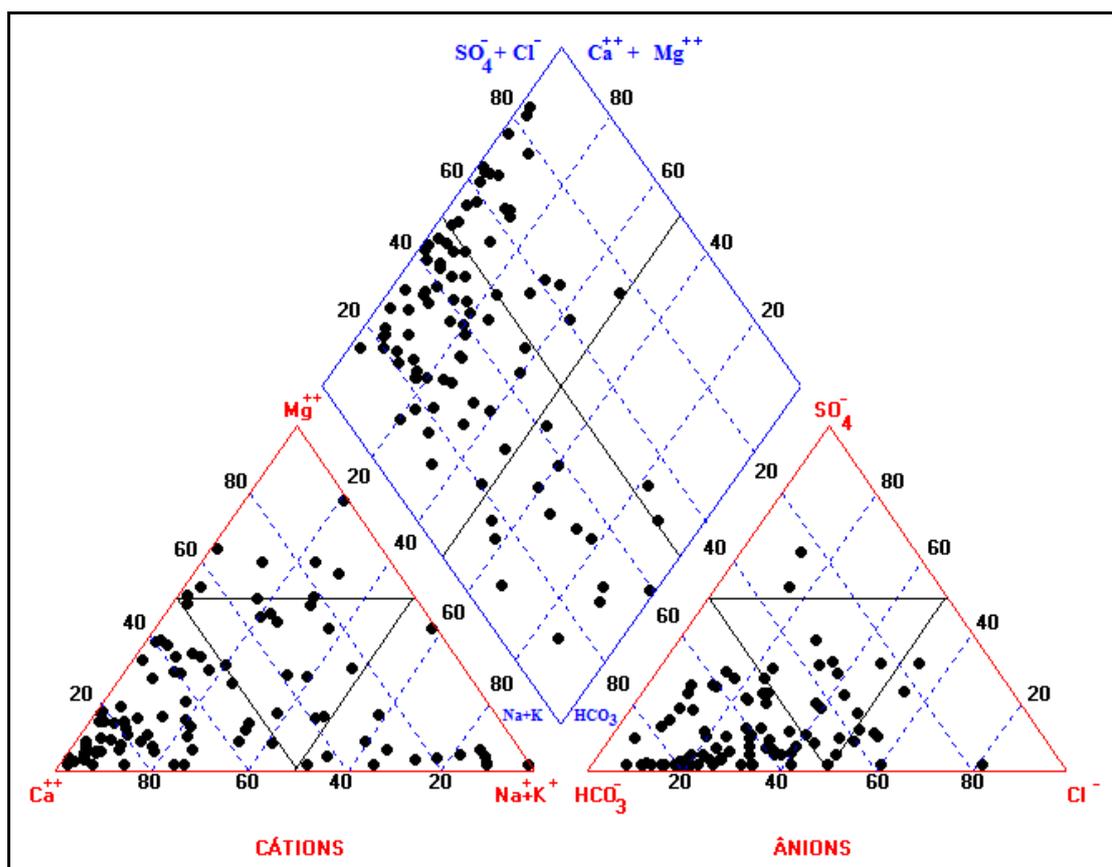


Figura 3 Diagrama de Piper com classificação química das águas estudadas.

A partir da classificação de Piper (Figura 3), com 58,7% as águas cálcicas foram predominantes, nos ânions a predominância foi das águas bicarbonatadas com 73,9% e no quadro geral, com 62% a predominância foi das águas bicarbonatadas cálcicas ou magnesianas. Na Tabela 1 consta a distribuição percentual águas classificadas.

Tabela 1 Classificação das águas estudadas

Íons	Classificação	Nº Amostras	%
CÁTIONS	Águas Magnesianas	9	9,8
	Águas Cálcicas	54	<b>58,7</b>
	Águas Sódicas	13	14,1
	Águas Mistas	16	17,4
ÂNIOS	Águas Sulfetadas	2	2,2
	Águas Bicarbonatadas	68	<b>73,9</b>
	Águas Cloretadas	9	9,8
GERAL	Águas Sulfatadas ou Cloretadas Cálcicas ou Magnesianas	22	23,9
	Águas Bicarbonatadas Cálcicas ou Magnesianas	57	<b>62,0</b>
	Águas Bicarbonatadas Sódicas	11	12,0
	Águas Sulfatadas ou Cloretadas Sódicas	2	2,2

## **CONCLUSÕES**

Os resultados deste trabalho terão mais consistência após relação entre a classificação pelo diagrama de Piper e os elementos das rochas formadoras do aquífero estudado. Neste caso, é relevante que os dados das águas sejam analisados separadamente entre poços tubulares e poços Amazonas.

Como foi adotada uma estimativa por krigagem ordinária e considerando que as águas naturais, para consumo humano, possuem uma faixa limitante para os teores de condutividade elétrica, a aplicação da estimativa por krigagem indicativa permite gerar informações relevantes para os dados estudados.

A aplicação de técnicas de estatística multivariada permitirá a obtenção de importantes informações para este estudo.

É preciso considerar os dados de outros parâmetros das águas estudadas para enriquecimento de informações e melhor municiar os gestores de recursos hídricos em suas tomadas de decisão.

## **REFERÊNCIAS**

- Adamy, A. (Org.). 2010. Geodiversidade do estado de Rondônia. Porto Velho: CPRM, 337p.
- Brasil. 2006. Ministério da Saúde. Vigilância e controle da qualidade da água para consumo humano. Brasília: Ministério da Saúde, 212p.
- Campos, J. C. V. 1998. Avaliação preliminar do potencial hidrogeológico da cidade de Porto Velho (RO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10. 1998, São Paulo. Anais eletrônicos... Curitiba: UFPR, 1998.
- Kitanidis, P.K., 1997. Introduction geostatistics: applications to hydrology. Cambridge England, Cambridge University Press, 249p.
- Landim, P.M.B. 2003. Análise estatística de dados geológicos 2ª ed. São Paulo, Editora da Unesp, 253p.

## USO DO ÍNDICE DE ESTABILIDADE NA GESTÃO DE SISTEMAS DE ABASTECIMENTO DE ÁGUA COM CAPTAÇÃO SUBTERRÂNEA

Giancarlo Lastoria<sup>(1)</sup>; Sandra G. Gabas<sup>(1)</sup>; Amaury de Souza<sup>(2)</sup>; Guilherme H. Cavazzana<sup>(3)</sup>.

Universidade Federal de Mato Grosso do Sul/ FAENG; (2) Universidade Federal de Mato Grosso do Sul/ Instituto de Física; (3) EXATA Ambiental–Campo Grande, MS.

### INTRODUÇÃO

O uso das águas subterrâneas remonta aos primórdios das civilizações, há mais de 6.000 anos. Nos tempos modernos, o manancial subterrâneo é utilizado de maneira preponderante em muitos países, com diferentes estágios de desenvolvimento, para fins de abastecimento humano, para indústria e para a agropecuária. No Brasil, o desenvolvimento urbano não foi preferencialmente sustentado pelo aproveitamento das águas subterrâneas, como pode ser constatado nos sistemas de abastecimento de água das grandes cidades e das capitais, onde foram priorizadas captações e estações de tratamento de águas superficiais. Enfatizando esse modelo, a legislação brasileira normalizadora dos recursos hídricos - Lei 9433/97 (BRASIL, 1997), também não coloca as águas subterrâneas em um plano de destaque.

Entretanto, é sempre oportuno atentar para a segurança hídrica do manancial subterrâneo, tendo em vista as inúmeras vantagens em relação às águas superficiais, resumidas em se ter uma água de melhor qualidade a um custo mais baixo, captadas mais rapidamente e com menor impacto ambiental. Ao mesmo tempo, o avanço tecnológico permite que, cada vez mais, tanto maquinários para obras de captação como equipamentos para bombeamento de água subterrânea, sejam disponibilizados no mercado nacional, a preços competitivos, possibilitando a exploração de maiores volumes. Muito embora a quantidade de água subterrânea existente na Terra seja seis vezes maior que a água de lagos e rios, a captação por meio de poços tende a sofrer uma concentração, principalmente nas áreas urbanas, comprometendo indiscutivelmente a utilização desse manancial. Em sociedades onde não existe regulamentação eficiente, atuante e onde o modelo econômico visar somente o lucro imediato, em detrimento à sustentabilidade, este desequilíbrio é iminente.

Objetivando contribuir com a gestão dos sistemas de abastecimento de água que têm a captação a partir do manancial subterrâneo e, levando-se em conta o princípio de que é sempre melhor prevenir do que remediar, este trabalho aponta para a importância de se quantificar o índice de estabilidade, a partir do qual é possível estabelecer se a água tem característica corrosiva, incrustante ou, a melhor das situações, neutra.

### HIDROQUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A qualidade físico-química das águas subterrâneas é função da composição da água de chuva, das interações com a mineralogia do solo/rocha durante sua infiltração e do seu tempo de permanência nos aquíferos. Influências antrópicas, devidas ao uso e ocupação do solo, devem ser consideradas. As normas brasileiras relativas à qualidade das águas subterrâneas - Resoluções CONAMA 396 e 420 (BRASIL, 2008 e 2009), Portaria 2914 do Ministério da Saúde (BRASIL, 2011), não fazem referência às características de agressividade ou incrustação dessas águas (Figura 1).



a- Corrosão de torneira metálica, em Campo Grande-MS.

b- Incrustação de  $\text{CaCO}_3$  em rede d'água de PVC, Paranaíba-MS.

Figura 1- Exemplos de corrosividade (a) e incrustação (b) de água subterrânea do Aquífero Serra Geral, em duas cidades do Estado de Mato Grosso do Sul.

A intensidade das corrosões e incrustações varia de acordo com a composição e características hidroquímicas da água e das condições operacionais do poço, como velocidade de circulação da água nos filtros e variação de pressão (CUSTODIO e LLAMAS, 1976). Os parâmetros mais utilizados para quantificação dessas características são o *Índice de Langelier* e o *Índice de Ryznar*. Em ambos os índices, existe uma relação entre o valor do pH da água e o valor do seu  $pH_e$  (pH de equilíbrio, ou de saturação). Para o cálculo do  $pH_e$ , usa-se a expressão (1)

$$pH_e = 9,3 + A + B - C - D \quad (1), \text{ onde:}$$

$$A = \frac{\text{Log}(STD - 1)}{10}$$

$$B = [-13,12 \times \text{Log}(T(^{\circ}C) + 273)] + 34,55$$

$$C = \text{Log}(Ca^{2+}) - 0,4$$

$$D = \text{Log}(\text{alcalinidade})$$

STD é o valor dos sólidos totais dissolvidos, em mg/L; T é a temperatura medida em graus Celsius;  $Ca^{2+}$  é a concentração de cálcio e alcalinidade é a concentração de  $CaCO_3$ , ambas expressas em mg/L.

### Índice de Saturação de Langelier (LSI)

$$LSI = pH - pH_e$$

Pelo Índice de Langelier (1946, *apud* GRADES, 2004), o valor negativo do LSI corresponde ao caráter agressivo das águas, ou seja, tendência de corrosão. Se for positivo, corresponde ao caráter incrustante das águas, tendendo a formar precipitados e causar obstruções. Nesse caso há a supersaturação de  $CaCO_3$ . Quando o LSI se apresenta nulo, há um equilíbrio calco- carbônico, tornando a água nem incrustante e nem agressiva. Grades (2004) propõe uma classificação detalhada dos valores do LSI (Tabela 1).

### Índice de Estabilidade de Ryznar (RSI)

$$RSI = 2 \times pH_e - pH.$$

A severidade da corrosão ou precipitação, pode ser classificada também pelo Índice de Ryznar (1944, *apud* GRADES, 2004). De acordo com Grades (2004) a variação dos valores de RSI é mostrada na Tabela 1.

Tabela 1 Classificação dos valores do LSI e do RSI, adaptado de Grades (2004).

Valor LSI	Indicação	Valor RSI	Indicação
> 4	Incrustação severa	> 4	Incrustação severa
3 a 4	Incrustação moderada	4 a 5	Incrustação forte
1 a 3	Incrustação suave	5 a 6	Incrustação leve
0,5 a 1	Incrustação muito suave	6 a 7	Balanceado
-0,5 a 0,5	Balanceado	7 a 7,5	Corrosão moderada
-0,5 a -2	Corrosão suave	7,5 a 9	Corrosão forte
-2 a -5	Corrosão moderada	> 9,0	Corrosão severa
< -5	Corrosão severa		

## APLICAÇÃO DOS ÍNDICES E CONCLUSÕES

Em Mato Grosso do Sul, Lastoria (2002) aplicou o Índice de Langelier na caracterização hidroquímica do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), em área aflorante de 40.000 km<sup>2</sup> das erupções básicas no Estado. Foi constatado que a maioria dos poços apresentava águas corrosivas. Do ponto de vista da hidráulica subterrânea nesse tipo de aquífero fissurado, a característica de agressividade da água favorece na desobstrução das descontinuidades, atestado pelo incremento da vazão específica de poços submetidos a novo ensaio de bombeamento, após alguns anos de exploração.

Em Campo Grande, capital de Mato Grosso do Sul, a Empresa Concessionária do sistema de águas (Águas Guariroba S/A), opera cerca de uma centena de poços tubulares de basalto, dentro da área urbana da cidade. Cavazzana et al. (2012) determinaram os índices de Langelier e de Ryznar para a água desses poços, sendo constatada predominância de corrosividade. Pelos resultados obtidos, 65% das águas exploradas do SASG têm características de corrosão leve pelo índice LSI e apenas 4% dos poços possuem água com corrosão severa, enquanto para o índice RSI, resultou em 98% dos poços com corrosão severa. Comparando os dois resultados, verifica-se que o Índice de Langelier é o mais representativo, tendo em vista que a Concessionária efetuou substituição do tipo de edutor para bombas submersas instaladas em cerca de 5% dos poços em operação no sistema.

Os Índices de Saturação de Langelier (LSI) e de Estabilidade de Ryznar (RSI), com rotina simples de análise laboratorial, quando distribuídos espacialmente podem ser usados como uma ferramenta de baixo custo na gestão dos sistemas de abastecimento de água, com captação por meio de poços tubulares. Embora os valores desses parâmetros não constem das normas brasileiras de potabilidade e qualidade das águas subterrâneas, a capacidade de corrosão e incrustação da água explorada pode levar à perdas de investimento, como a diminuição da vazão devido às incrustações, ou até mesmo a inutilização de poços. (rompimento de filtros, da tubulação do edutor, até a queda do equipamento de bombeamento no poço). O conhecimento e monitoramento da hidroquímica da água podem apontar para medidas e procedimentos específicos, minimizando esses problemas, auxiliando na locação, projeto, especificação e manutenção preventiva dos poços tubulares, dos equipamentos de bombeamento e das adutoras e redes de distribuição d'água.

## REFERÊNCIAS

- BRASIL. Ministério da Saúde. Secretaria de Vigilância em Saúde. 2011. Portaria nº 2914/11 de 12 de dezembro de 2011. Dispõe sobre vigilância e controle da qualidade da água para consumo humano. Brasília,
- BRASIL. Conselho Nacional do Meio Ambiente – CONAMA 2009. Resolução nº 420/09 de 30 de dezembro de 2009. Dispõe sobre critérios e valores orientadores de qualidade de solo e águas subterrâneas quanto presença substâncias químicas. Brasília,
- BRASIL. Conselho Nacional do Meio Ambiente – CONAMA 1997.. Resolução nº 396/08 de 03 de abril de 2008. Dispõe sobre a classificação e diretrizes ambientais para o enquadramento das águas subterrâneas e dá outras providências. Brasília, 2008.
- BRASIL. Presidência da República. Lei nº 9433/97 de 08 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. Brasília,
- Cavazzana, G. H.; Lastoria, G.; Gabas, S. G.; Bezerra, C.M.P. 2012. Análise de agressividade e incrustação das águas subterrâneas na região urbana de Campo Grande – MS. Águas Subterrâneas (São Paulo), v. 26, p. 83-97,
- Custódio, E.; Llamas, M. R. 1976. Hidrologia Subterrânea. Barcelona: Omega,
- Grades, E. A. 2004. Modelling and Simulation of CO<sub>2</sub> Release in Multiple-Effect Distillers for Seawater Desalination. Jordanien, p 78-84. Dissertation (Doktor-Ingenieur). Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technische Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg in Tafilah.
- Lastoria, G. Hidrogeologia da Formação Serra Geral no Estado de Mato Grosso do Sul. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2002. 133p.

## CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS DOS SISTEMAS BARREIRAS E PIRABAS EM CASTANHAL E SANTA MARIA DO PARÁ (PA) COM BASE EM DADOS HIDROGEOQUÍMICOS

Igor Rafael Furtado da Silva<sup>1</sup>; Marco Antonio Galarza<sup>2</sup>, Thiago Luiz Dias Gomes<sup>1</sup>

<sup>1</sup>PPGG, IG-UFGA, igorsilva@ufpa.br, thiago.lui6@gmail.com; <sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica, PPGG, IG-UFGA, antogt@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O estudo das propriedades físico-químicas dos mananciais subterrâneos serve como parâmetro para uma correta utilização destes em função das finalidades a que se destinam. O conhecimento hidroquímico minucioso da qualidade das águas subterrâneas levará ao conhecimento de sua história geológica, sua origem dentro do ciclo hidrológico como também a influência que estas águas sofrem do solo e rochas por onde elas circulam (Paranhos 2010). Estudos hidrogeoquímicos em águas provenientes de aquíferos têm sido utilizados buscando determinar a potencialidades deste recurso hídrico para o abastecimento público, para o uso na indústria, na agricultura, entre outros. Além disso, cabe destacar a utilização destes estudos visando o estabelecimento de informações de cunho técnico necessárias para gestão deste recurso ambiental no que diz respeito ao seu uso e proteção.

Dentro deste contexto inserem-se as cidades de Castanhal e Santa Maria do Pará. Estes municípios localizam-se próximo a Região Metropolitana de Belém, tendo como principais características a expansão populacional desordenada, a ausência de políticas públicas e de um programa de gestão dos recursos hídricos. Em muitas partes dos referidos municípios não há a presença de infraestrutura e saneamento básico para a população. Soma-se a isso o crescimento de zonas de ocupação ilegais (invasões) contribuindo para o crescimento da demanda de água potável sobrecarregando o sistema de abastecimento de água local, quando existente.

### METODOLOGIA

No desenvolvimento da base metodológica foram empregados: **a)** Levantamento Bibliográfico do tema pesquisado a partir de teses, dissertações e artigos; **b)** Coleta de campo, sendo os procedimentos realizados com base no guia nacional de coletas e preservação de amostras (ANA 2011). Foram determinados parâmetros físicos e físico-químicos *in situ* (temperatura, condutividade elétrica, pH e sólidos totais dissolvidos); **c)** Determinação dos parâmetros físico-químicos (Fe Total, Alcalinidade Total, Sílica e Cátions e Ânions) no laboratório de Hidroquímica da Universidade Federal do Pará - UFPA. Estes parâmetros foram determinados por meio das metodologias recomendadas pela APHA (1995) e ANA (2011). As concentrações de cátions ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$ ) e ânions ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ ) foram determinadas por cromatografia líquida utilizando-se um cromatógrafo de íons DIONEX DX-120. **d)** Utilização do Software Aquachem v.3.7 para a confecção dos diagramas de Piper e Schöller.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na região nordeste do Estado do Pará, os principais sistemas aquíferos são o sistema Barreiras e o Pirabas. O primeiro está abrigado em rochas siliciclásticas, enquanto que o segundo é formado por rochas calcárias e siliciclásticas (Paranhos 2010). Esses aquíferos possuem um grande potencial para o abastecimento público tanto na Região Metropolitana de Belém (RMB) como em seus arredores. Após a década de 70, vários estudos correlacionado o neotectonismo com diversas áreas na Amazônia concluíram que no nordeste paraense existiram dois tipos de movimentações (Palheta 2008, Pinheiro 2009): 1. Falhas transtessivas no Mioceno-Plioceno; 2. Falhas normais e transcorrentes no Pleistoceno- Holoceno. Estas falhas são do tipo normais com superfícies potenciais de menor tensão. Sendo estas os prováveis locais para a recarga dos aquíferos interceptados por elas. Isso sugere uma possível conexão hidráulica entre os sistemas Barreiras e o Pirabas.

A Tabela 1 evidencia os valores das amostras dos poços dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas nas cidades de Castanhal e Santa Maria do Pará, correspondentes ao período chuvoso realizadas nos meses de Janeiro/Fevereiro e Março/Abril de 2013.

Tabela 1 – Composição Química das Águas dos Aquíferos Barreiras e Pirabas.

Aquífero	Barreiras			Pirabas		
	Mín.	Máx.	Período Chuvoso	Mín.	Máx.	Período Chuvoso
pH	3,89	6,85	4,50	3,80	6,60	5,38
T (°C)	27,70	30,10	28,48	28,00	29,60	28,72
Cond.	47,10	608,00	177,16	48,80	170,00	93,92
STD	22,00	287,00	83,58	23,00	81,00	44,25
Sílica	4,81	17,04	9,62	7,31	30,93	16,74
Na <sup>+</sup>	0,06	3,43	0,69	0,01	0,42	0,19
K <sup>+</sup>	0,00	0,07	0,03	0,00	0,04	0,02
Mg <sup>2+</sup>	0,00	0,10	0,04	0,00	0,23	0,07
Ca <sup>2+</sup>	0,00	0,50	0,08	0,04	0,98	0,23
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02
Cl <sup>-</sup>	0,13	3,66	1,05	0,15	1,65	0,48
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,24	5,31	1,11	0,00	0,84	0,25
SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0,00	0,10	0,02	0,00	0,14	0,06
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,00	0,89	0,09	0,00	1,84	0,52
Σ Cátions	-	-	0,85	-	-	0,52
Σ Ânions	-	-	2,26	-	-	1,32

<sup>1</sup>Condutividade (µS/cm). <sup>2</sup>Sólidos Totais Dissolvidos (mg/L). <sup>3</sup>Sílica (mg/l). Cátions e Ânions (meq/L).

A Figura 1 mostra o diagrama trilinear de Piper enquanto que a Figura 2 apresenta o diagrama deSchöller dos poços amostrados, sendo estes elaborados no Software Aquachem v.3.7 for Windows (Aquachem 1977).

O valores de pH para os poços Barreiras e Pirabas das cidades de Castanhal e Santa Maria do Pará se mostraram ácidos. No sistema Barreiras esta acidez variou de 3,89 a 6,85, com uma média de 4,5 no período chuvoso. Os dados de pH para o sistema Pirabas variaram de 3,8 a 6,6, tendo uma média 5,38 neste mesmo período. Os valores de pH para o aquífero Pirabas encontrados por Oliveira Filho (2012) nos municípios de Belém e Ananindeua foram mais básicos variando de 7 a 8, tendo um valor médio de 7,4 no período chuvoso.Os valores baixos de pH nas amostras são característicos da região amazônica, devido a intensa decomposição de matéria orgânica nos solos produzindo ácidos orgânicos, que por sua vez se dissociam liberando H<sup>+</sup> no meio acarretando diminuição do pH das águas que lavam estes solos (Matta 2002). Segundo Oliveira Filho (2012), a disponibilidade de H<sup>+</sup>no Barreiras se dá na forma de Ácido Silícico (2NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + 9H<sub>2</sub>O + 2H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub> + 2Na<sup>+</sup> + 2HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + 4H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>). Já no sistema Pirabas os valores para o pH são fortemente influenciados pela presença de bicarbonato proveniente da dissolução da calcita (CaCO<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → Ca<sup>2+</sup> + 2HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>).

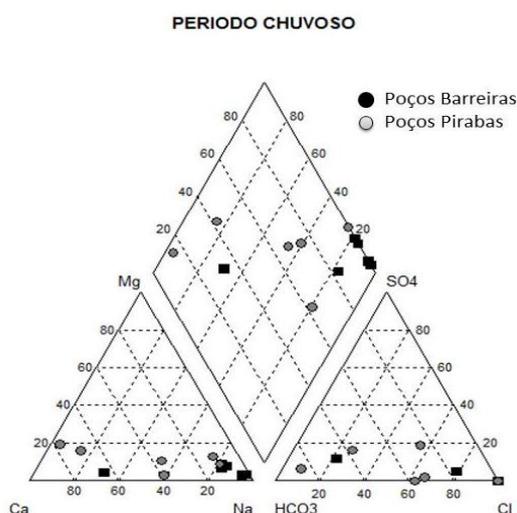


Figura 1 – Diagrama de Piper dos poços amostrados.

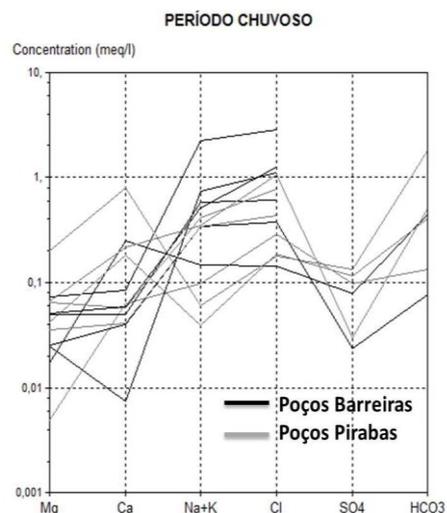


Figura 2 – Diagrama de Schöller dos poços amostrados.

Os valores para condutividade variaram entre 48,8 a 170  $\mu\text{S}/\text{cm}$  no Sistema Pirabas enquanto que no Barreiras foram entre 47 a 608  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Os valores para os Sólidos Totais dissolvidos seguiram a mesma tendência. Segundo Oliveira Filho (2012) os valores do primeiro deveriam ser bem maiores do que o do segundo, pois as águas do Pirabas são mais antigas que a do Barreiras sendo o tempo de percolação maior para o Pirabas. A concentração média de sílica dissolvida é quase que o dobro no sistema Pirabas. Isso é devido à hidrólise dos silicatos e do tempo de percolação no aquífero, tendendo a ser maior no sistema mais profundo, que no caso é o Pirabas.

Em relação aos cátions e ânions percebe-se a diferença entre as amostras dos dois sistemas nos dois municípios no diagrama de Piper (Figura 1). As amostras do Pirabas são hidroquimicamente classificadas como águas do tipo  $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$ , ressaltando a origem marinha da formação Pirabas e o processo de dissolução de calcita influenciando a química destas águas, enquanto que no Barreiras ser percebe uma fácies hidroquímica de  $\text{Na}^+ - \text{NO}_3^- - \text{Cl}^-$ . Isso pode ser visto claramente no diagrama de Schöller (Figura 2), utilizado para caracterizar o quimismo destas águas.

Ainda com basenos dados da Tabela 1 e da Figura 2, percebe-se uma alta concentração de cloro e nitrato nas águas do aquífero Barreiras. Isso mostra a grande contribuição da água meteórica ( $\text{Cl}^-$  e  $\text{Na}^+$ ) na química das águas do Barreiras, além da ação antrópica através de detergentes e esgotos, provenientes de fossas e sumidouros (Oliveira Filho 2012).

Utilizando a ferramenta de modelagem “Mix Samples” do software Aquachem foi calculado o grau de mistura entre as águas do Sistema Barreiras e Pirabas considerando uma percentagem de mistura de 10%, ou seja, foi misturado 10% da concentração dissolvida na amostra do Barreiras com 90% da concentração química dissolvida na amostra do Pirabas no período chuvoso (Oliveira Filho 2012). Esta modelagem é apresentada na Figura 3. Segundo Schöller (1962) o elemento  $\text{Cl}^-$  é um bom indicador de misturas de águas, sendo que suas concentrações são úteis para determinar recarga de aquíferos. Conforme afirma Mazor (2004), quando as águas de um aquífero confinado são plotadas em um diagrama de concentração usando na abcissa um elemento ou parâmetro conservativo, suas linhas deveriam se agrupar indicando a presença de um só tipo de águas. Na Figura 3, verificou-se que as linhas seguiram um padrão quase que alinhadas nas águas do sistema Pirabas semelhante aos dados encontrados por Oliveira Filho (2012). Os resultados ainda são preliminares faltando completar o ciclo sazonal de três coletas no período chuvoso e três no período seco.

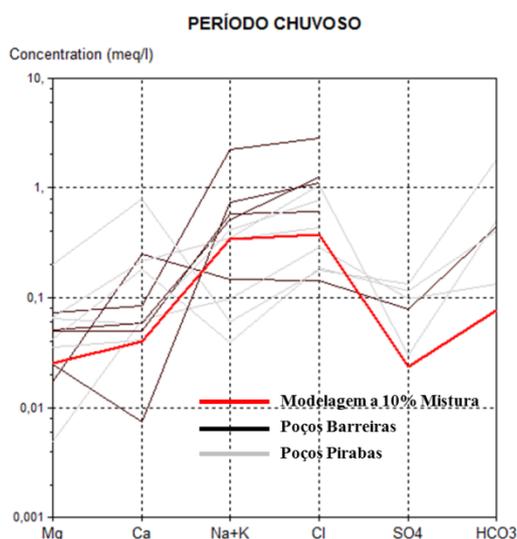


Figura 3 – Diagrama de Schöller para os poços Barreiras e Pirabas.

## REFERÊNCIAS

- APHA - American Public Health Association 1995. Standard methods for the examination of water and wastewater. Washington. American Public Health Association. 19th ed., 140 p.
- ANA – Agência Nacional de Águas 2011. Guia de coleta e preservação de amostras: água, sedimento, comunidades aquáticas e efluentes líquidos. São Paulo-SP, CETESB. 326p.
- AQUACHEM 1977. Aqueous Geochemical Data Analysis and Plotting, v 3.7, Waterloo

Hydrogeologic. Waterloo, Ontario, Canadá.

Matta M.A.S. 2002. Fundamentos Hidrogeológicos para a Gestão Integrada dos Recursos Hídricos da Região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 292 p.

Mazor, E. 2004. Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology, 3th ed., Marcel Dekker: New York. 352 p.

Oliveira Filho O.B.Q. 2012. Investigação de mistura de águas entre o Sistema Barreiras e Pirabas com base na Assinatura Isotópica de Estrôncio (Sr) e Hidrogeoquímica em Ananindeua, Belém e backgrounds em Benevides e Capanema, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 82 p.

Palheta E.S.M. 2008. Estudo da Compartimentação e Arcabouço Neotectônico da Ilha de Mosqueiro-Pará Empregado no Conhecimento Hídrico Subterrâneo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 241p.

Paranhos P.F. 2010. Caracterização Hidroquímica do Sistema Aquífero Pirabas em Icoaraci, Região Metropolitana de Belém – Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 94p

Pinheiro A.V.R. 2009. Uso de Ferramentas Multidisciplinares na Avaliação de Vulnerabilidade e Risco a Subsidência no Meio Cárstico na cidade de Castanhal, Nordeste do Pará – Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 211 p.

Queiroz M.M.A.; Horbe, A.M.C.; Seyler, P.; Moura, C.A.V. 2009. Hidroquímica do Rio Solimões na região entre Manacapuru e Alvarães – Amazonas – Brasil. Acta Amazônica, 39: 943-952.

Schöller, H. 1962. Les eaux souterraines. 53th ed., Paris. 642 p.

## VARIAÇÃO TEMPORAL DA CARGA DISSOLVIDA NA BACIA AMAZÔNICA

Liz Stefanny Hidalgo SÁNCHEZ<sup>1</sup>, Adriana Maria Coimbra HORBE<sup>1</sup>, Jean-Sébastien MOQUET<sup>2</sup>, Francis SONDAG<sup>3,4</sup>, Jean-Loup GUYOT<sup>5</sup>

1. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Rodrigo Otávio Jordão Ramos 3000, Manaus, 69050-290; 2. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - Cidade Universitária, São Paulo, 05508-080; 3. IRD/UMR/GET (Université Paul Sabatier, CNRS, IRD, OMP), 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France; 4. Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil; 5. IRD/UMR/GET (Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP), Casilla 18-1209, Lima 18, Peru.

### INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do rio Amazonas é a maior do mundo com área de  $6.2 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> e a mais importante em termos de transferência de material continental para o oceano. Fornece aproximadamente a nível mundial 17% de água continental, 4% de material dissolvido e 3% de material em suspensão (Callède et al. 2010 e Milliman 2001). Vários estudos na bacia foram focados no cálculo dos fluxos de material dissolvido e na sua distribuição espacial (Stallard & Edmond 1983, Gaillardet et al. 1997, Moquet et al. 2011 entre outros), sendo que todos constatam a grande influência dos Andes na carga total dissolvida. Contudo, poucos focaram no estudo da distribuição temporal de material dissolvido (Devolet et al. 1995, Mortatti & Probst 2003, Smolders et al. 2004).

O consórcio internacional Observatório Ambiental da Hidrologia, Geoquímica e Geodinâmica da bacia Amazônica (ORE-HYBAM), adquire dados hidrológicos e hidrogeoquímicos do rio Amazonas e seus principais tributários desde 2003. Tem 13 estações de alta resolução temporal (diária para dados hidrológicos e mensais para dados químicos), distribuídos nos três principais ambientes geomorfológicos da bacia (Andes, escudos e planície); as quais formam uma base de dados única que permite estudar os processos que ocorrem na bacia amazônica.

Com objetivo de entender os fatores que interveem na distribuição temporal do material dissolvido na bacia amazônica, foram selecionadas seis estações hidrológicas dos principais tributários andinos e de planície. Usou-se os dados de vazão, medidas de pH, condutividade e concentrações dos íons maiores (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> e SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) e SiO<sub>2</sub> dissolvidos nas águas entre 2003 a 2011, disponíveis em [www.ore-hybam.org](http://www.ore-hybam.org).

### MATERIAIS E MÉTODOS

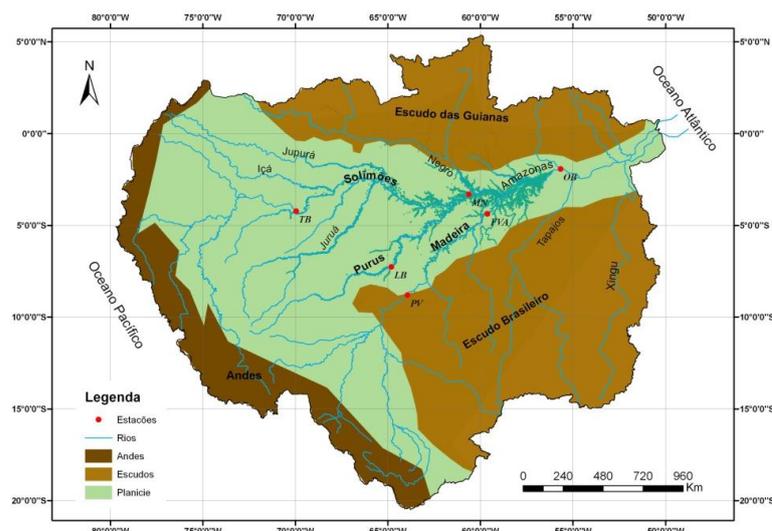
Foram selecionadas as estações hidrológicas Tabatinga-Nazareth e Manacapuru no rio Solimões, Porto Velho e Borba-Fazenda Vista Alegre no rio Madeira, Lábrea no rio Purus e Óbidos no Amazonas, perto da desembocadura (Figura 1). A vazão foi medida pelo sistema ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler); o pH e a condutividade foram medidos in situ e para análises químicas foram mensalmente coletadas amostras em garrafas de polietileno de 1000 ml e filtradas em membrana de celulose de 0,2 µm. Essas amostras foram analisadas segundo o procedimento descrito em Cochonneau et al. (2010).

O total de sólidos dissolvidos (TDS) foi calculado pela soma das de Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e SiO<sub>2</sub> em mg L<sup>-1</sup>) e a normalização do balanço de cargas inorgânicas (NBCI) segundo  $[(Na^+ + K^+ + 2Mg^{2+} + 2Ca^{2+}) - (2SO_4^{2-} + Cl^- + HCO_3^-)] / (Na^+ + K^+ + 2Mg^{2+} + 2Ca^{2+})$ .

### RESULTADOS

#### Parâmetros físico-químicos e íons maiores

Na parte mais a montante dos rios Solimões/Amazonas e Madeira (Tabatinga-Nazareth e Porto Velho respectivamente) as águas são levemente alcalinas e mais condutivas em relação às estações mais a jusante como Óbidos no rio Amazonas e Fazenda Vista Alegre no rio Madeira (Tabela 1). Entre as estações a de Lábrea no rio de planície (Purus) é a que apresenta a menor condutividade. A normalização do balanço de cargas inorgânicas (NICB) nas estações em estudo mostra excesso catiônico de até 17% na estação de Lábrea (Tabela 1). O desbalanço de cargas atribui-se à dissociação de ácidos orgânicos (Sondaget et al. 2010).



**Figura 1-** Localização das estações hidrológicas estudadas. TAB: Tabatinga-Nazareth, MAN: Manacapuru, OB: Obidos, PV: Porto Velho, FVA: Fazenda Vista Alegre, LAB: Lábrea.

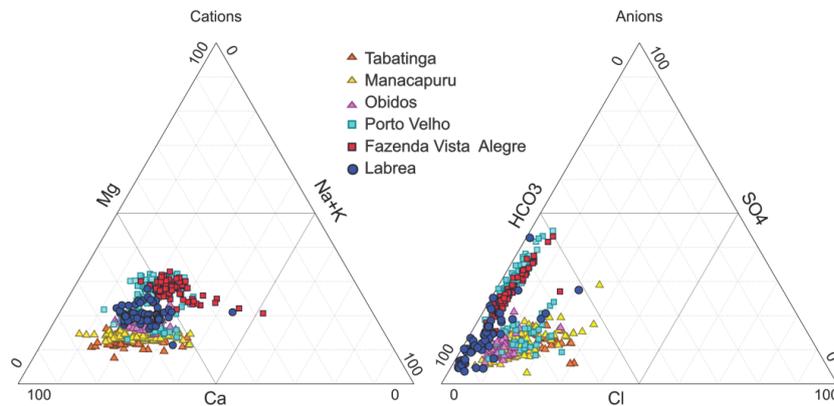
As águas dos rios em estudo classificam-se como cálcico-bicarbonatadas. Entretanto, há variações entre eles. Nas estações do rio Solimões-Amazonas  $\text{Ca}^{2+}$  é o cátion mais abundante (50 a 80%) seguido do  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  (entre 10 a 40% nas três estações) e  $\text{Mg}^{2+}$  (entre 8 e 30% Obidos). A carga aniônica é dominada pelo  $\text{HCO}_3^-$  (entre 60 a 98%) (Figura 2). No rio Madeira, na estação de Porto Velho o  $\text{Ca}^{2+}$  contribui entre 50 e 70%, ligeiramente menor que no Solimões-Amazonas, mas na estação de Fazenda Vista Alegre  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  apresentam proporções similares, porém com leve dominância do  $\text{Ca}^{2+}$  (Figura 2). Apesar do  $\text{HCO}_3^-$  ser o ânion dominante há nestas duas estações maior porcentagem de  $\text{SO}_4^{2-}$  (10 – 40%) e menor de  $\text{Cl}^-$  (0-10%) em relação às estações do rio Solimões-Amazonas (Figura 2). No rio Purus, a estação de Lábrea a proporção dos íons é similar a de Porto Velho exceto pela menor influencia de  $\text{SO}_4^{2-}$  (até 30%) (Figura 2).

### Variação temporal

Na estação de Tabatinga a concentração de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$  tiveram distribuições heterogêneas ao longo dos anos e não apresentaram sazonalidade. Enquanto  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$  mostraram efeito da sazonalidade que é inversamente proporcional vazão. As concentrações de  $\text{K}^+$  e  $\text{SiO}_2$  mantêm pouco variáveis ao longo dos anos (Figura 3). A distribuição de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$  e  $\text{SiO}_2$  segue similar nas estações a jusante. Em Manacapuru a vazão está defasada em um mês em relação à Tabatinga, ou seja, o máximo ocorre um mês mais tarde e os íons estão mais diluídos. Contudo,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , e  $\text{SO}_4^{2-}$  possuem comportamento mais uniforme ao longo dos anos que em Tabatinga, mas não apresentaram sazonalidade. Esses íons em Obidos estão mais diluídos, têm distribuição ainda mais uniforme e há certa sazonalidade, pois as mais altas concentrações ocorrem um mês ou dois depois da época de menor vazão, enquanto que as mais baixas ocorrem no final do período de maior vazão. No rio Madeira, na estação de Porto Velho a sazonalidade da vazão foi semelhante à Tabatinga, entretanto para jusante, na estação de Fazenda Vista Alegre a menor vazão ocorre um mês mais tarde. Contudo nessas duas estações as concentrações de todos os íons exceto  $\text{K}^+$  e  $\text{SiO}_2$ , são inversamente proporcionais a vazão (Figura 3) e diferem da maior heterogeneidade apresentada entre estações do rio Solimões/Amazonas. Na estação de Lábrea, no rio Purus a sazonalidade da vazão acompanha a de Tabatinga e as águas são mais diluídas em relação às demais estações; entretanto as concentrações de  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$  nesta estação diferem-se das demais por não mostrar sazonalidade ao longo do período estudado.

**Tabela 1-** Valores médios de temperatura, pH, condutividade e NICB nos rios Solimões-Amazonas, Madeira e Purus.

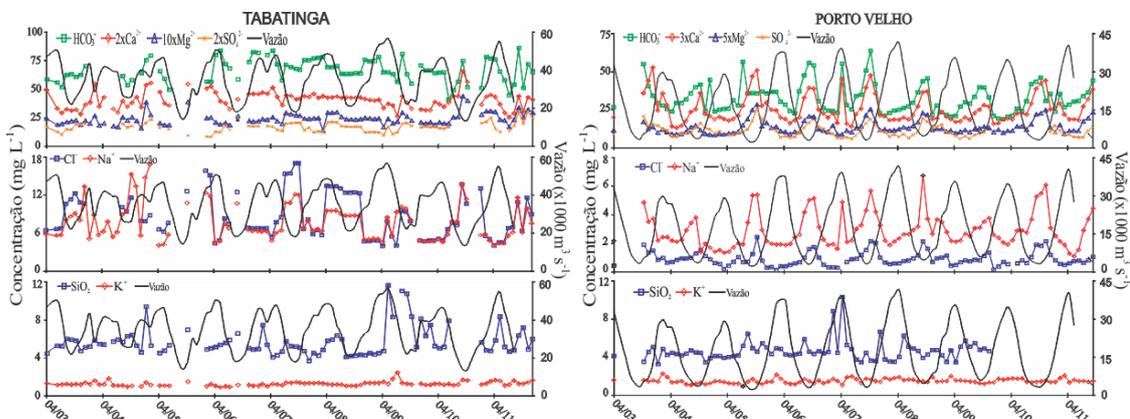
Estações	Temperatura (°C)	Condutividade (µS cm <sup>-1</sup> )	pH	NICB (%)
Tabatinga	29,5	138±26	7,5	5,12
Manacapuru	28,6	77±15	6,9	1,57
Obidos	29,0	51±13	6,9	2,65
Porto Velho	28,8	77±23	7,2	3,07
Fazenda Vista Alegre	29,5	53±19	6,9	5,08
Lábrea	28,4	40±20	6,9	17,08



**Figura 2-** Diagrama ternário de íons maiores dissolvidos.

**DISCUSSÃO E/OU CONCLUSÕES**

No rio Solimões-Amazonas a distribuição heterogênea das concentrações de Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> e a ausência de sazonalidade estari relacionada à variedade de fontes e ao rápido intemperismo dos carbonatos, sendo que a temporalidade do fluxo (concentração x vazão) desses íons esta influenciado pela hidro-climatologia. No entanto, nos rios Madeira e Purus a hidro-climatologia tem pouca influencia na variação do fluxo desses íons ao longo dos anos o que indica a maior influencia dos silicatos com intemperismo mais lento que os carbonatos. A distribuição das concentrações de Cl<sup>-</sup> e Na<sup>+</sup> no rio Solimões-Amazonas e no Madeira evidencia a fraca influencia da hidrologia no fluxo desses íons, pois estes mantêm quase constante ao longo dos anos, o que poderia se atribuir a fontes pontuais de evaporitos. No entanto, os fluxos de K<sup>+</sup> e SiO<sub>2</sub> têm forte influencia da hidrologia. Portanto pode-se dizer que a variabilidade temporal dos fluxos de material dissolvidos nos rios estudados é principalmente controlada pela variabilidade temporal/sazonal da hidrologia.



**Figura 3-** Variação da concentração dos íons e da vazão ao longo dos anos nas estações Tabatinga e Porto Velho.

## REFERÊNCIAS

- Callède, J., Cochonneau, G., Ronchail, J., Vieira Alves, F., Guyot, J.L., Santos Guimaraes, V., De Oliveira, E. 2010. Les apports en eau de l'Amazone à l'océan Atlantique. *Revue des sciences de l'eau* 23 (3).
- Cochonneau, G., Sondag, F., Guyot, J.L., Geraldo, B., Filizola, N., Fraizy, P., Laraque, A., Magat, P., Martinez, J.M., Luis, N., Oliveira, E., Ordoñez, J., Pombosa, R., Seyler, F., Sidgwick, J., Vauchel, P. 2006. The Environmental Observation and Research project, ORE HYBAM, and the rivers of the Amazon basin, the Fifth FRIEND World Conference held Climate: variability and Change—Hydrological Impacts. IAHS, Havana, Cuba.
- Devol, A.H., Forsberg, B.R., Richey, J.E., Pimentel, T.P. 1995. Seasonal variation in chemical distributions in the Amazon (Solimões) River: A multiyear times series. *Gloal Biogeochemical Cycles* 9, 307-328
- Sondag, F., Guyot, J-L., Moquet J.S., Laraque A., Adele G., Cochonneau G., Doudou J.C., Lagane C., Vauchel P. 2010. Suspended sediment and dissolved load budgets of two Amazonian rivers from the Guiana Shield: Maroni River at LangaTabiki and Oyapock River at SautMaripa (French Guiana). *Hydrological Processes* 24, 1433-1445.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Allégre, C.J., Négrel, P. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology* 142, 141–173.
- Milliman, J.D., 2001. River Inputs. In : J.H. Steele, S.A. Trope e K.K. Turekian (eds.) *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, San Diego, pp.2419-2427.
- Moquet, J.S., Crave A., Viers, J., Seyler, P., Armijos, E., Bourrel, L., Chavarri, E., Lagane, C., Laraque, A., Casimiro, W.S.L., Pombosa, R., Noriega, L., Vera, A., Guyot, J.L. 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology* 287, 1–26.
- Mortatti, J., Probst, J.L. 2003. Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. *Chemical Geology* 197, 177–196.
- Smolders A.J.P., Hudson-Edwards K.A., Van der Velde G., Roelofs J.G.M. 2004. Controls on water chemistry of the Pilcomayo river (Bolivia, South-America). *Applied Geochemistry* 19, 1745-1758.
- Stallard, R.F., Edmond, J.M., 1983. Geochemistry of the Amazon. 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research* 88, 9671–9688.

## QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM VILHENA - RO

Luiz Antonio da Costa Pereira<sup>1</sup>; Claudio Cesar Aguiar Cajazeiras<sup>2</sup>; Carlos Eduardo Santos Oliveira<sup>3</sup>; Carlos Gava<sup>4</sup>

<sup>1</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil - luiz.pereira@cprm.gov.br

<sup>2</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil - claudio.cajazeiras@cprm.gov.br

<sup>3</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil - carlos.oliveira@cprm.gov.br

<sup>4</sup>SAEE - Serviço Autônomo de Águas e Esgoto de Vilhena (RO) - carlosquimicovilhena@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O município de Vilhena tem 79.616 habitantes e é abastecido principalmente por águas subterrâneas. O projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas - RIMAS, em execução pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, tem como objetivo monitorar as águas subterrâneas dos principais aquíferos sedimentares do Brasil visando o conhecimento dos parâmetros hidrodinâmicos dos mesmos, bem como a qualidade das águas e seus tipos de uso; iniciou sua atuação na bacia sedimentar dos Parecis, em Rondônia, no ano de 2010. Até o momento foram construídos 13 poços na referida bacia, tendo sido cedidos mais 2 poços pela prefeitura do município. No primeiro trimestre deste ano foram construídos quatro poços para o referido projeto, tendo sido coletadas amostras d'água para análises por ICP/OES e cromatografia. Os resultados foram conforme figura e tabela a seguir.



Figura 1 - Poço em construção CBM-04, bacia sedimentar dos Parecis, zona rural de Vilhena.

### METODOLOGIA

Seguiram-se os procedimentos de coleta das amostras d'água dos poços conforme metodologia do Laboratório de Análises Minerais - LAMIN/CPRM, com os materiais e equipamentos apropriados, além de se fazer a filtragem e a preparação química da amostra conforme a referida metodologia. As análises foram realizadas pelos métodos de Cátions por ICP-OES, Ânions por Cromatografia Iônica e Mercúrio por Absorção Atômica.

Os procedimentos da coleta se deram da seguinte forma: coletar a amostra de água em bequer;

- filtrar para tubos de centrífuga (capacidade 50 mL) com membrana filtrante de 0,45 µm acoplada a seringa de 20 mL, procedendo da seguinte maneira:

- tubos 1 e 2: adicionar 20 gotas de ácido nítrico 1:1. Filtrar amostra até completar o volume de 50mL, para a realização das análises de Cátions por ICP- OES;
- tubo 3 e 4: filtrar 50 mL da amostra para a realização das análises Ânions por Cromatografia Iônica;
- tubo 5 e 6: adicionar 20 gotas de ácido nítrico 1:1. Filtraramostra até completar o volume de 50mL, para a realização da análise de Mercúrio por Absorção Atômica;
- tubo 7 e 8: adicionar 20 gotas de hidróxido de sódio 1%. Filtrar amostra até completar o volume de 50mL, para a realização da análise de Cianeto. Envolver os tubos com papel alumínio.

Tabela 1 – Resultados da análise de águas.

Al	B	Ba, Ca	Co			
0.006	0.000	0.023	0.640	0.002		
0.008	0.000	0.024	0.776	0.001		
0.000	0.0000.053	0.923	0.006			
0.000	0.0000.058	0.957	0.006			
Cr	Cu	Fe	K	Li	Mg	Mn
0.001	0.000	0.082	0.088	0.000	0.068	0.309
0.002	0.000	0.098	0.095	0.000	0.070	0.316
0.002	0.000	0.092	0.090	0.000	0.131	0.909
0.002	0.000	0.091	0.102	0.000	0.138	0.977
Mo, Na	Ni, Si	Sr, Ti	V			
0.001	0.873	0.000	4.167	0.004	0.000	0.000
0.001	0.880	0.000	4.268	0.004	0.000	0.000
0.001	0.257	0.000	4.174	0.005	0.000	0.000
0.001	0.237	0.000	4.838	0.005	0.000	0.000
Zn	As	Be	Cd	Pb, Sb, Se		
0.014	0.000	0.000	0.0000.002	0.001	0.000	
0.015	0.000	0.000	0.0000.002	0.001	0.000	
0.025	0.000	0.000	0.0000.004	0.000	0.001	
0.024	0.000	0.000	0.0000.005	0.000	0.004	
Sn	Ag					
0.001	0.000					
0.001	0.000					
0.001	0.000					
0.000	0.000					

## RESULTADOS

Os resultados das análises mostram através do diagrama de Piper duas vertentes diferentes de classificação das águas dos referidos poços da Bacia Sedimentar dos Parecis as águas sulfatadas ou cloretadas sódicas e as águas sódicas. O primeiro grupo se refere às localidades APCSA e APROCIS, áreas de pequenos sítios e chácaras, ambas associações de pequenos produtores rurais. As outras duas localidades são uma chácara denominada de Bela Manhã e a Empresa Agropecuária Verde Vale que contém extensas plantações de soja. Todos os locais onde foram construídos os poços estão sobre cobertura sedimentar recente lateríticas e na sequência sobre rocha intemperizada da Formação Utariiti do Grupo Parecis, variando apenas a espessura das coberturas e profundidade da rocha sã.

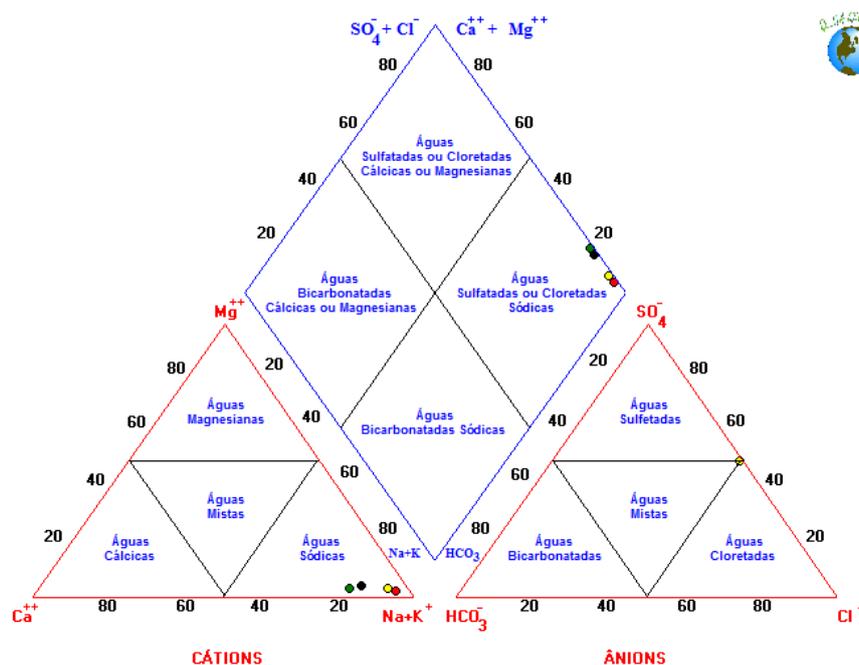


Figura 2 – Diagrama de Piper de qualidade de águas

## CONCLUSÃO

Neste trabalho através do diagrama de Piper se pode observar diferença significativa na classificação das águas, com o seu posicionamento se dando em lados opostos do diagrama, isto devido a maior ou menor concentração de sais e suas transformações pelo intemperismo químico e também pela disponibilidade constante nos resultados de análise, resultando numa classificação preliminar que ainda pode ser completada. Entretanto em trabalho anterior concluiu-se que: as águas no geral são de boa qualidade química, classificadas como cloretadas sódicas, com condutividade elétrica e resíduo seco extremamente baixos, com valores médios de 15,4 micromhos/cm e 24 mg/l, respectivamente, Morais (1998).

## REFERÊNCIAS

- Bahia, R.B.C. et al. 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da bacia dos Parecis através de métodos potenciais. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, n.4, p. 639-649, dez.,  
Morais, P.R.C. 1998. Mapa hidrogeológico do Estado de Rondônia: texto explicativo, escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 32p. Programa Recursos Hídricos.

## AQUÍFERO ALTER DO CHÃO NO ESTADO DO PARÁ: ANÁLISES QUÍMICAS *IN LOCO* DOS POÇOS CONSTRUÍDOS PELA RIMAS (SGB-CPRM)

Manoel Imbiriba Junior: (manoel.imiriba@cprm.gov.br); Homero Reis de Melo Junior  
(homero.melo@cprm.gov.br)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

### INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas, situada entre os crátons das Guianas ao norte e do Brasil ao Sul, possui área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Amazonas e do Pará, estando separada a leste da bacia tafrogênica do Marajó através do Arco de Gurupá e a oeste da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus (Cunha *et. 1994*).

No Estado do Pará, a Formação Alter do Chão ocorre desde sua fronteira com o Estado do Amazonas a oeste, e até a borda da Bacia do Marajó a leste, abrangendo uma área de aproximadamente 9.870 km<sup>2</sup>, sendo aflorante nas cidades de Faro, Oriximiná, Óbidos, Juruti, Terra Santa, Santarém, Alenquer, Aveiro, Prainha, Brasil Novo, Vitória do Xingu, Senador José Porfírio e Porto de Moz (Figura 1).

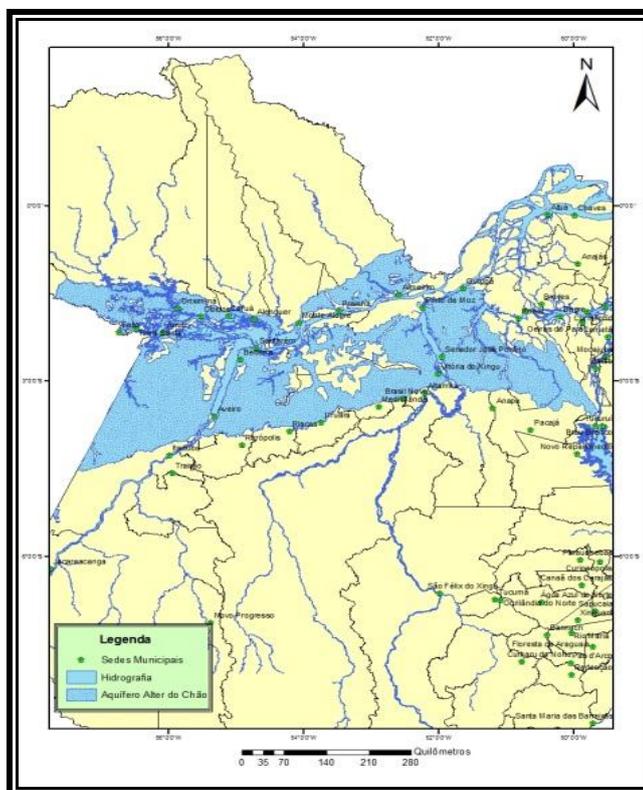


Figura 1. Mapa com as áreas de afloramento do Aquífero Alter do Chão no Estado do Pará (CPRM, 2012).

### ASPECTOS FÍSICOS

O aquífero Alter do Chão compreende um sistema hidrogeológico com propriedades de aquífero livre e confinado e está inserido na Região Hidrográfica Dominante do Amazonas (ANA, 2005). Este sistema foi mais bem estudado no Estado do Pará na cidade de Santarém, onde Tancredi (1996) desenvolveu sua Tese de Doutorado pela Universidade Federal do Pará quando foi realizado o cadastramento de poços na cidade de Santarém e região. A profundidade máxima destes poços possui 258 m e os dados hidrogeológicos são complementados na região por duas perfurações petrolíferas, as quais atravessam toda a Formação Alter do Chão com espessuras de 527 m em Alter do Chão e 603 m em Belterra. O sistema hidrogeológico da Formação Alter do Chão estende-se por toda a área, com espessura em torno de 600 m. Os aquíferos atingem espessuras totais de 480 m e são constituídos por uma sucessão

de camadas arenosas, com permeabilidade e espessura variáveis, intercaladas com aquícludes e aquitardes de pequena espessura. Entretanto, os aquíferos representam cerca de 80% do sistema hidrogeológico.

### CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

A qualidade da água é uma consequência do seu estado natural, físico e químico, bem como de qualquer alteração que possa ter ocorrido devido à ação humana sobre a mesma. A utilização da água para uma determinada atividade é determinada pela sua qualidade. Mestrinho (2008). Um dos aspectos mais importante da gestão da água subterrânea é a proteção da sua qualidade no aquífero. O estudo da qualidade da água subterrânea na região do Baixo Amazonas foi realizado com amostragens e análises físico-químicas da água de poços. A Figura 2 apresenta a distribuição dos locais das amostras.

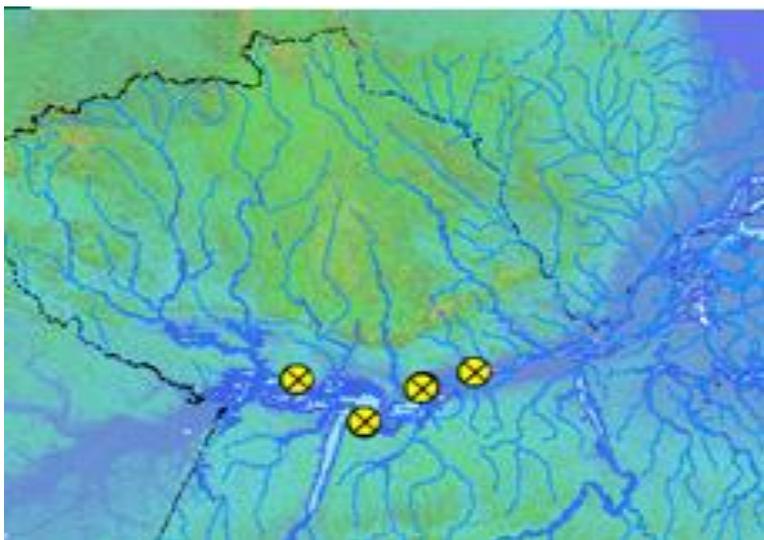


Figura 2. Localização dos poços construídos no Baixo Amazonas/Calha Norte pela RIMAS.

### METODOLOGIA

Os poços perfurados na Região estão localizados nos Municípios de Santarém (Área de captação da COSANPA - Sistema Caranazal com 200 metros de profundidade – LAT 02° 26' 20"; LONG 54° 44' 01"); Óbidos (Área de captação da COSANPA - Sistema Engenho com 100 metros de profundidade – LAT 01° 54' 12" LONG 55° 30' 31"); Prainha (Área de captação da COSANPA com 100 metros – LAT 01° 47' 45" LONG 53° 29' 02") e Almeirim (área pertencente a Prefeitura Municipal de Almeirim, com 100 metros de profundidade – LAT 01° 31' 53" LONG 52° 35' 00").

As análises in loco dos parâmetros foram realizadas através dos instrumentos de medição do tipo HACH HQ 40d - multi (Temperatura, Ph, Condutividade Elétrica e Oxigênio Dissolvido) e Turbidímetro HACH 2100Q (turbidez) com calibração realizada em escritório. As amostras foram coletadas através de um béquero de 500 ml e medidas com as sondas dos respectivos parâmetros.

Os dezesseis parâmetros de 24/48 horas foram enviados para os Laboratórios de Biologia Ambiental da UFOPA (Universidade Federal do Oeste do Pará). Os outros 43 parâmetros foram coletados em frascos de 50 ml, acidificados para conservação e enviados para análise de cátion e ânions no LAMIM (Laboratório de Análises Minerais) do SGB-CPRM.

### RESULTADOS

As amostras de água do Aquífero Alter do Chão apresentaram caráter físico predominante ácido, a exemplo do pH, que variou entre 5,36 a 5,7 em decorrência de sua constituição siliciclástica (areia e argila) que apresentou conteúdo rico em sílica. A condutividade elétrica pode ser considerada baixa, em função da pouca concentração de sais dissolvidos em seu arcabouço geológico, variando entre 6,98  $\mu\text{s}/\text{cm}$  no município de Prainha e 87,8  $\mu\text{s}/\text{cm}$  no município de Santarém. Os baixos valores de turbidez também são consequência dos baixos teores de material em suspensão nas amostras de água do aquífero investigado. A temperatura apresentou características de águas hipotermiais variando entre 29,1°C e 30°C.

Para análise do oxigênio dissolvido é necessária a realização de novas amostragens de água no intervalo mediano das seções filtrantes para melhor análise do parâmetro.

A Tabela 1 apresenta os valores dos parâmetros físico-químicos avaliados in loco nas amostras de água do Aquífero Alter do Chão nos municípios de Santarém, Óbidos, Prainha e Almeirim, dos poços construídos pela Rede RIMAS (SGB-CPRM).

Tabela 1. Resultado dos parâmetros físicos-químicos dos poços construídos pela RIMAS (Baixo Amazonas/Calha Norte).

LOCALIDADES	PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS				
	T (°C)	pH	CE (µs/cm)	Turbidez (NTU)	OD (mg/l)
Santarém	30	5,36	87,8	5,68	5,52
Óbidos	29,5	5,7	20,41	3,36	6,7
Prainha	29,9	5,37	6,98	13,9	6,75
Almeirim	29,1	5,62	20,85	18,6	2,86

## REFERÊNCIAS

- CONAMA. (2008) Resolução nº 396. Dispõe sobre a classificação e diretrizes ambientais para o enquadramento das águas subterrâneas e dá outras providências.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. (2012). Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: Relatório Diagnóstico Aquífero Alter do Chão, Bacia Sedimentar do Amazonas. Belo Horizonte: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- CPRM - [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br). Página principal/RIMAS
- Cunha, P.R.C. et al (1994). Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.8, n.1, pp. 47-55.
- Mestrinho, S. S. P. Geoquímica das Águas Subterrâneas. (2008). In: FEITOSA, F. A. C (Coord.) et al. Hidrogeologia: Conceitos e aplicações. 3a ed. Ver. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM; LABHID. p. 359-379.
- ANA - Agência Nacional das Águas. (2005). Bacias hidrográficas do Brasil. In: [www.ana.gov.br](http://www.ana.gov.br)
- Tancredi, A. C. F. N. S. (1996). Recursos Hídricos Subterrâneos de Santarém. Tese de Doutorado. UFPA.

## PERFILAGEM ÓPTICA: APLICAÇÃO EM REDE DE MONITORAMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Manoel Imbiriba Junior; *manoel.imbiriba@cprm.gov.br*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais  
Boris Chaves Freimann; *freimann.boris@gmail.com*. Universidade Federal do Pará  
José Paulo Santos de Melo; *jose.melo@cprm.gov.br*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

### INTRODUÇÃO

A utilização de perfiladores ópticos vem cada vez mais sendo aplicada em poços tubulares, dada a nitidez de resolução que esses sensores ópticos exibem nas filmagens, principalmente dos revestimentos e suas estruturas (seções filtrantes, emendas, reduções) além de materiais que usualmente costumam cair e entupir o poço. Para a Rede de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS) portadora de poços cedidos por terceiros, e que por algum motivo não mais entrarão em atividade de abastecimento, muitas vezes apresentam problemas que são de difícil determinação, daí a necessidade de lançar mão desses perfiladores para ter a exata dimensão desses problemas inerentes a má conservação/manutenção dos poços. Geralmente são poços antigos e que são abandonados por apresentarem rompimentos localizados no revestimento, sendo que o seu encamisamento já não soluciona mais o problema; invariavelmente apresentam queda de vazão. A má utilização de pescadores, reduções mal confeccionadas e o não cumprimento das normas técnicas em relação ao perfil construtivo do poço, as vezes deixando parte do furo piloto sem revestimento, são os fatores visados na perfilagem para efeito de monitoramento do nível estático da água (Figura 1). Foram realizadas em poços perfilagens ópticas para melhor definição do nível da água, no Município de Salinópolis e em Icoaraci (Distrito de Belém) no Estado do Pará, que exploram o Aquífero Pirabas, de composição predominantemente carbonática, idade Miocênica, de propriedades da Companhia de Saneamento do Pará (COSANPA) e do Serviço Autônomo de Água e Esgoto de Belém (SAAEB), alguns cedidos a CPRM-SUREG-BE.



Figura 1 – Medição e imagem do nível estático obtida durante perfilagem

### METODOLOGIA

A falta de informações precisas sobre o processo construtivo de um poço, assim como seu perfil estratigráfico, seções filtrantes e até mesmo a sua profundidade, além da presença de objetos e outros materiais abandonados/introduzidos no poço (bomba, cabos, aterros de todo tipo) (Figura 2) se faz necessária a perfilagem óptica dos poços. No entanto, anteriormente à filmagem das características construtivas do poço e de suas condições, é mister sempre fazer a descida de corda graduada para a verificação desses problemas, ou seja; se deve evitar descer o equipamento de filmagens sem antes realizar este procedimento. O ideal também é realizar um bombeamento para melhorar a visibilidade da água em profundidade, no entanto, este procedimento nem sempre é viável, técnica e economicamente, uma vez que a maioria dos poços investigados não possuem sistema de bombeamento instalado, fato este que, causaria maior custo da operação.

A prática define a necessidade de marcar o cabo de descida da câmera, preferencialmente a cada 20 (vinte) metros, cujo erro é de 33 a 35 cm, pois dependendo do aparelho, existe um erro de metragem devido ao estiramento (tensionamento) do cabo de aço. No aparelho, esse erro é cerca de 1,5 metro a cada 100 metros, e; portanto deve-se ajustar no marcador, o valor real da profundidade de descida da câmera através das marcações no cabo.



Figura 2- Imagem de lata de cerveja inserida de forma indevida ao poço verificada pelo perfilador óptico.

Os cabos são ajustados no painel de controle, onde é plugado o motor do guincho (Figura 3), a gravadora de DVD e o cabo de força conectado a uma bateria de 12 volts (Figura 4). Existem 02 câmeras: uma faz a leitura em profundidade e outra realiza visada lateral com ângulo de 360°. A técnica de manuseio é relativamente simples, porém não se deve fazer a transição da câmera de profundidade para a câmera lateral e vice versa de forma brusca, pois esta operação pode prejudicar o bom funcionamento do aparelho. Acompanha-se todo o procedimento através de uma tela, na qual apresenta a profundidade (ajustar para metro) no canto superior esquerdo, ou em outro visor acoplado no aparelho de gravação de DVD, que vem acompanhando o equipamento.



Figura 3 - Guincho do Perfilador óptico



Figura 4 - Perfilagem óptica em poço tubular profundo

## CONCLUSÕES

A utilização do perfilador óptico para determinação de problemas em poços tubulares devido aos mais diversos fatores torna-se uma necessidade precípua de empresas que atuam no ramo. Para a Rede de Monitoramento de Águas Subterrâneas – RIMAS, na CPRM-SGB-SUREG-BE, essa prática está sendo de extrema valia devido a quantidade relativamente grande de poços cedidos pelas concessionárias de água e esgoto que atuam no Estado do Pará (em 2013, constam 17 estações de monitoramento cedidas, de

um total de 28 estações). Na análise quantitativa, que diz respeito à exata medida do nível estático da água, a perfilagem óptica é fundamental, pois tira as dúvidas inerentes a medidores de nível manual que apresentam defeito a quando das medidas, além de determinar com acurácia o posicionamento correto das seções filtrantes para coleta de água através de bombeamento pelo método *low flow* (baixa vazão) e materiais incrustantes que ocorrem nessas seções (carbonatos).

#### **REFERÊNCIAS**

Manual de Operação: R-CAM 1000.

Relatórios de Reabilitação de Poços da Empresa FEMAC-GEOSOLO (Belém-Pará).

Relatório Final de Poços – COSANPA (Companhia de Saneamento do Pará) & SAAEB (Serviço Autônomo de Água e Esgoto de Belém).

## REDE INTEGRADA DE MONITORAMENTO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (RIMAS). ESTADO DA ARTE NO ESTADO DO PARÁ-BRASIL

Manoel Imbiriba Junior; *manoel.imiriba@cprm.gov.br*. Homero Reis de Melo Junior; *homero.melo@cprm.gov.br*  
João Marcelo Batista; *joao.marcelo@cprm.gov.br*. Manfredo Ximenes Pontes; *manfredo.ximenes@cprm.gov.br*.

### INTRODUÇÃO

O Projeto da Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS) no Brasil teve seu início no ano de 2009 pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB) está sendo executado com recursos do Programa de Aceleração do Crescimento (PAC). Figura 1.



Figura 1. Mapa dos principais aquíferos a serem monitorados pela RIMAS.

### METODOLOGIA

O programa da rede de monitoramento é composto de poços existentes e poços construídos (Figura 2) de modo que a distribuição e densidade sejam suficientes para obtenção de valores representativos das condições hidrogeológicas e reflitam a intensidade do uso da água, as formas de ocupação do solo, a densidade demográfica e a extensão regional do aquífero. A rede de monitoramento é de natureza quantitativa, ou seja, tem o propósito de registrar as variações de nível d'água (NA). Instrumentos que permitem o registro automático do NA estão sendo instalados nos poços de observação e trimestralmente será feita a coleta dos dados armazenados os quais, posteriormente, serão submetidos aos processos de consistência e tratamento.

Entretanto, ainda que a rede não tenha como objetivo específico a avaliação qualitativa da água subterrânea foi concebido um sistema de qualidade com medições semestrais da condutividade elétrica, pH, potencial de oxi-redução, além de parâmetros mínimos fixados pela Resolução CONAMA 396 para o monitoramento (nitrato, turbidez e sólidos totais dissolvidos). Na instalação do poço de observação e a cada cinco anos, ou ainda em casos em que se verifique, a partir dos parâmetros indicadores, variação significativa na química da água, serão feitas coletas para análises físico-químicas completas (relação mínima de 43 parâmetros inorgânicos).



Figura 2. Perfuração do poço P5-STM-COS-Caranazal (Santarém – Aquífero Alter do Chão).

## HISTÓRICO

No Estado do Pará, o Projeto iniciou-se efetivamente no ano de 2011 (Figura 3) a quando da perfuração de poços licitados no ano de 2010, perfazendo um total de 10 (dez) poços. A produção nesse ano foi abaixo da expectativa, alcançando somente 20% da integralidade das obras, devido principalmente a quase total incapacidade da empresa perfuradora de poços que foi ganhadora do contrato licitatório (fato infelizmente comum em outras SUREG's pelo Brasil afora), além de outros percalços administrativo-financeiros.

Por outro lado foi satisfatória a quantidade de poços cedidos/instalados com medidores de nível automáticos pelas empresas concessionárias de abastecimento de água e esgoto no Estado do Pará (COSANPA e SAAEB) sendo um total de 17 (dezessete) poços, sendo 08 (oito) distribuídos na Região Metropolitana de Belém (Aquífero Pirabas), e mais 09 (nove): 01 no Arquipélago do Marajó (Aquífero Tucunará); 02 em Salinópolis e 01 Castanhal (Pirabas), 03 em Santarém, 01 em Oriximiná e 01 em Monte Alegre (Alter do Chão).

No ano de 2012 a SUREG-BE até o mês de agosto perfurou 08 (oito) poços, 04 poços no Baixo Amazonas/Calha Norte, nos Municípios de Santarém, Óbidos, Prainha e Almeirim (todos no Aquífero Alter do Chão, e mais 04 poços na Região Metropolitana de Belém/Nordeste do Pará compreendendo os Municípios de Belém (Aquífero Barreiras), Curuçá e Vigia (Aquífero Pirabas) e Inhangapi (Aquífero Itapecuru). Foram instalados equipamentos de medição em 04 (quatro) poços cedidos com possibilidade de instalar mais 06 (seis) poços. Os técnicos da RIMAS de todas as SUREG's da CPRM-SGB receberam treinamentos com fotômetros (NOVA 60) e bombas de baixa vazão (lowflow) para serem aplicados nas próximas medições de rotina da rede.

Paralelamente as construções/instalações de poços, a CPRM-SGB está sendo desenvolvendo o SIRS (Sistema de Integração RIMAS-SIAGAS) que é um aplicativo para importação e tratamento de dados de variação de nível de água em poços da RIMAS. Esse aplicativo realiza a importação de dados de poços de diversos "data-loggers" e, depois do tratamento, permite o envio dos dados sintetizados (diários) para o servidor da CPRM em formato CSV. O SIRS possibilita ainda a visualização gráfica dos dados dos "data loggers" juntamente com dados processados, dados de outliers, sintéticos e manuais. O SIRS pode ser utilizado tanto na rede da CPRM, quanto separadamente para teste e treinamento.

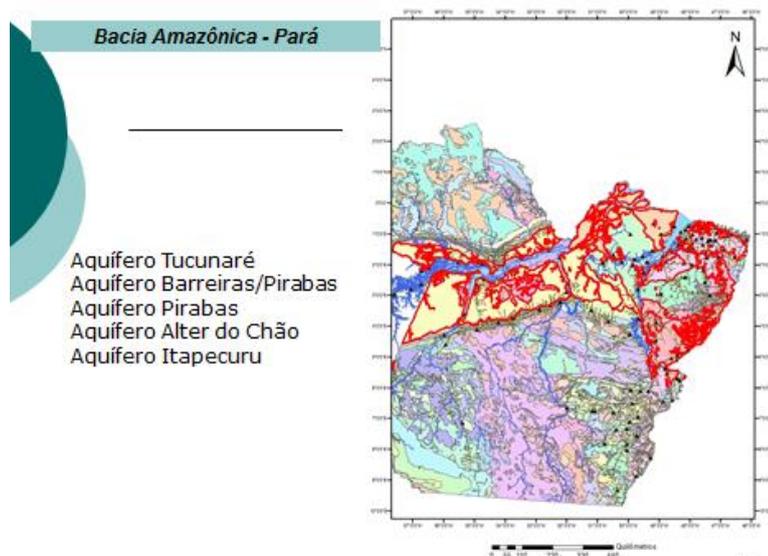


Figura 3. Mapa de Localização do Projeto RIMAS no Estado do Pará.

Em de 2013, no mês de abril começaram as perfurações de 04 (quatro) poços de monitoramento no Nordeste do Pará, precisamente nos Municípios de Augusto Correa (localidade de Emboraí Grande – no Km 42 da Rodovia BR 308, na Bacia sedimentar Bragança-Vizeu – Aquífero Grajau, com 200 metros de profundidade; Município de Bragança, Comunidade de Camutá – Aquífero Grajaú, com 64 metros de profundidade (concluído); Município de Marapanim (Centro da cidade, Aquífero Pirabas, com 100 metros de profundidade, e no Município de Salinópolis, no Bairro do Farol Velho, Praia do Atalaia, no Aquífero Pirabas, com 180 metros de profundidade.

No planejamento da Rede, está prevista a abertura de processo licitatório de mais 08 (oito) poços, para execução no segundo semestre do corrente ano, sendo 04 (quatro) localizados na Região do Baixo Amazonas/Calha Norte, todos no Aquífero Alter do Chão, e mais 04 (quatro) no Arquipélago do Marajó, todos no Aquífero Tucunaré.

## RESULTADOS

A implantação da RIMAS hoje no Estado do Pará conta efetivamente com 28 (vinte e sete) estações de monitoramento (11 construídas + 17 cedidas), sendo que a meta é atingir 48 estações até o final de 2013. São realizadas visitas técnicas para leituras e verificações do funcionamento dos equipamentos (medidores automáticos de níveis de água) para posterior análise, avaliação e consistência de dados. Alguns equipamentos apresentam problemas desde o pouco tempo de funcionamento de pilhas, programa computacional e má instalação. Esse ano está sendo testado o sistema que vai consistir os dados da RIMAS com o SIAGAS (SIRS) para corrigir as distorções. Para o cálculo do balanço hídrico, estão sendo implantados medidores de chuva num raio de 05 (cinco) quilômetros de cada poço de monitoramento da Rede RIMAS.

## REFERÊNCIAS

CONAMA. Resolução nº 396 de abril de 2008.

Feitosa, F.A.C; et al. (2008) Hidrologia: conceito e aplicações. 3.ed.Revisada e Ampliada. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID. 812 p.

Mourão, M.A.A. (2010). Treinamento em Hidrologia Básica. Apostila. Belo Horizonte. CPRM.

SIRS . Sistema de Integração RIMAS/SIAGAS (2012). Manual do Usuário. Versão 1.0. Rio de Janeiro, Brasil.

Site: [www.cprm.gov.br/RIMAS](http://www.cprm.gov.br/RIMAS).

## RECARGA DO AQUIFERO NA CIDADE DE PORTO VELHO - RO

<sup>1</sup>Marcos Nóbrega II; <sup>2</sup>Gerson Flores do Nascimento; <sup>3</sup>Francisco Assis dos Reis Barbosa; <sup>4</sup>Daiane Flora Hammes; <sup>5</sup>Luiz Antonio da C. Pereira; <sup>6</sup>Claudio Cesar Aguiar Cajazeira; <sup>7</sup>Francisco de Assis Matos de Abreu; <sup>8</sup>Catia Eliza Zuffo

<sup>1</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – marcos.nobrega@cprm.gov.br; <sup>2</sup>UNIR - Universidade Federal de Rondônia - gersonfn@unir.br; <sup>3</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – francisco.reis@cprm.gov.br; <sup>4</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – daiane.hammes@cprm.gov.br; <sup>5</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – luiz.pereira@cprm.gov.br; <sup>6</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil – claudio.cajazeiras@cprm.gov.br; <sup>7</sup>UFPA – Universidade Federal do Pará – famatos@ufpa.br; <sup>8</sup>UNIR – Universidade Federal de Rondônia – catiazuffo@unir.br

### INTRODUÇÃO

Em função do acelerado crescimento demográfico, aliado à falta de planejamento para ocupação e uso dos espaços urbanos, a cidade de Porto Velho – capital do Estado de Rondônia, similarmemente a diversas cidades do Brasil e de outros países, também vivencia o problema de demanda reprimida, no que diz respeito à oferta de água potável.

Neste sentido, a correta compreensão da dinâmica dos sistemas hídricos, dando ênfase aos mananciais subterrâneos é importante para a tomada de decisão de gestores do setor público e privado. Assim, com a intenção de contribuir positivamente para este cenário, o objetivo deste trabalho foi a identificação de áreas de recarga do aquífero na cidade de Porto Velho – Rondônia.

A área de estudo (figura 1) representada pela mancha urbana de Porto Velho está localizada na porção Norte do Estado de Rondônia. É cortada por duas importantes rodovias federais, a BR-364 que liga os estados do Acre (AC) e Rondônia (RO) com as regiões do Centro-Oeste, Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil, bem como a BR-319 que liga Rondônia com o Amazonas dentro da região Norte do Brasil.

A cidade de Porto Velho, localizada na porção Norte do Estado de Rondônia, está assentada sobre o que foi denominado de aquífero Jaci-Paraná (Campos *et al.*, 1999; Campos *et al.*, 2004) ou mais recentemente como Aquífero Sedimentar Indiferenciado ou de Aluvião (Freitas *et al.*, 2012). Esse aquífero ainda pouco estudado apresenta uma vazão média à moderada de 15 m<sup>3</sup>/hora, podendo em algumas áreas alcançar a vazão de 60 m<sup>3</sup>/hora (Relatórios Técnicos da Companhia de Água e Esgoto do Estado de Rondônia - CAERD) e sua geometria irregular é normalmente associada à paleocanais do Holoceno, podendo ser descrito por lentes de areia com espessuras e granulometrias variáveis, interdigitadas por camadas de argila também com espessuras variáveis.

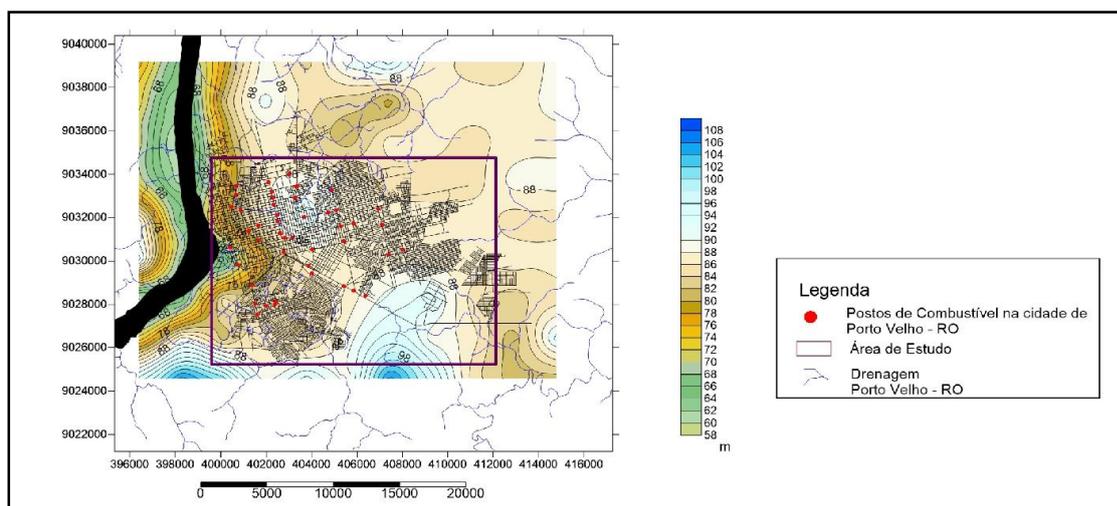


Figura 1 - Área de localização da cidade de Porto Velho com mapa de drenagem superficial.

### METODOLOGIA

Depois de mapeado e compreendido a forma como a água subsuperficial se desloca no subsolo, começou o monitoramento do Igarapé Bate-Estacas que localiza-se na região sul, sudoeste da cidade de Porto Velho. A área drenada por este igrapé vai desde a denominada localmente “Estrada do Japonês”, passando pela Estrada da Areia Branca que tem como referência os poços tubulares da empresa de refrigerantes da Coca-Cola até se encontrar com o Rio Madeira. Foram escolhidos segmentos dos afluentes

e do igarapé principal para medir a vazão e esta amarrada com Níveis Estáticos (NE) de poços tubulares da Coca-Cola. A primeira campanha foi realizada no final das chuvas de 2013, devendo ser repetida no final da estação seca, ou seja, final de setembro início de outubro.

Confeccionou-se um mapa de isópacas com espessuras de areia e mapas potenciométricos com a direção preferencial da água subsuperficial. Estes mapas foram gerados a partir da base de dados de poços tubulares contidos no Sistema de Informação de Água Subterrânea (SIAGAS), administrado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil; além disso, foram utilizadas informações oriundas do projeto Qualidade de Águas do município de Porto Velho (Nóbrega II et al., 2011, 2012a e 2012b), levando em conta a sazonalidade, ou seja, dois levantamentos de campo no ano de 2012, um no final do período chuvoso (abril/maio) e outro no final do período de seca (agosto/setembro).

## RESULTADOS

Sendo a área de estudo uma região onde as espessuras de sedimentos não são expressivas e ao redor do município existem altitudes de 100 a 120 metros (figura 2) que se apresentam mais elevadas que a região central da cidade de Porto Velho, o estudo serviu para fortalecer a hipótese de que os igarapés e nascentes contribuem fortemente na sustentação do aquífero da cidade, em particular o igarapé Bate-Estacas e seus afluentes para o setor sul-sudoeste da cidade.

O mapa de isópaca mostrou uma espessura maior na zona sul - sudoeste de Porto Velho com espessuras podendo alcançar 40 metros de areia diminuindo progressivamente à medida que avança para a zona leste da cidade, nas zonas central e norte as espessuras diminuem para menos de 10 metros.

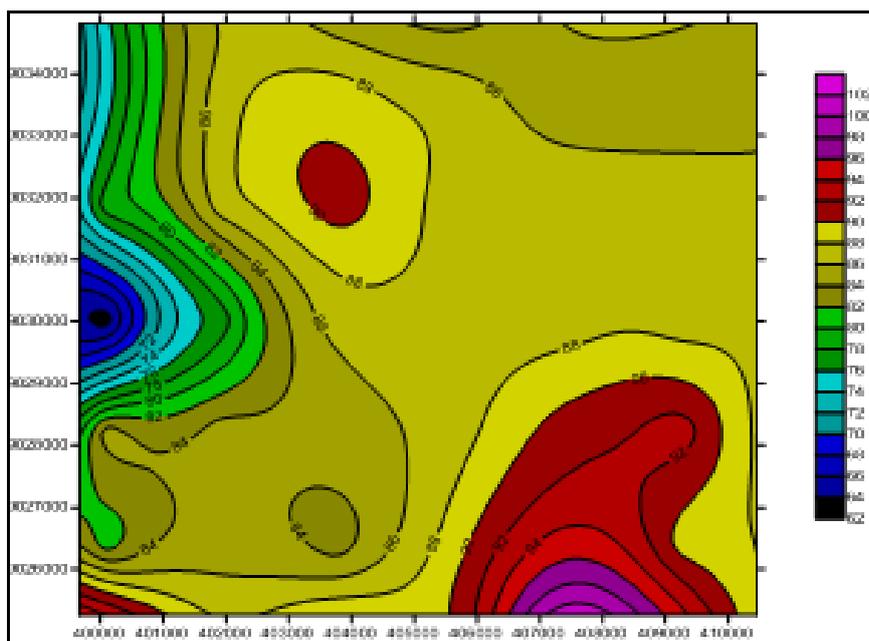


Figura 2. Mapa topográfico - Fonte: Satélite TOPEX – Smith & Sandwell, 1997.

Os mapas potenciométricos mostram o setor da mancha urbana sendo dividido por um divisor de águas, provavelmente um alto estrutural, conforme ilustração nas figuras 3 e 4.

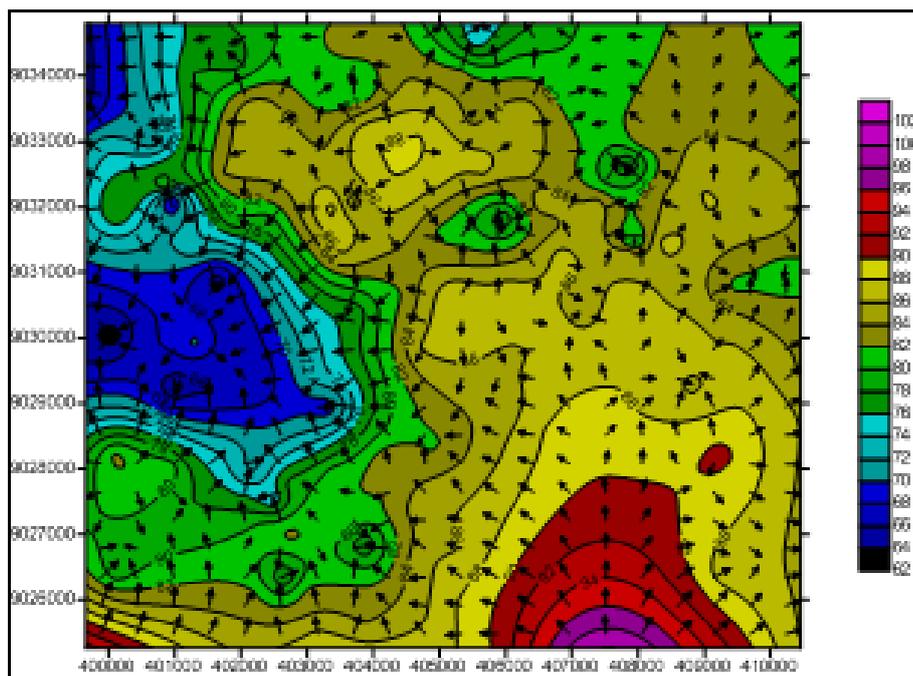


Figura 3. Mapa potenciométrico da área estudada no período de chuva de 2012

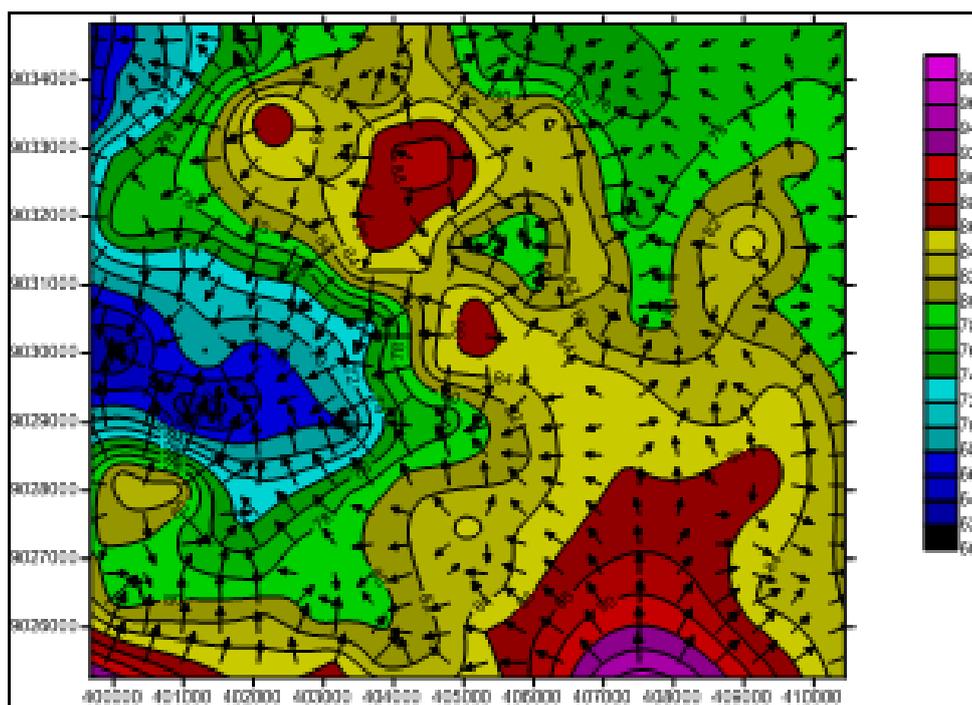


Figura 4. Mapa potenciométrico da área estudada no período da estiagem de 2012.

### CONCLUSÕES

Neste estudo foi possível identificar que não há apenas uma área de recarga tradicional oriunda da chuva que cai e penetra no solo. O embasamento está aflorante ou quase aflorante nos arredores da cidade e o pacote sedimentar além de ser pouco espesso encontra-se capeado em grande parte por argila e solo laterítico o que impermeabiliza e evita que a água das chuvas penetre. Já os igarapés cavam e retiram essa camada impermeabilizante, permitindo a ocorrência de contribuição na recarga do aquífero.

É preciso realizar mais estudos para constatar que de fato os igarapés, ou nascentes, são contribuintes do aquífero na cidade de Porto Velho, o que implica naturalmente na ampliação de ações pela preservação destas áreas.

Ficou evidente a necessidade de, além de conhecer a delimitação da bacia, é preciso identificar as áreas de recarga e de descarga do aquífero, a partir da aplicação de uma metodologia adequada onde se inclua também dados hidrológicos, hidrogeológicos e métodos geofísicos.

#### **REFERÊNCIAS**

- Campos, J. C. V.; Da Silva Filho, E. P.; Oliveira, I. R.. Contaminação do Aquífero Jaciparaná na Cidade de Porto Velho (RO). *Águas Subterrâneas*, n 1, 2004.
- Campos, J. C. V.; E Morais, P. R. C. Morfologia dos Aquíferos da Área Urbana de Porto Velho (RO). *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 13, Belo Horizonte, 1999, (CDROM).
- Freitas, M. A.; Diniz, J. A. O.; Peixinho, F. C. Mapa Hidrogeológico da Amazônia Legal-Escala 1:2.500.000. *XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços*, 2012.
- Nóbrega Ii, M., Nascimento, G. F., Barbosa, F. A. R., Trappel, M. D. R.  
Avaliação da Qualidade de Água Subterrânea na Zona Urbana do Município de Porto Velho. *Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços*, 2012 b.
- Nóbrega Ii, M., Nascimento, G. F., Barbosa, F. A. R., Trappel, M. D. R.  
Krigagem Indicativa No Estudo de Teores de pH Em Águas Subterrâneas. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 2012 a.
- Nóbrega Ii, M.; Nascimento, G. F.; Barbosa, F. A. R.; Trappel, M. D. R.; Cajazeiras, C. A. C.; Danunciacao, M. R. O.; Oliveira, E. M. Aplicação de Geoestatística na Análise de Parâmetros de Águas Subterrâneas em porto velho-RO. *XII Simpósio de Geologia da Amazônia*. 2011.
- Smith, W. H. F., And Sandwell, D. T., Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.

## VULNERABILIDADE DO AQUIFERO SOB A CIDADE DE MANACAPURU – AM

Pedro Henrique Dias Trindade – PIBIC/CNPq/INPA, pedro\_henrique.trindade@hotmail.com.  
Márcio Luiz da SILVA - CDAM/INPA, marciols@inpa.gov.br.

### INTRODUÇÃO

A UNESCO tem registrado um crescimento acelerado na utilização das águas subterrâneas e, conseqüentemente, de problemas decorrentes da má utilização dos aquíferos em várias partes do planeta. No Brasil, da mesma forma que em outras partes do mundo, a utilização das águas subterrâneas tem crescido de forma acelerada, e as indicações são de que essa tendência deverá continuar. As águas subterrâneas, mais do que uma reserva de água, devem ser consideradas como um meio de acelerar o desenvolvimento econômico e social de regiões extremamente carentes, e do Brasil como um todo (Hirata, 2000).

Gerenciar a utilização de águas subterrâneas significa propor políticas que garantam que os aquíferos sejam fontes seguras e confiáveis de abastecimento de água. Esse fato implica em especial preocupação com a proteção dos aquíferos, devido à dificuldade e a impraticabilidade de se promover à remoção de poluentes de fontes pontuais de captação (poços), uma vez que a reabilitação de um aquífero poluído requer custo muito elevado (Foster & Hirata, 1993).

Um dos métodos mais usados e práticos para a identificação do risco e contaminação de um aquífero foi introduzido por Foster e Hirata (1988). De acordo com os autores, o risco de contaminação se dá com a probabilidade que águas subterrâneas possuem em serem contaminadas por uma atividade de caráter antrópico qualquer, localizada em um aquífero com uma específica vulnerabilidade, sendo então, a interação de dois fatores: vulnerabilidade natural e carga contaminante.

Nesse sentido, a pesquisa teve como principal objetivo elaborar um mapa de vulnerabilidade das águas subterrâneas da área urbana da cidade de Manacapuru, por fontes pontuais de captação, através do uso de técnicas de geoprocessamento, a partir da identificação e análise de dados de perfis litológicos de poços tubulares fornecidos pela CPRM e pelo método GOD. Nesse estudo, também foi utilizado dados químicos de águas subterrâneas para com o intuito de se fazer correlação com possíveis contaminações existentes e correlaciona-las ao método GOD.

### METODOLOGIA

De um total de 209 poços cadastrados na área urbana do município de Manacapuru, apenas 9 apresentavam os dados necessários para a confecção do mapa. A grande falta de dados de perfis construtivos, informações estas essenciais para a construção de mapa de vulnerabilidade, é devido ao fato de que algumas das empresas que atuaram na construção serem clandestinas e não seguirem as normas construtivas de acordo com as legislações vigentes.

Para avaliação da vulnerabilidade dos aquíferos da área urbana de Manacapuru, foi feito inicialmente, uma pesquisa no banco de dados da CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, utilizando o SIAGAS - Sistema Informações de Águas Subterrâneas (2011) em busca de poços com os dados necessários à produção do métodos proposto por Foster (1987), adaptados às condições dessa área. Na avaliação da vulnerabilidade aplicou-se o sistema de avaliação do índice de vulnerabilidade do aquífero (adaptado por FOSTER e HIRATA, 1988), utilizando a metodologia GOD (*Groundwater occurrence, Overall lithology of the unsaturated, Depth to water table*), onde se baseia nos seguintes parâmetros:

- 1 – Ocorrência do tipo de aquífero;
- 2 – Litologia da zona vadosa; e
- 3 - Profundidades do nível freático.

Um índice variando de 0 a 1 foi atribuído ao primeiro parâmetro, que consiste na identificação do tipo de ocorrência da água subterrânea. O segundo parâmetro trata-se da especificação dos tipos litológicos acima da zona saturada do aquífero e das características granulométricas e litológicas, representado por 4 classes atribuídas conforme a área estudada, em um intervalo de 0,5 a 0,7. O terceiro é a estimativa da profundidade do nível da água (ou topo do aquífero confinado), numa escala de 0,4 a 1,0. Esses foram somados entre si e divididos por três para produzir a classificação final, transformada

então em índice de vulnerabilidade de aquíferos, variando entre baixa a extrema, expresso numa escala de 0 a 1, em termos relativos.

Em seguida, foi construído um banco de dados dos poços que seriam usados na pesquisa, onde foram tabulados no programa de computador *MICROSOFT EXCEL*, os quais continham informações de: local do poço, nome técnico do poço (PT - Poço Tubular), data da construção, pontos plotados por GPS, profundidade (m), nível estático (m), cota (m) e o valor calculado referente ao índice de vulnerabilidade. A distribuição espacial dos poços e geração das linhas de isovalores de índices de vulnerabilidades foram feitas utilizando-se o programa *SURFER 3.2* (Figura 1).

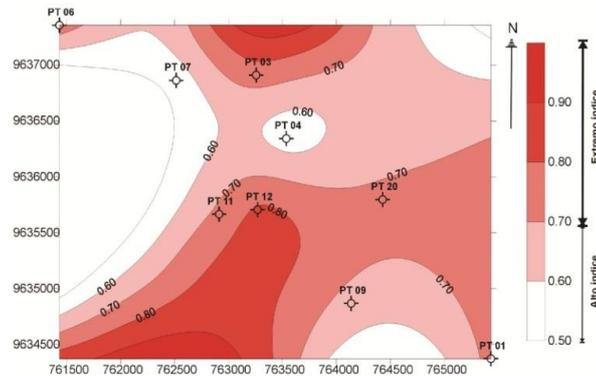


Figura 1. Curvas de isovalores referentes ao Índice de Vulnerabilidade do aquífero, na área urbana de Manacapuru – AM.

Os resultados das análises químicas e bacteriológicas dos 5 poços utilizados para as curvas de isovalores selecionados e mais 10 outros, foram utilizados para verificação das químicas das águas. Os dados químicos foram disponibilizados pelo Laboratório de Química Ambiental do INPA LQA-INPA e analisados em 2010. Posteriormente, estes dados foram tabulados no programa de computador *Microsoft Excel* contendo informações de: local do poço juntamente com seu nome técnico, pontos plotados por GPS e o resultado de suas respectivas análises químicas. Com os dados já tabulados, estes foram transferidos para o programa *ARCVIEW 3.2*, onde se fez a espacialização dos pontos plotados por GPS, usando coordenadas planas UTM – Universal Transversa de Mercator, utilizando o Datum WGS 1984, e ZONA 20S. Em seguida, foi usada a ferramenta *Geostatistical Analyst* e na opção *Geostatistical Wizard* (Figura 2).

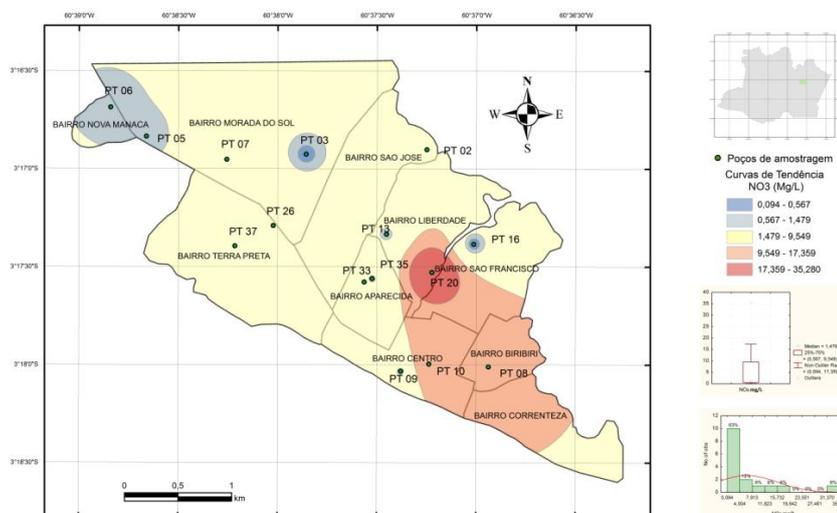


Figura 2. Mapa de distribuição química de nitrato, em área urbana de Manacapuru – AM.

## RESULTADOS

Em função da metodologia GOD, foi possível observar que existem áreas com alto índice de vulnerabilidade à contaminação do aquífero, sob a cidade de Manacapuru, principalmente nas porções sudeste e norte (Figura 1).

Dos resultados de análises químicas e bacteriológicas cedidos pelo LQA-INPA, o nitrato e os coliformes fecais apresentaram valores anômalos, quando relacionados aos níveis mínimos de potabilidade indicados pela PORTARIA Nº 2.914, DE 12 DE DEZEMBRO DE 2011.

O nitrato apresentou valores maiores que  $10 \text{ mg.L}^{-1}$  (valor igual ao mínimo da portaria 2.914), nos poços tubulares nº PT 10, PT 08 e PT 20, o que pode ser um indicativo de contaminação superficial ou antrópica nessa área de estudo (Figura 2). Além do nitrato, os resultados das análises químicas identificaram a presença de coliformes fecais (valor mínimo da portaria 2.914 igual a zero), nos poços nº PT 01, PT 8, PT 26, PT 05, PT 02 e PT 33, estando o poço PT 01 com seu valor extremo de vulnerabilidade.

Devido às características ambientais, geológicas, hidrogeológicas e uso potencial dessas águas subterrâneas, deve-se exercer proteção geral desses aquíferos, com medidas de controle das atividades locais, construção de poços com adequação às normas técnicas, fiscalização na exploração dessas águas, assim como, promover educação e conscientização ambiental para a preservação do meio ambiente como um todo.

O gerenciamento da água subterrânea é de competência estadual, e a condição para que isto se realize é uma decisão política. Na Amazônia, pouca importância é dada à proteção dos recursos hídricos, tanto por parte dos órgãos públicos de proteção ambiental como pela própria população local.

## CONCLUSÃO

Em função da metodologia GOD, foi possível observar que existem áreas com alto índice de vulnerabilidade à contaminação do aquífero, sob a cidade de Manacapuru, principalmente nas porções sudeste e norte e que em algumas áreas já são possíveis observar contaminações por nitrato e coliformes fecais, indicando que o aquífero, na área de estudo, está tendo contaminação antrópica. Nesse sentido, é importante se exerça a imediata proteção do aquífero pelos órgãos competentes.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CPRM e ao INPA pela disponibilização dos dados e ao CNPq pela bolsa de estudo PIBIC/CNPq/INPA.

## REFERÊNCIAS

- Foster, S.S.D.; Hirata, R.C.A. 1988. Groundwater pollution risk assessment: a methodology using available data. WHO-PAHO/HPE-CEPIS Technical Manual, Lima, Peru. 81p.
- Foster, S.S.D.; Hirata, R.C. 1993. Determinação do risco de contaminação das águas subterrâneas: um método baseado em dados existentes. São Paulo: Instituto Geológico. 92p.
- Hirata, R. 2000. Recursos hídricos. In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.R.; Taioli, F. (Orgs). Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos. 558p.

## CARACTERIZAÇÃO DAS ÁGUAS DOS SISTEMAS BARREIRAS E PIRABAS COM BASE EM DADOS HIDROGEOQUÍMICOS NOS MUNICÍPIOS DE BENEVIDES, MARITUBA E SANTA ISABEL (PA)

Thiago Luiz Dias Gomes<sup>1</sup>; Marco Antonio Galarza<sup>2</sup>, Igor Rafael Furtado da Silva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>PPGG, IG-UFGA, thiago.lui6@gmail.com, igorsilva@ufpa.br; <sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica, PPGG, IG-UFGA, antogt@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Na região do nordeste Paraense, os dois principais sistemas aquíferos explorados são o sistema Barreiras, cujos aquíferos estão alojados unicamente em rochas siliciclásticas, e sotoposto a ele o sistema Pirabas, composto por aquíferos formados por rochas calcárias e rochas siliciclásticas (Paranhos 2010). Os aquíferos citados possuem excelente aproveitamento para abastecimento de água da população da RMB.

Decorre-se então grande preocupação no que diz respeito à possibilidade de contaminação desses aquíferos por influência antrópica, a partir dessas áreas de recarga, haja vista a possibilidade de comunicação hidráulica entre os sistemas aquíferos, sendo que as águas para abastecimento público da cidade são originadas do aquífero Pirabas.

Dessa forma, são apresentados estudos hidrogeoquímicos de três sub-áreas, Marituba, Benevides e Santa Isabel do Pará, visando a caracterização dessas águas e eventuais misturas que nelas ocorram.

### METODOLOGIA

As amostragens foram realizadas nos meses de fevereiro e abril de 2013 caracterizando o período chuvoso. Considerando o referido período, totalizou-se 31 amostras.

Para estudo hidrogeoquímico das águas do aquífero Barreiras e Pirabas, em Benevides, foram escolhidos 6 poços da SAE na unidade aquífera Barreiras: em Marituba foram utilizados 4 poços profundos da COSANPA; no aquífero Pirabas, foram também coletadas 2 amostras em poços profundos da SAAE em Santa Isabel do Pará, correspondente ao aquífero Pirabas, bem como 4 poços rasos também do SAAE, amostras do aquífero Barreiras, totalizando 6 amostras, 16 amostras no total (cada campanha de coleta);

### ANÁLISES QUÍMICAS E ESTATÍSTICAS

Utilizaram-se garrafas de polietileno de 100 mL (Ferro total) e 1000 mL (demais parâmetros por método titulométrico e cromatografia iônica), lavadas inicialmente com solução ácida e em seguida com água deionizada. Esse procedimento evita qualquer tipo de contaminação proveniente do frasco (CETESB 1987).

Foram determinados parâmetros físicos e físico-químicos *in situ* (temperatura, condutividade elétrica, pH e sólidos totais dissolvidos) e então acondicionadas a baixa temperatura para transporte até o Laboratório de Hidrogeoquímica da UFPA.

A concentração de ( $\text{HCO}_3^-$ ) foi determinado a partir dos valores numéricos da alcalinidade total (Custodio 1976). Para ferro total utilizou-se o método da ortofenantrolina, com a determinação espectrofotométrica de ferro (CETESB 1978). A concentração de sílica é obtida combinando reagentes, ácido ascórbico e ácido oxálico (Grasshoff 1964).

Para cromatografia líquida, as amostras foram filtradas em filtros de Marca Millipore de 0,45  $\mu\text{m}$ , e estocadas em garrafas de polietileno de 100 mL para posterior análise.

As concentrações de cátions ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$ ) e ânions ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ ) foram determinadas por cromatografia líquida utilizando-se cromatógrafo de íons DIONEX DX-120. Para a análise de cátions utilizou-se coluna catiônica (CSRS ULTRACS12A DIONEX), eluente 20 Mm MSA (Ácido Metanosulfônico) e fluxo 1,0 mL min<sup>-1</sup>. Para análise dos ânions utilizou-se coluna aniônica (ASRS ULTRA-AS14 DIONEX), como eluente solução 3,5 mM  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ /1,0 mM  $\text{NaHCO}_3$  e fluxo 1,2 mL min<sup>-1</sup>.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Tabela 1 apresenta os resultados analíticos das amostras dos poços dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas coletadas no período de fevereiro e abril de 2013.

Tabela 1. Composição química das amostras coletadas dos Aquíferos Barreiras e Pirabas.

Amostras	pH	Cond (µS/cm)	STD (mg/L)	alcalinidade (mg/L CaCO <sub>3</sub> )	Na <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SiO <sub>2</sub> (mg/L)	Fe <sub>Total</sub> (mg/L)
Mp1-01	7,28	245	193	207,9	2,6	2,9	4	43,2	10,7	0	6,4	253,6	23,65	0,21
Mp1-02	7,3	200	160	202,4	5,1	3	5,1	43,2	6,6	0	7,2	246,9	22,24	0,16
Mp1-03	7,26	252	199	209	5,2	3,2	5,4	45,5	7,7	0	7,2	255	19,31	0,03
Mp1-04	7,48	223	176	185,9	5,2	2,8	4,6	39,7	10,8	0	7,7	226,8	22,07	0,16
Bb1-01	3,76	109,8	87	0	10	1,4	0,2	0,7	15,8	24,7	4,6	0	7,37	0,08
Bb1-02	3,7	61,7	49	0	6,2	0,7	0,1	0,1	11,4	5,4	11	0	9,19	0,12
Bb1-03	3,72	34,1	27	0	4,7	0,7	0,1	0,1	6,7	9,5	4	0	7,83	0,06
Bb1-04	6,67	61,3	48	0	10,1	0,6	0,2	0,2	18,2	29,1	4,3	0	6,87	0,11
Bb1-05	3,8	29,5	23	0	4,4	0,3	0,1	0,1	7,2	11,9	0	0	8,84	0,02
Sp1-01	7,03	213	168	176	4,1	2,5	3,8	38,1	3,7	0	7,1	214,7	18	0,13
Sp1-02	7	215	169	174,9	5,2	2,6	4,4	39,6	4,9	0	7,3	213,4	16,89	0,18
Sb1-03	3,95	26,7	21	0	3,2	1	0,2	0,2	7,4	3,6	8,7	0	12,36	0,53
Sb1-04	3,5	50,4	40	0	6,4	0,8	0,2	0,5	7,7	32,9	0	0	5,01	0,01
Sb1-05	5,51	82,6	65	22	3	1,5	0,4	6,5	6,2	0	9	26,8	9,13	0,98
Sb1-06	3,68	41,13	33	0	1,9	0,4	0,1	0,1	5,1	0	8	0	11,25	0,14
Mp2-01	7,61	365	288	203,5	2,2	2,2	4,5	44,4	3	0	5,8	248,3	29,55	0,17
Mp2-02	7,33	376	297	200,2	4,5	2,3	5,3	43,5	5,4	0	6	244,2	22,13	0,33
Mp2-03	7,22	377	299	201,3	3,5	2,7	5,8	44,9	6,2	0	5,5	245,6	19,1	0,77
Mp2-04	7,48	314	249	178,2	3,8	1,9	5,2	39,5	5,5	0	6,5	217,4	24,2	0,17
Bb2-01	4,21	97,9	77	0	8,5	0,5	0	0,5	14,7	24,8	5,2	0	10,33	0
Bb2-02	4,17	73,3	58	0	5,8	0,5	0,2	0,1	8,6	7,7	10,9	0	11,07	0,11
Bb2-03	4,23	48,3	38	0	3,5	0,4	0,1	0,1	6	9,4	3,1	0	10,5	0,03
Bb2-04	4,09	111,9	88	0	8,8	0,7	0,2	0,1	14,2	31	2,1	0	9,69	0,01
Bb2-05	4,23	46,7	37	0	3,5	0,1	0	0	4,8	12,3	0,5	0	10,23	0,01
Bb2-06	4,58	30	24	0	2,2	0	0,1	0	4,1	4,6	2,6	0	12,58	0,12
Sp2-01	7,16	311	246	168,3	3,4	2	4,1	37,5	3,7	0	6,3	205,3	20,85	0,12
Sp2-02	7,14	327	259	169,4	3,6	2,1	4,6	37,2	3,4	0	6,1	206,7	19,91	0,16
Sp2-03	4,42	38,2	30	0	1,7	0,8	0,3	0,2	4,2	1,9	7,2	0	15,52	0,46
Sp2-04	3,97	86,9	69	0	5,5	0,6	0,3	0,8	6,7	29,7	0	0	6,79	0
Sp2-05	5,65	61	48	24,2	1,3	0,5	0,8	6,8	3,7	0,2	7,5	29,5	13,64	0,45
Sp2-06	4,12	41,3	33	0	1,4	0,3	0,2	0,3	3,2	2,1	6,2	0	7,25	0,09
<b>Sistema Barreiras</b>														
Média	4,31	59,62	47,11	2,43	4,85	0,62	0,20	0,92	8,21	12,67	4,99	2,96	9,76	0,18
Mediana	4,12	50,40	40,00	0,00	4,40	0,60	0,20	0,20	6,70	9,40	4,60	0,00	9,69	0,09
Desvio padrão	0,80	27,10	21,35	7,29	2,87	0,38	0,18	2,03	4,48	11,90	3,63	8,89	2,64	0,25
Variância da amostra	0,64	734,50	455,99	53,18	8,26	0,15	0,03	4,14	20,05	141,54	13,15	78,98	6,95	0,06
Mínimo	3,50	26,70	21,00	0,00	1,30	0,00	0,00	0,00	3,20	0,00	0,00	0,00	5,01	0,00
Máximo	6,67	111,90	88,00	24,20	10,10	1,50	0,80	6,80	18,20	32,90	11,00	29,50	15,52	0,98
<b>Sistema Pirabas</b>														
Média	7,27	284,83	225,25	189,75	4,03	2,52	4,73	41,36	5,97	0	6,59	231,49	21,49	0,22
Mediana	7,27	281,50	222,50	193,05	3,95	2,55	4,60	41,45	5,45	0	6,45	235,50	21,46	0,17
Desvio padrão	0,18	67,60	53,52	15,74	1,04	0,42	0,62	3,05	2,64	0	0,69	19,19	3,37	0,19
Variância da amostra	0,03	4569,79	2864,75	247,61	1,07	0,18	0,39	9,31	6,96	0	0,48	368,40	11,36	0,04
Mínimo	7,00	200,00	160,00	168,30	2,20	1,90	3,80	37,20	3,00	0	5,50	205,30	16,89	0,03
Máximo	7,61	377,00	299,00	209,00	5,20	3,20	5,80	45,50	10,80	0	7,70	255,00	29,55	0,77

M = Marituba; B = Benevides; S= Santa Isabel do Pará; b = Barreiras; p = Pirabas.

Os valores de pH das amostras apresentam grande diferença entre os sistemas aquíferos, variando no aquífero Barreiras de 3,5 a 6,67, atingindo no aquífero Pirabas valores entre 7,0 e 7,61. Os valores no Barreiras refletem a disponibilidade de H<sup>+</sup>, principalmente na forma de Ácido Silícico (2 NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + 9H<sub>2</sub>O + 2H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub> + 2Na<sup>+</sup> + 2HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + 4H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>), no caso do Pirabas o valor é fortemente contribuído pela presença de bicarbonato oriundo da dissolução da calcita (CaCO<sub>3</sub>+ H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → Ca<sup>2+</sup> + 2HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>).

A condutividade no sistema Barreiras varia de 26,7 a 111,9 µS/cm, enquanto no Pirabas os valores são de 200 a 377 µS/cm. Os valores de STD seguem a mesma tendência da condutividade nos aquíferos amostrados, reforçando a diferença do tempo de percolação nestes aquíferos, no qual as águas do Pirabas são mais antigas que a do Barreiras.

Quanto as águas do Barreiras, apresentaram-se mais ácidas, com menor quantidade de íons dissolvidos, conseqüentemente, menor valor de STD e condutividade elétrica mais baixa, essa tendência se apresentou em todos os parâmetros com exceção da Sílica que apresentou ligeiro aumento da concentração.

A partir dos diagramas trilineares de Piper confeccionados no Software Aquachem v 3.1 for Windows (Figura 1a), observa-se que a fácies hidroquímica predominante no Barreiras é a Na-Cl devido a contribuição majoritária da precipitação pluviométrica, enquanto que no Pirabas predomina a fácies Ca-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> influenciados principalmente pela litologia.

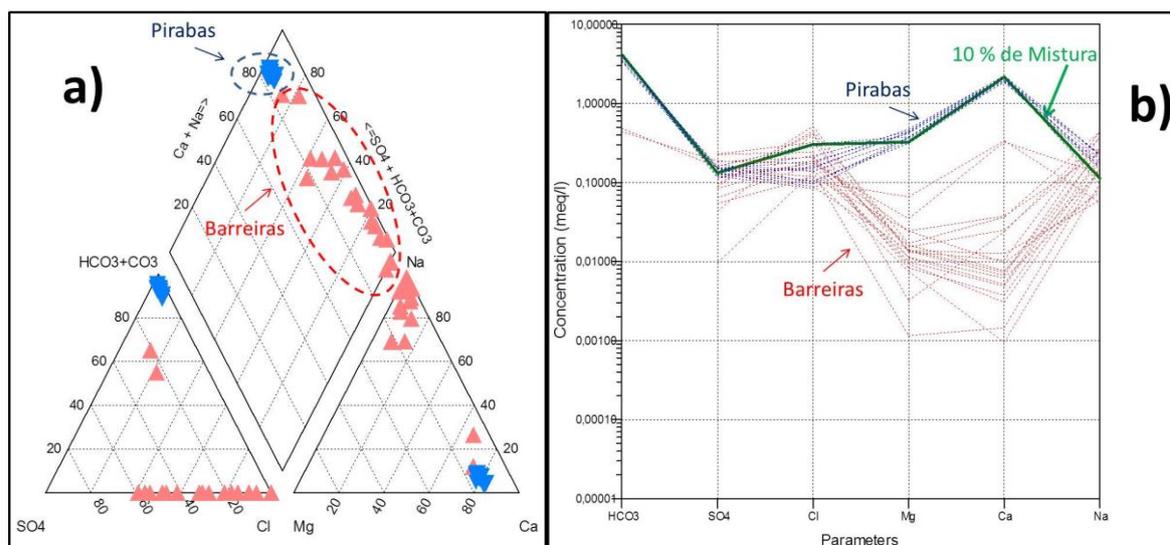


Figura 1. Diagramas hidroquímicos dos aquíferos Barreiras e Pirabas: a) Diagrama de Piper; b) Diagrama de Schoeller.

A diferença de sílica dissolvida entre os aquíferos dá-se pela hidrólise dos silicatos. Devido à reação ser lenta e de baixa solubilidade, a concentração de sílica aumenta com o tempo de percolação no aquífero, ocorrendo maiores concentrações de sílica no Pirabas.

A baixa variação mostra que os aquíferos possuem pouca sensibilidade quanto ao período chuvoso, dos meses de fevereiro e abril de 2013. Indicando maior suscetibilidade destes aquíferos quanto à ação intempérica natural e ação de cunho antropogênico, a partir da mudança de fácies de poços no aquífero Barreiras (aquífero raso).

É importante apontar a seguinte tendência iônica no aquífero Barreiras:  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Fe}^{2+}$  para os cátions e  $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$  para os ânions. Neste caso, os cátions possuem concentrações químicas controladas por minerais feldspáticos, como anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) e albita ( $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), que a partir do intemperismo nas rochas, geram a Caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ), principal produto do intemperismo encontrado no aquífero Barreiras. Quanto aos ânions, apresenta-se o  $\text{Cl}^-$  como íon principal, fruto da precipitação pluviométrica e a sua conservação em subsuperfície, destacando ainda o  $\text{NO}_3^-$ , elemento comum em aquíferos que sofrem ação antrópica direta, devido à carga de detergentes e esgotos a partir de fossas e sumidouros.

No aquífero Pirabas é encontrada a seguinte tendência:  $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Fe}^{2+}$  para cátions e  $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$  para ânions. Os cátions apresentam a contribuição de minerais como a calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) e dolomita ( $\text{MgCaCO}_3$ ), e os ânions refletem o ambiente carbonático e o seu produto da dissolução ( $\text{HCO}_3^-$ ).

O enriquecimento de íons nestas águas é proporcional ao aumento de sólidos totais dissolvidos e por consequência o aumento da condutividade.

Nas Figuras 1a e 1b, encontram-se os padrões característicos em cada tipo de aquífero, no período chuvoso há predominância do íon  $\text{Ca}^{2+}$  aquífero Pirabas, enquanto que no aquífero Barreiras o íon mais principal é o  $\text{Na}^+$ . Nas duas situações o íon dominante controla o pH do respectivo aquífero resultando em águas ácidas no Barreiras e águas próximas a neutralidade no Pirabas.

A partir dos diagramas (Figura 1) pode-se observar que as amostras do aquífero Pirabas possuem maior estabilidade não possuindo tanta variabilidade entre os poços amostrados, entretanto no aquífero Barreiras as amostras tendem a ser mais variáveis, devido a sua maior exposição ao input atmosférico (aquífero mais próximo da superfície).

No caso estudado, como é mostrado na figura 1b, a percentagem de misturas em 10% do Pirabas com 90 % do Barreiras assemelha-se com as amostras do Pirabas, apresentando concentrações concordantes com o conjunto de parâmetros para amostras deste aquífero.

Por serem aquíferos formados em períodos geológicos diferentes possuem também composições químicas diferentes, a questão da mistura dessas águas também pode ser embasada da composição de algumas espécies químicas predominantes em cada tipo de água.

Dentre os elementos da Figura 1b, o  $\text{Cl}^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$  são bons indicadores de misturas de águas, as concentrações de cloreto e sulfato nas águas subterrâneas podem ser úteis para determinar a recarga do sistema aquífero, (Schöller 1962).

Isto pode ser observado pela sobreposição das linhas de teor na figura 1b, indicado um enriquecimento dessas espécies em relação às outras, fato que também pode ser justificado pela questão da linha de mistura que ocupar uma posição intermediária em relação às composições químicas dos aquíferos Pirabas e Barreiras.

## CONCLUSÃO

Os aquíferos Barreiras e Pirabas possuem características hidroquímicas distintas, apresentando no primeiro menor concentração de elementos dissolvidos na água devido o menor tempo de percolação e dissolução de suas rochas, acontecendo o oposto para as águas do Pirabas, o qual apresenta concentração iônica bem elevada, pois o tempo de contato da água com a rocha encaixante está na ordem de milhões de anos.

A fácies hidroquímica de cada aquífero revela o tipo de contribuição em suas águas, sendo no Barreiras originado da contribuição de água meteórica ( $\text{Cl}^-$  e  $\text{Na}^+$ ), enquanto no Pirabas há forte predominância de reações químicas das rochas, como a dissolução da calcita ( $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{Ca}^{2+}$ ). A partir dos diagramas de composição nota-se que o efeito da sazonalidade é pouco perceptível, apresentando pequenas variações durante o período chuvoso.

O cloreto por ser conservativo em meio subterrâneo aliado com o íon sulfato, reforça a tese de conexão hidráulica entres os aquíferos devido à sobreposição das linhas composição dessas espécies químicas, sendo o Pirabas rico em sulfato e o Barreiras rico em cloreto, pode-se inferir que as águas do Barreiras, podem estar sendo enriquecidas em sulfato assim como as do Pirabas em cloreto, em zonas de falhas na placa.

## REFERÊNCIAS

- CETESB – Companhia de Tecnologia e Saneamento Ambiental; Guia de coleta e preservação de amostras de água, São Paulo-SP, Brasil, 1987.
- CETESB – Companhia de Tecnologia e Saneamento Ambiental; Normalização Técnica NT-07 (Análise físicoquímica das águas). São Paulo-SP, Brasil, 1978.
- Custodio E., Llamas M.R. 1976. Em Hidrología subterrânea, 1º Vol., Omega: Barcelona.
- Grasshoff K. 1964. On the determination of silica in sea water. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 11, 597.
- Paranhos P.F. 2010. Caracterização Hidroquímica do Sistema Aquífero Pirabas em Icoaraci, Região Metropolitana de Belém – Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Brasil.
- Schöller H. 1962. Les eaux souterraines. 53th ed., Paris.

## MEDIÇÕES HIDROLÓGICAS COM USO DE ADCP SOB EFEITO DE MARÉ AO LONGO DOS PRINCIPAIS TRIBUTÁRIOS DA BACIA DO BAIXO RIO AMAZONAS

Victor Hugo da Motta Paca<sup>1</sup>, João Bosco Alfnas<sup>1</sup>, José Messias Castro<sup>1</sup>, Renato da Silva Souza<sup>1</sup>, Elton Luiz Dantas<sup>2</sup>, Henrique Llacer Roig<sup>2</sup>, Annette Süssenberger<sup>2</sup>, Elsbeth Ester van Soelen<sup>2</sup>, Gila Merschel<sup>2</sup>, Wesley Luis Pacheco<sup>2</sup>, Jung Hyun Kim<sup>3</sup>

### INTRODUÇÃO

Este trabalho tem o objetivo de verificar o comportamento hidrológico dos rios Tapajós, Xingu, Paru, Jari e Amazonas, com a finalidade de apoiar pesquisas hidrológicas, geoquímicas e de comportamento de transporte de sedimentos no trecho do baixo rio Amazonas e seus principais tributários de Óbidos até Macapá, tendo como suporte as medições de ADCP (*Acoustic Doppler Current Profile*) para conhecimento dos locais selecionados inicialmente para medições. Como não são seções onde as medições são feitas corriqueiramente, não havia um posicionamento preciso de como seriam as travessias nestes locais.

A região estudada é do baixo rio Amazonas onde é registrado o efeito de maré de Óbidos até sua foz (GALLO, 2004).

Até a estação fluviométrica de Óbidos há uma boa série de estudos das campanhas do ORE-HYBAM, onde são realizados estudos hidrológicos e de transporte de sedimentos, mas a jusante não há muitos registros e esta pesquisa visa preencher esta lacuna sobre os processos de enchentes, condições de erosão e possíveis impactos antrópicos.

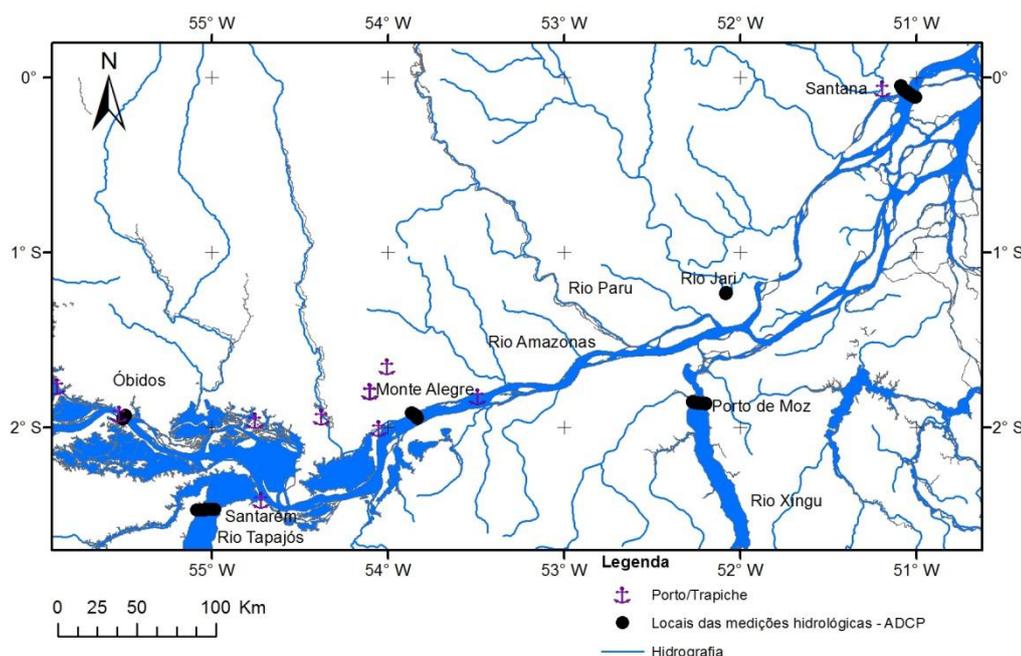


Figura 1 – Localização dos pontos de medição hidrológica com ADCP ao longo do baixo rio Amazonas

### METODOLOGIA

As medições com ADCP na campanha de junho de 2013 do Projeto CLIM-Amazon foram feitas com uso do aparelho Workhorse – Rio Grande 600KHz da RD Instruments/Teledyne, no trecho do baixo rio Amazonas, onde até então não haviam sido executadas medições, ou com poucos registros de descarga líquida e sólida, essencialmente nas fozes dos principais rios tributários do rio Amazonas, como os rios Jari, Xingu – próximo a Porto de Moz, Tapajós – próximo a Alter do Chão –, Amazonas, em Monte Alegre

<sup>1</sup> CPRM/Belém – PA, Avenida Doutor Freitas, 3645 e-mail: victor.paca@cprm.gov.br

<sup>2</sup> UNB – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia Geral e Aplicada, Campus Universitário Darcy Ribeiro/Brasília –DF

<sup>3</sup> NIOZ – Royal Netherlands Institute for Sea Research - Department of Marine Biochemistry and Toxicology – Den Burg - Texel

e Canal Norte, conforme a figura 01. Excetuando Óbidos, no rio Amazonas, onde há uma longa série histórica.

Nas medições hidrológicas feitas periodicamente em Itacoatiara não é observado o efeito de maré, estação em que fica a montante de Óbidos, onde o principal tributário entre as estações é o rio Trombetas.

Em toda a área de amostragem, é observado o efeito de maré, que não foi levado em consideração, o que invalida inicialmente o resultado de vazão líquida e sazonalidade do fluxo, já que a orientação de medições hidrológicas em locais com maré recomenda observar o comportamento em todo ciclo de 13 horas (WMO, 2008), mas como os dados essenciais para pesquisas desenvolvidas em campo eram a profundidade máxima, nos locais de medição e maior backscatter, que é o retorno do eco da onda acústica emitida pelo ADCP ao se chocar nas partículas e materiais em suspensão presentes na água. A onda sonora retorna à cerâmica de emissão e recepção ao se chocar com as partículas em trânsito na água, o que informa onde há uma maior concentração de sedimentos para coletar amostras.

Durante a campanha foram feitas coletas pontuais de amostragem de água com uso do equipamento chamado Callède (figura 02), que é uma garrafa de Van Dorn modificada para uso em rios amazônicos, e de grande profundidade, acoplada a uma sonda de qualidade d'água e lastro de 50 quilogramas, com volume de cada amostra de 8 litros.

O ADCP com frequência de 600 KHz usado na expedição é o mais adequado para as condições encontradas na região monitorada, em que a profundidade máxima foi de 66,29 metros, o que está no alcance de medição do equipamento de 75 metros (WINRIVER II, 2007), situação de grande preocupação por ser o trecho de maior profundidade em que mediríamos.



Figura 02 – Equipamento Callède e sonda de qualidade de água.

Existe a hipótese de ser registrada a questão do fundo móvel nas estações de Óbidos e Itacoatiara, assim como ao longo do trecho pesquisado, portanto, o referencial escolhido para medição do deslocamento do barco, e conseqüentemente da água, foi a do sistema GGA (GAMARO, 2012), com GPS diferencial GTR<sup>2</sup> conectado ao ADCP, e não o *BottomTracking* do próprio equipamento.

## RESULTADOS

As travessias com ADCP em Óbidos, onde havia seção de réguas, na data da medição estava na cota 785 cm, em Porto de Moz, no rio Xingu estava cota 382cm, e Macapá onde iniciou a medição na cota 427 cm, as 7:00, variando a cada hora, nos respectivos níveis, em 405, 363, 314, 268 e 230 cm, quando findou a segunda travessia as 12:00 horas, aproximadamente. Cotas observadas no local ou informadas pelos observadores.

Foi observado o efeito de maré e o remanso do rio Amazonas pelos resultados das medições pelas leituras de nível, dependendo da época do ano ou pela medição contínua de vazões, no ciclo de 13 horas.

A variação do rio Tapajós, conforme indicado na tabela 01 entre as medições numa seção de aproximados 12 quilômetros chegou a uma diferença de mais de 6.000m<sup>3</sup>/s.

Tabela 01 – Resultados obtidos nas medições com ADCP

Medições da campanha do CLIM-Amazon Junho de 2013						
Medição na foz do rio Tapajós próximo a Alter do Chão - 19/06/2013						
Travessia	Vazão Total (m³/s)	Largura (m)	Área Total (m²)	Velocidade (m/s)	Duração (seg)	Referencial
CLIM000	<b>3123,21</b>	11813.90	273585.44	0.032	4702.72	GGA
CLIM001	<b>9946,52</b>	11890.36	280371.68	0.044	4591.46	GGA
Medição no rio Amazonas em Óbidos - 21/06/2013						
Travessia	Vazão Total (m³/s)	Largura (m)	Área Total (m²)	Velocidade (m/s)	Duração (seg)	Referencial
CLIM000	<b>246323,15</b>	2858.87	134310.81	1.874	1069.05	GGA
CLIM001	<b>256732,76</b>	2652.91	133870.41	1.986	1245.50	GGA
Medição no rio Amazonas em Monte Alegre - 23/06/2013						
Travessia	Vazão Total (m³/s)	Largura (m)	Área Total (m²)	Velocidade (m/s)	Duração (seg)	Referencial
CLIM000	<b>248747,31</b>	6311.10	177061.08	1.651	2614.24	GGA
CLIM001	<b>255492,38</b>	5702.68	157351.18	1.677	1598.62	GGA
Medição no rio Xingu a montante de Porto de Moz - 25/06/2013						
Travessia	Vazão Total (m³/s)	Largura (m)	Área Total (m²)	Velocidade (m/s)	Duração (seg)	Referencial
CLIM000	<b>-5926,69</b>	8341.10	105950.37	0.053	4224.06	GGA
CLIM001	<b>-2800,70</b>	6746.18	82681.49	0.030	4952.28	GGA
Medição no rio Jari próximo a Jarilândia - 26/06/2013						
Travessia	Vazão Total (m³/s)	Largura (m)	Área Total (m²)	Velocidade (m/s)	Duração (seg)	Referencial
CLIM007	<b>3978,44</b>	801.06	9496.36	0.397	359.64	GGA
CLIM008	<b>2150,00</b>	774.80	9440.03	0.255	440.93	GGA
Medição no rio Amazonas no Canal Norte - 28/06/2013						
Travessia	Vazão Total (m³/s)	Largura (m)	Área Total (m²)	Velocidade (m/s)	Duração (seg)	Referencial
CLIM000	<b>-6454,95</b>	6228.09	117752.50	0.030	5267.56	GGA
CLIM002	<b>191308,31</b>	11756.10	226110.59	0.952	5668.38	GGA
	Medições válidas em relação a série histórica existente					
	Medições aceitas com ressalvas					
	Medições com variação de maré					
	Medições sob forte influência da maré					

Em Monte Alegre, consideramos para medição apenas o canal principal do rio Amazonas. Não tendo como medir ao mesmo tempo os canais entre as ilhas do entorno, portanto foram aceitas com ressalvas, devido ser medido apenas na calha principal e sem levar em consideração a possibilidade de ter a maré mais perceptível neste local.

Mais próximo a foz do rio Amazonas, as vazões medidas chegaram a ser negativas, indicando a entrada de maré, como no rio Xingu, eno Canal Norte do Amazonas, entre Santana e Macapá.

No Canal Norte foi consultada a tábua de marés do dia e, entre uma travessia e outra, captamos a transição do fluxo. A primeira travessia foi para conhecimento do local;a vazão medida, que iniciou na margem esquerda, chegou a -40.000m³/s, e foi observada a mudança de fluxo que indicou ao final a vazão de -6.455m³/s, devido a baixa-mar, e registrada pela variação de cota. Já com a maré vazante e o fluxo do rio seguindo o curso de montante para jusante obteve-se para esta seção o valor de 191.308m³/s. Cabe ressaltar que não foi possível, devido às condições de navegação, chegar ao Canal do Vieira, portanto, não obtivemos os dados de vazão para esta seção mais ao sul do rio Amazonas. Para somar as duas situações seria aconselhável ter outro barco ou balsa navegando ao mesmo tempo, o que necessitaria de logística específica para estas medições, pois o tempo de cada travessia é de aproximadamente duas horas, em cada seção.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A relevância destas medições hidrológicas está na praticidade e eficiência em executar estudos em travessias de grande extensão e observar a variação do fluxo de descarga líquida, ter a percepção inicial do transporte de sedimentos a partir do eco captado pelas partículas em deslocamento na água. A finalidade seria criar uma série histórica para estes pontos e manter continuidade nos locais onde ocorreram estas medições hidrológicas.

As próximas medições deveriam ser feitas observando o ciclo de 13 horas entre a baixa-mar e preamar, pois assim estas seriam validadas já que teria o comportamento de entrada e saída do fluxo transportado pela maré, remanso e do próprio rio, conforme indicado pela WMO.

#### **AGRADECIMENTOS**

Agradecemos a Marinha do Brasil pela presença e apoio do senhor Tenente Tobias Ferreira Carvalho que nos acompanhou durante a viagem.

"The research leading to these results has received funding from the European Union Seventh Framework Programme FP7/2007-2013 under grant agreement n° 295091."

#### **REFERÊNCIAS**

Gallo M.N. 2004. A Influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do Rio Amazonas. Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ.

Gamaro P.E. 2012. Medidores acústicos doppler de vazão. Foz do Iguaçu, Itaipu Binacional.

Winriver II: User's Guide. 2007. P/N 957-6231-00. Teledyne RD Instruments, February, 154p.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). 2010. Manual on stream gauging: fieldwork, WMO-No. 1044, 2010. v. 1: p 1.5-54.

## CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM

Vinicius Medrado TEIXEIRA-PIBIC/FAPEAM/INPA, *viniciusk2@hotmail.com*.  
Kadja Santana dos SANTOS - PIBIC/CNPq/INPA, *kadja.ambiental@gmail.com*.  
Márcio Luiz da SILVA-CDAM/INPA, *marciols@inpa.gov.br*.  
Roberto Naves DOMINGOS –CEA/UNESP, *rnaves@rc.unesp.br*.  
Amauri Antonio MENEGÁRIO –CEA/UNESP, *amenega@rc.unesp.br*.

### INTRODUÇÃO

O município de Presidente Figueiredo está localizado a nordeste do estado do Amazonas com uma área de 25.422,333 km<sup>2</sup> e uma população 27.175 habitantes IBGE (2013). O acesso é feito via terrestre, a partir da cidade de Manaus, pela BR-174. Quanto a geologia, o município pode ser dividido em dois domínios geológicos distintos. O primeiro, composto por rochas proterozóicas, predominantemente ígneas e metamórficas que integram a porção sul do Escudo das Guianas, correspondendo à porção setentrional do Cráton Amazônico, situado a norte da bacia do Amazonas. O segundo, por rochas fanerozóicas depositadas na própria bacia sedimentar intracratônica do Amazonas CPRM (1998). Na área de estudos aflora o grupo trombetas, essa formação é constituída principalmente por um arenito fino e bem selecionado, o que da excelentes condições para o armazenamento de águas subterrâneas por suas condições de porosidade e permeabilidade.

A utilização de água subterrânea para o abastecimento público e industrial vem crescendo em todo o globo. Na Amazônia, tem-se observado crescente perspectiva de exploração dessa água, por apresentar vantagens práticas e econômicas quanto à sua captação, além de dispensar tratamentos, por ser normalmente de excelente qualidade (Silva & Bonotto, 2006).

Estudos relacionados aos recursos hídricos de subsuperfície no estado do Amazonas são poucos e geralmente enfocando as águas da cidade de Manaus. A maioria das cidades no estado do Amazonas, com exceção de Manaus e Manacapuru, adquirem água, exclusivamente, de subsuperfície para o suprimento da população, apesar de estarem, geralmente, às margens dos grandes rios (Silva, 1999; Silva & Bonotto, 2006). Estes estudos que envolvem a caracterização física, química e quantitativa, o monitoramento da qualidade das águas, e a determinação do modo de funcionamento e da vulnerabilidade dos aquíferos, são ferramentas valiosas para a elaboração de métodos para o aproveitamento das águas subterrâneas.

Este trabalho tem como objetivo caracterizar e qualificar a hidrogeoquímica das águas subterrâneas de poços tubulares no município de Presidente Figueiredo – AM, através do levantamento de dados das variáveis físicas, químicas, e físico-químicas.

### MATERIAL E MÉTODOS

As coletas de amostras para o desenvolvimento deste trabalho foram realizadas em águas de dez poços tubulares, em períodos hidrológicos distintos. No campo, as amostras foram coletadas no poço, através de seu bombeamento. Inicialmente, foi coletado, para cada amostra, um volume adicional de dois litros de água para as determinações de pH, temperatura e condutividade elétrica e posterior descarte. Volume adicional de 1 litro foi acondicionado em frascos de polietileno para análise de ferro dissolvido e total, turbidez, cor e alcalinidade; procedimentos descritos em APHA et. al. (1985) e Golterman & Clymo (1978). Em seguida, obedecendo ao prazo de preservação estabelecido pela literatura (APHA, 1985), outro volume adicional de 100 mililitros foi filtrado com filtro Millipore (<0,45µm), preservado em timol e mantido sob refrigeração. Após as coletas, as amostras foram enviadas ao Laboratório de Química Ambiental (LQA) do INPA para determinação de íons dissolvidos por cromatografia líquida em equipamento da marca DIONEX e ao laboratório de química Ambiental – INPA. As análises de elementos traços foram feitas nos laboratório do Centro de Pesquisas Ambientais da UNESP, por intermédio de ICP MS utilizando nebulizador V Groove e por espectrometria de massas com plasma acoplado indutivamente.

Para verificar as possíveis relações entre íons foi utilizado o diagrama de Piper (1944), que é frequentemente utilizado para classificação e comparação de distintos grupos de águas quanto aos íons dominantes.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

As águas amostradas apresentaram valores de temperatura variando de 25°C a 28,9°C e média de 27,0°C. As temperaturas do ar variam de 30°C a 33,4°C, com média de 31,8°C. Silva (2007) identificou águas com valor médio de temperatura de 28°C em poços na cidade de Manaus. Valor similar ao encontrado para as águas amostradas neste estudo. O pH teve uma variação de 4,27 a 5,75, indicando águas ácidas nos poços amostrados. Valores aproximados foram observados por Silva (1999) e Ramos & Silva (2002), nas águas de poços tubulares da cidade de Manaus, na qual encontram pH variando de 3,3 a 5,7. Esta característica físico-química das águas estudadas possivelmente pode ser explicada em função da composição mineralógica das rochas do aquífero, recarga rápida e processos de interação água-rocha/solo.

A condutividade elétrica variou de 11,12  $\mu\text{s}.\text{cm}^{-1}$  a 42,10  $\mu\text{s}.\text{cm}^{-1}$ . Essa baixa condutividade se deve à baixa quantidade de íons dissolvidos nas águas subterrâneas. A cor variou de 2,99 uH a 8,23 uH e a turbidez de 0,0 UT a 2,8 UT. Quanto a alcalinidade, variou de 0,0  $\text{mgHCO}_3\text{-L}^{-1}$  a 8,5  $\text{mgHCO}_3\text{-L}^{-1}$ . O cálcio variou de 0,16  $\text{mg.L}^{-1}$  a 2,06  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 0,26  $\text{mg.L}^{-1}$  e o magnésio foi de 0,35  $\text{mg.L}^{-1}$  a 1,35  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 0,26  $\text{mg.L}^{-1}$ .

O sódio variou de 0,37  $\text{mg.L}^{-1}$  a 4,68  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 1,53  $\text{mg.L}^{-1}$  e o potássio de 0,12  $\text{mg.L}^{-1}$  a 1,23  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 0,42  $\text{mg.L}^{-1}$ . Silva & Bonotto (2006) encontraram os valores de 0,5 a 4,5  $\text{mg.L}^{-1}$  para as águas subterrâneas em Manaus, valores muito similares a os encontrados na área de estudo.

O cloreto dissolvido variou de 0,46  $\text{mg.L}^{-1}$  a 3,15  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 1,09  $\text{mg.L}^{-1}$ . Silva (1999) encontrou o valor médio de 1,09  $\text{mg.L}^{-1}$  para o cloreto em águas subterrâneas de Manaus.

A concentração de nitrito variou de 0,00  $\text{mg.L}^{-1}$  a 0,01  $\text{mg.L}^{-1}$  a de nitrato de 0,27  $\text{mg.L}^{-1}$  a 13,02  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 2,21  $\text{mg.L}^{-1}$ , enquanto a amônia teve como valor máximo 0,01  $\text{mg.L}^{-1}$ . Os teores de nitrato superiores a 10  $\text{mg.L}^{-1}$  e os de amônia superior a 1,0  $\text{mg.L}^{-1}$  são indesejáveis na água de uso doméstico. Água da amostra 3 possui concentração de nitrato superior ao limite estabelecido pela Portaria nº 518 do Ministério da Saúde.

O sulfato encontrado nas amostras apresentou baixa concentração e variam de 0,02  $\text{mg.L}^{-1}$  a 1,14  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 0,3 1,0  $\text{mg.L}^{-1}$ . Silva (1999) encontrou valores menores que 1,0  $\text{mg.L}^{-1}$  para todos os poços amostrados.

Os teores do ferro dissolvido foram praticamente o mesmo, em todas as amostras tendo, como média 0,13  $\text{mg.L}^{-1}$  e o ferro total, variou de 0,12  $\text{mg.L}^{-1}$  a 0,56  $\text{mg.L}^{-1}$  e média de 0,20  $\text{mg.L}^{-1}$ . Silva & Silva (2007) encontraram valores semelhantes, com média de ferro dissolvido de 0,01  $\text{mg.L}^{-1}$  e ferro total de 0,22  $\text{mg.L}^{-1}$ , na região de Iranduba (AM). A concentração de sílica variou de 2,47  $\text{mg.L}^{-1}$  a 6,77  $\text{mg.L}^{-1}$  com média de 4,94  $\text{mg.L}^{-1}$ . Silva & Silva (2007) encontraram média de 10,74  $\text{mg.L}^{-1}$ .

Quanto ao diagrama de Piper (1944), as águas foram classificadas como bicarbonática cálcica (amostra nº1), cloro sulfatadas sódicas (amostras nº 02, 03, 04, 06, 07, 08, 09 e 10), e bicarbonatada sódica (amostra nº 05) (Figura 1).

Em relação à concentração de cátions dissolvidos, a amostra nº 01 se apresentou como mista e as amostras nº 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09 e 10 se apresentam como sódicas. Os resultados dos cátions são similares aos encontrados por Miranda & Silva (2010) nos poços tubulares de Novo Airão, com maior concentração de sódio e potássio, mas, diferentes das encontradas por Silva & Silva (2007) para águas subterrâneas de Iranduba. Quanto à concentração de ânions as amostras nº 01 e 05 se classificaram em bicarbonatadas, e as amostras nº 02, 03, 04, 06, 07, 08, 09 e 10 como cloretadas (Figura 1).

Para os metais pesados analisados nas águas dos poços tubulares, os elementos mais abundantes encontrados foram o Magnésio (Mg), seguido pelo estanho (Sn), manganês (Mn) e alumínio (Al). As águas dos poços PT2 e PT3 apresentaram as maiores concentrações Sn, o que sugere que algum litotipo esteja presente na área perfurada para construção desses poços tubulares e influenciando a química dessas águas amostradas.

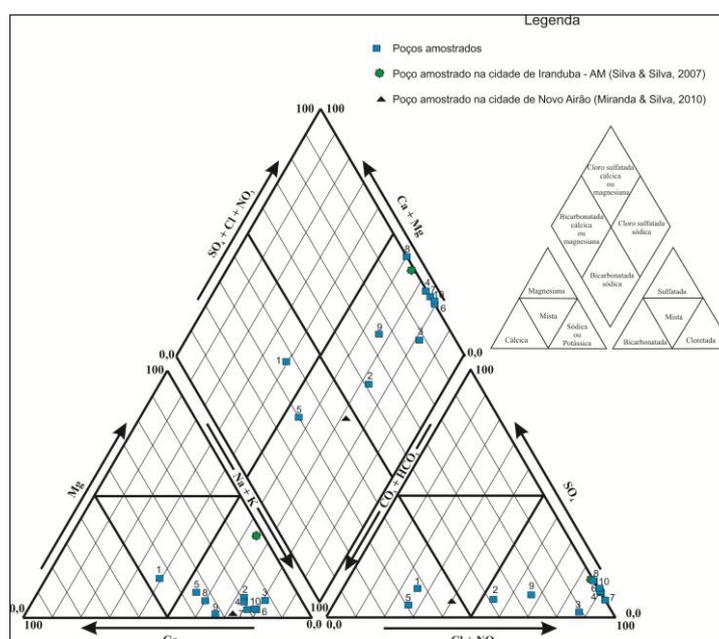


Figura 1. Diagrama de Piper (1944) das águas subterrâneas do município de Presidente Figueiredo – AM.

## CONCLUSÃO

As águas dos poços tubulares da região de Presidente Figueiredo apresentam características ácidas com  $\text{pH} < 6$ , condutividade elétrica baixa, indicando uma baixa concentração de sais dissolvidos e apresentam baixas concentrações de metais pesados, com exceção dos poços localizados na área da vila de Balbina que apresentam águas com concentrações consideráveis de magnésio dissolvido. Os poços PT2 e PT3 apresentaram as maiores concentrações Sn, o que sugere que algum litotipo esteja presente na área. Ainda, de acordo com os resultados obtidos, conclui-se que as águas amostradas são de recarga rápida, não evidenciando confinamento dos aquíferos locais.

## REFERÊNCIAS

- APHA. American Public Health Association. Standard methods for the examination of water and wastewater. 16 ed. Washington: Apha, 1985. 1269p.
- CPRM, 1998. Recursos minerais. Programa de integração mineral em municípios da Amazônia primaz de Presidente Figueiredo. CPRM, Manaus. 30p.
- Golterman, H.; Clymo, R.S.; Ohmstad, M.A.M. Methods for physical & chemical analysis of freshwater. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1978. 213p. (Handbook n. 8).
- IBGE. 2013. <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/painel/painel.php?codmun=130353>. Acesso: 12/06/2013.
- Miranda, M. J.; Silva, M. L. 2010. Hidroquímica das águas subterrâneas da cidade de Novo Airão – AM. In: Reunião regional da 62ª Reunião Anual da SBPC. Anais. Boa Vista: SBPC. V.1.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Trans. Amer. Geophysical Union, USA, (25): 914-28.
- Ramos, A.M.; Silva, M.S.R. Avaliação e quantificação de metais pesados nas águas subterrâneas de Manaus-AM. In: XII Jornada de Iniciação Científica do PIBIC/INPA/CNPq, 2003, Manaus. Anais. Manaus: INPA, 2003. p. 207-08.
- Silva, M.L.; Bonotto, D.M. 2006. Hidroquímica elementar e dos isótopos de urânio em águas subterrâneas da Formação Alter do Chão, Manaus (AM). Revista Brasileira de Geociências, 36(3): 437-448.
- Silva, M.L. Hidroquímica elementar e dos isótopos de urânio no aquífero de Manaus – AM. Rio Claro: UNESP, 1999. 82p. Dissertação (Mestrado em Conservação e Manejo de Recursos), Centro de Estudos Ambientais, Universidade Estadual Paulista, 1999.
- Silva, M. L.; Silva, M. S. R. Hidroquímica das águas subterrâneas da cidade de Iranduba (AM), Brasil. Caminhos da Geografia, Uberlândia, v.8, n.22, 2007, p. 87-96.
- Silva, M. L. 2001. Características das águas subterrâneas numa faixa norte-sul na cidade de Manaus (AM). Rev. Esc. de Minas, Belo Horizonte, v. 54, p. 115-20.



## Capítulo 7 – Recursos Minerais

1. OCURRENCIAS DE WOLFRAMITA VARIEDAD HUBNERITA ASOCIADAS A PROCESOS MAGMATICOS DIFERENCIADOS EN EL NE DE LA AMAZONÍA COLOMBIANA.....	608
2. DISTRITO MINEIRO POLIMETÁLICO DO PITINGA .....	612
3. GEOLOGIA DO PEGMATITO ESTANÍFERO CASCAVEL, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA .....	616
4. ROCHAS HOSPEDEIRAS E ESTUDO DE ISÓTOPOS DE CHUMBO DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO PAU DA MERENDA, CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ ...	620
5. ESTUDO MINEROGRÁFICO DO MINÉRIO DE COBRE DO DEPÓSITO DE SOSSEGO, CARAJÁS, PARÁ.....	623
6. EVENTOS VULCÂNICOS DE 1,97 GA COM MINERALIZAÇÕES DE OURO EPITERMAIS <i>LOW-</i> E <i>INTERMEDIATE SULFIDATION</i> NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA) .....	625
7. CONTEXTO GEOLÓGICO E POTENCIAL MINERAL DA FOLHA REPARTIMENTO (SB.22-X-A) - ESTADO DO PARÁ .	629
8. MINERALOGY AND STABLE ISOTOPES AT THE CANAHUIRE EPITHERMAL AU-(CU-AG) DEPOSIT, SOUTHERN PERU: PRELIMINARY DATA.....	632
9. COMPARING TRACE-ELEMENT SIGNATURES OF SULPHIDES FROM NEOARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC CU-AUSYSTEMS OF THE CARAJÁS MINERAL PROVINCE (AMAZON CRATON).....	636
10. DESCOBERTA DE NOVAS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA SEQUÊNCIA DEVONIANA DA BACIA DO AMAZONAS – ESTADO DO AMAZONAS .....	641
11. AMOSTRAGEM EM DIFERENTES MALHAS DE SONDAÇÃO PARA MINÉRIO DE BAUXITA – MINA DE MILTONIA 03 - PARAGOMINAS - PA .....	645
12. ESTUDO PETROGRÁFICO, MINERALÓGICO E DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL ASSOCIADA AO DEPÓSITO HIDROTERMAL DE SN DA ÁREA MINERALIZADA GROTA RICA, PLUTON ÁGUA BOA, PROVÍNCIA PITINGA) .....	648
13. GEOMETRIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO AURÍFERO DA MINA DE AURIZONA (MA) E SUAS ENCAIXANTES .....	651
14. ESTUDO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS RELACIONADOS AO DEPÓSITO TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, COM BASE EM INCLUSÕES FLUIDAS .....	655
15. ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS, SW DO PARÁ: ASPECTOS PETROGRÁFICOS PRELIMINARES .....	659
16. PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO MATO VELHO, SUDESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ .....	663
17. POTENCIAL DE TERRAS RARAS NO AMAZONAS E RORAIMA.....	667
18. OS MINERAIS CONTAMINANTES DO MINÉRIO DE FERRO DE N5W, CARAJÁS-PA.....	671

19. GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO MINÉRIO COM IMPLICAÇÕES NA GÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO PALITO, PROVÍNCIA TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ.....	675
20. MANGANESE MINERALOGY OF THE MATTEWS RIDGE MANGANESE DEPOSITS, GUYANA.....	679
21. MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS DE NOVO NATAL, APUÍ - AM .....	682
22. CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS MINERALIZADAS-BORDA LESTE DO GRANITO MATUPÁ – TERRA NOVA DO NORTE – CRÁTON AMAZÔNICO .....	686
23. PANORAMA DA EXPLORAÇÃO MINERAL NO ESTADO DO AMAZONAS: UMA VISÃO INSTITUCIONAL.....	690
24. INVESTIGAÇÃO GEOCRONOLÓGICA (U-PB E AR-AR) NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ESTANHO LIBERDADE, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA, E SUA IMPLICAÇÃO METALOGENÉTICA .....	693
25. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADAS AOS PEGMATITOS DO MORRO BOM FUTURO, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA .....	697
26. ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SULFETADA DO ALVO PISTA, DEPÓSITO CORINGA, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ.....	701
27. ZONEAMENTO HIDROTHERMAL E DE CONTEÚDO METÁLICO: VHMS DE ARIPUANÁ-MT, GRUPO ROOSEVELT, PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA .....	705
28. TIMING OF GOLD METALLOGENY IN THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE: EVIDENCE FROM PYRITE AND MOLYBDENITE RE-OSSOTOPIC DATING .....	709
29. ROCHAS HOSPEDEIRAS E ENCAIXANTES DO DEPÓSITO CORINGA, PROVÍNCIA TAPAJÓS.....	712
30. CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO CAMAIÚ NO ENTORNO DO GARIMPO ELDORADO DO JUMA E A RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA .....	715
31. CARACTERIZAÇÃO DE UM DEPOSITO DE CAULIM DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO NO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO-AM.....	719

## OCURRENCIAS DE WOLFRAMITA VARIEDAD HUBNERITA ASOCIADAS A PROCESOS MAGMATICOS DIFERENCIADOS EN EL NE DE LA AMAZONÍA COLOMBIANA.

Amaya, Z.<sup>1</sup>, Cramer, T.<sup>1</sup>, Bonilla, A.<sup>1,2</sup>, Franco, J.A.<sup>1</sup>, Castañeda, A.J.<sup>1</sup>, Mulocher, E.<sup>3</sup>, Alvarado, A.F.<sup>1</sup>.

1-Universidad Nacional de Colombia – Sede Bogotá – Departamento de Geociencias - Ciudad Universitaria, Edificio Manuel Ancizar, Laboratorio 245, tel. 3165000-16557-16554, zamayap@unal.edu.co

2-Universidad de Rio Grande du Sul – Porto Alegre – Brasil

3- Université de Poitiers – Francia

Colombia tiene una tradición minera desde tiempos precolombinos hasta la actualidad principalmente de minerales como oro o esmeraldas; al NE de la Amazonía colombiana y específicamente en las serranías del Naquén y Caranacoa en el Departamento del Guainía hace 50 años se ha explotado oro aluvial de manera informal. Pero desde mediados del 2008 se inició un nuevo boom por minerales metálicos presentes en depósitos aluviales y coluviales como el “coltan”, atrayendo el interés de mineros locales los cuales han iniciado campañas de pesquisa o exploración y explotación que resultaron en el reconocimiento de nuevas ocurrencias de otros minerales metálicos como las wolframitas presentes en Cerro Tigre, al costado del Río Inírida al SE de la Comunidad Indígena de Zancudo.

Estas mineralizaciones se forman en rocas magmáticas pertenecientes al NW del Cratón Amazónico que afloran en el NE de la Amazonía colombiana y tienen edades entre 1,8 y 1,3 Ga (Tassinari and Macambira 2004, Santos et al. 2006). Allí se encuentran también una variedad de cuerpos intrusivos anorogénicos (Cramer et al. 2011, Bonilla et al. 2011) y rocas metasedimentarias que representan el registro histórico geológico del área. Procesos de meteorización química y física típica de un clima tropical húmedo han formado depósitos sedimentarios que cubren las rocas más antiguas del basamento (Mendoza 2012).

En esta región se formaron también minerales potencialmente estratégicos para el desarrollo del país (con elementos como oro, tantalio, niobio, estaño y REE); ocurrencias de minerales de wolframio (tungsteno) recientemente descubiertos y estudiados por nosotros como en Cerro Tigre, a 6 km al SE de la Comunidad Indígena de Zancudo, Guainía, confirman la importancia de ambientes magmáticos diferenciados hasta hidrotermales para la formación de una serie de minerales indispensables para las sociedades modernas.

Al lugar de estudio se llega desde la Ciudad de Inírida en lancha hasta la Comunidad Indígena de Zancudo, y hasta Puerto Cambalache, de allí existe una trocha hasta el punto de explotación de 3 horas aproximadamente de camino para llegar al lugar de explotación (ver Figura 1). El área de estudio presenta variaciones topográficas de 750 msnm a 120 msnm, el sitio de explotación está a una altitud de 260 msnm y se encuentra dentro de la Reserva Nacional Natural (RNN) Puinawai, donde se explotan actualmente wolframitas y oro de manera ilegal y sin considerar daños medioambientales graves (Ver Figura 2).

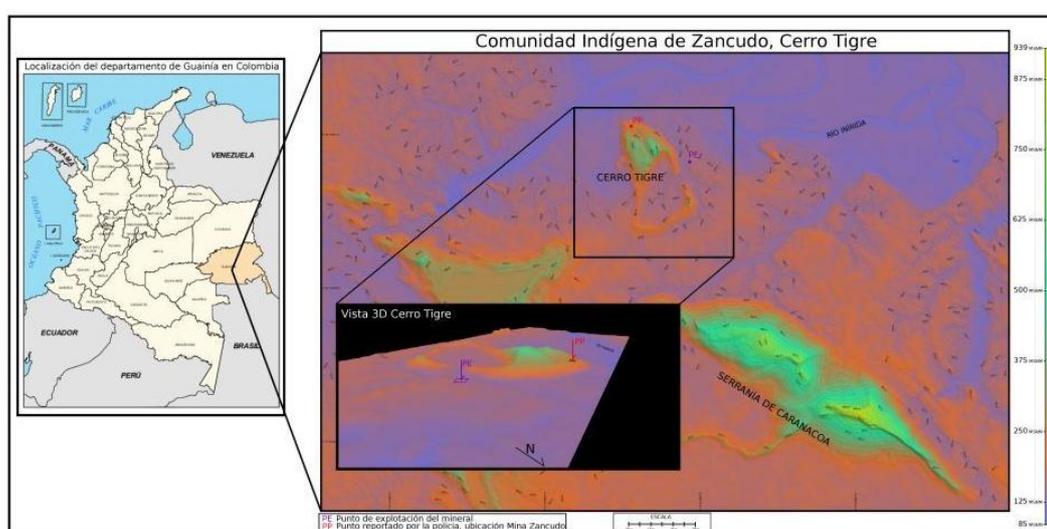


Figura 1: Localización del área de estudio.



Figura 2: Lugar de explotación en Cerro Tigre, NE Amazonia colombiana.

La wolframita ( $\text{Fe,MnWO}_4$ ) es un óxido de wolframio que forma dependiendo de la temperatura una solución sólida entre la hubnerita – miembro final de Mn y la ferberita ( $\text{FeWO}_4$ ) (UNESCO 1986).

### Características de las wolframitas analizadas

Mediante análisis metalográficos, geoquímicos (XRF-PHILLIPS Magix Pro PW-2440, XRF-BRUKER TRACER III-V+, Axios Minerals, Expert Pro y SEM-EDAX), y de densidad se pudo determinar las propiedades físicas y químicas de las asociaciones minerales de wolframio con el fin de reconocer sus posibles ambientes de formación. Se han reconocido principalmente wolframitas variedad hubnerita con una alta relación Mn/Fe, con una variación del contenido de W entre el 70 al 84 % wt y en un rango más cerrado del 73 al 76 % wt, para el MnO se encontró una variación del 12 al 22 % wt y para el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  una variación del 5 al 13 % (Ver Figura 3).

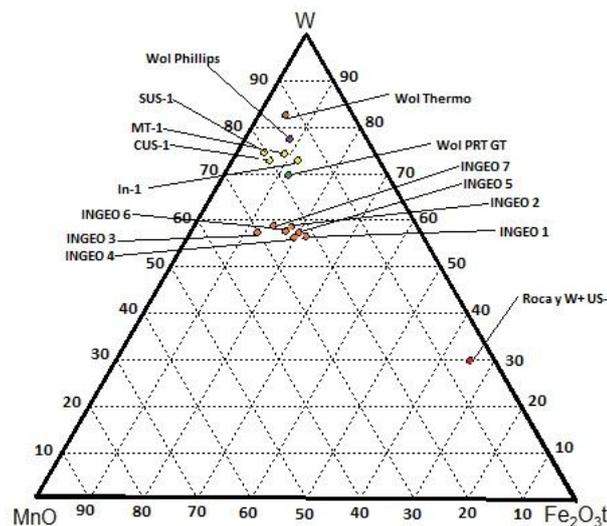
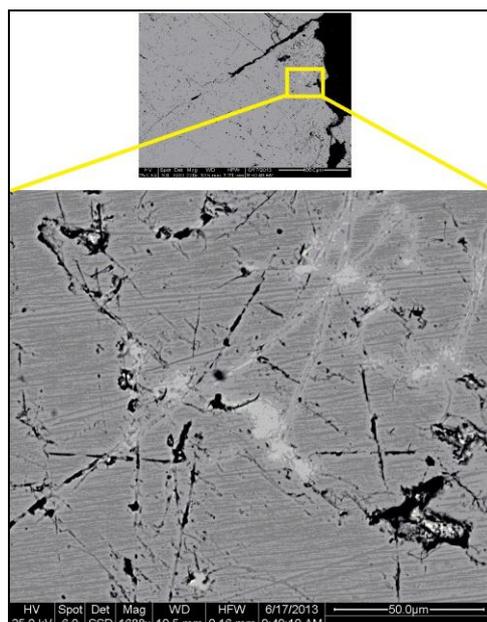


Figura 3: Diagrama ternario de W, MnO y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de las muestras analizadas.

Con difracción de rayos X a 8 muestras de granos se identificaron un total de 13 fases minerales, la fase predominante de la wolframita es la hubnerita; adicionalmente hay ferrocolumbita, hematita y birmesita; las micas que acompañan la mineralización son moscovitas y flogopitas asociadas a cuarzo lechoso y ruselita; muchas wolframitas se encuentran intersectadas con venas de cuarzo lechoso y ruselita, además se observan minerales de alteración como lo es un wolframato de plomo (ver Fig. 4) y una bismutita identificadas con análisis SEM – EDAX (BGR Hannover).



**Figura 4: Análisis SEM-EDAX mostrando un wolframato de plomo (gris claro) en hubnerita (gris oscuro).**

Generalmente las wolframitas se desarrollan en ambientes greisen o venas hidrotermales de alta temperatura; las asociaciones minerales observadas (moscovita, flogopita rica en flúor, cuarzo, pero ningún topacio) y la alteración de bismuto nativo a bismutita sugieren ambientes hidrotermales catatermales y greisen (Mello Pereira 2012). Las venas de cuarzo y bismutita que cortan perpendicularmente a la zonación de las wolframitas evidencian hidrotermalismo posterior a la cristalización de las wolframitas. Debido a la diferente solubilidad y estabilidad de la hubnerita y ferberita bajo diferentes pH y temperaturas la zonación de las wolframitas puede deberse a: a) condiciones isotermas con cambios de pH, b) decrecimiento de la temperatura sin lograr equilibrio termodinámico, c) por diferenciación química de las soluciones greisen a hidrotermal ricas en bismuto, que posteriormente sufren alteraciones hidrotermales por fluidos ricos en CO<sub>2</sub>. Estas mineralizaciones pueden estar asociadas a apófisis de cuerpos graníticos como el Granito Rapakivi de Matraca (1,3 Ga) a 30 km de distancia. La explotación de óxidos de wolframio se realiza mediante el uso de barequeo o bateo en donde es necesario remover la cobertera vegetal e intervenir tanto el agua como el sedimento del drenaje (ver Fig. 2). Estos minerales han sido objeto de una explotación informal desde hace 3 años y medio, se ha registrado a partir de análisis multitemporales de fotografías aéreas cómo el área intervenida ha crecido desde el 2010 hasta un 550 %.

En enero del 2013 el nivel del agua del drenaje bajó por la época de escasez de lluvias dificultando las labores de bateo y concentración de minerales, forzando a los mineros informales a explorar nuevas áreas, descubriendo en lugares más bajos topográficamente y más cerca al agua oro aluvial distraendo a algunos de los mineros de wolframio hacia la explotación de oro debido a su precio más elevado que el del wolframio; mientras el kg de ferro tungsteno se encontró el 18 de Junio del 2013 a 47,50 USD, la onza troy de oro estuvo el 21 de Junio del 2013 a 1,292.43 USD (Metal 2013).

## REFERENCIAS

- Bonilla, Amed, José Carlos Frantz, José Alejandro Franco, and Zeze Amaya. 2011. "Granito Rapakivi de Matraca, Departamento Del Guainia, Colombia."
- Cramer, Thomas, Zeze Amaya Perea, José Alejandro Franco Victoria, Amed Bonilla Perez, and Ángela Patricia Poveda. 2011. Caracterización de Depósitos Aluviales Con Manifestaciones de Tantalio y Niobio (Coltán) En Las Comunidades Indígenas de Matraca y Caranacoa En El Departamento Del Guainía) - Contrato Interadministrativo No 021 de 2010 Ingeominas-Universidad Nacional de Colombia. <http://aplicaciones1.ingegominas.gov.co/sicat/html/Metadato.aspx?CID=240476> Last View: 11/6/2011. Bogotá: Ingeominas. <http://aplicaciones1.ingegominas.gov.co/sicat/html/Metadato.aspx?CID=240476> last view: 11/6/2011.
- Mello Pereira, Ronaldo. 2012. Fundamentos de Prospeccao Mineral. 2nd ed. Rio de Janeiro: Editora

Interciencia LTDA.

Mendoza, Vicente. 2012. Geologia de Venezuela. Vol. Tomo 1 Evolucion geologica, recursos minerales del escudo de guyana y revision del precambrico mundial. Bogota: Archeopterix - Bogota.

Metal, Price. 2013. "Metal Prices." <http://www.infomine.com/investment/metal-prices/ferro-tungsten/6-month/>.

Santos, J.O.S., L.A. Hartmann, M.S.G.de Faria, S.R.L. Riker, M.M.de Souza, M.E Almeida, and N.J. McNaughton. 2006. A Compartimentação Do Cráton Amazonas Em Províncias: Avanços Ocorridos No Período 2000-2006. Simp.Geol. Amaz., 9. Belém.

Tassinari, C.G., and J. B Macambira. 2004. "Geological Provinces of the Amazonian Craton." In *Geología Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 471–486.

UNESCO. 1986. Geology of Tungsten. Alexei A. Beus. Belgium.

## DISTRITO MINEIRO POLIMETÁLICO DO PITINGA

Antonio Fernando da Silva Rodrigues

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. [antonio.fernando@dnpm.gov.br](mailto:antonio.fernando@dnpm.gov.br)

### INTRODUÇÃO

A produção intelectual do DNPM está estreitamente associada aos objetivos e metas definidas pelo Programa: *Mineração e Desenvolvimento Sustentável* — inserido na concepção do Plano Plurianual do Governo Federal (PPA 2012-2015) — que por, sua vez, se apresenta estruturado em ações extraordinárias (outorga/concessão de direitos minerários e fiscalização) e estudos técnicos nas diferentes áreas do *Mineralnegócio* (geologia, extensionismo e economia mineral).

Este *paper* é um extrato dos principais resultados alcançados no desenvolvimento do Projeto: *Distrito Mineiro Polimetálico do Pitinga – Amazonas*, parte integrante de um elenco de projetos nacionais, com provisão orçamentária assegurada pela Ação: *Avaliação de Distritos Mineiros*.

Amplia-se a definição de <distrito mineiro-DM> na medida em que o escopo do projeto transcende os limites de uma única disciplina, segundo a moldura epistêmica construída pelas ciências ditas < naturais, exatas e sociais >. Portanto, o estudo de DMs consiste em uma área de trânsito diversificado entre a geodiversidade — caracterização da geomorfologia e dos atributos geológico, metalogenético e geoeconômico — associada à espacialização de poligonais e à lógica de conformação dos mosaicos de direitos minerários, dando-se ênfase especial à identificação e avaliação de recursos/reservas, oportunidades de investimentos (elementos *high-techs*) e condicionantes política, econômica e tecnológica para se assegurar eventuais vantagens comparativa e competitiva à mineração.

Com efeito, norteado pelas convicções da <Missão> institucional do DNPM, busca-se contribuir com a instrumentalização de políticas públicas, oportunidade em que se propõe atenção especial ao resgate da antiga teoria da CEPAL de < polos de desenvolvimento >, perfeitamente compatível ao novo < paradigma da sustentabilidade >, na perspectiva ocupacional dos vazios demográfico e econômico da Amazônia — apoiado nos conceitos geocientíficos de < rigidez locacional das jazidas > e da < singularidade das minas > — fatores determinantes de vantagens comparativa e competitiva do < Mineralnegócio >.

### SOBRE OS DOMÍNIOS GEOTECTÔNICOS E METALOGÊNESE

À guisa de conceitos subjacentes, < Plataforma Continental Sul-Americana > corresponde à fração da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante sua evolução geodinâmica, associada ao fenômeno tectônico de rompimento (*rift*) e à separação dos continentes sul-americano e africano. Os < crátons > são definidos como regiões crustais caracterizadas pela expressão territorial, espessura litosférica, volume e estabilidade tectônica.

O < SLIP-Uatumã > (*Silicic Large Igneous Province-SLIP*) abrange partes de vários domínios tectônicos do Cráton Amazônico no Brasil, porção setentrional do país, com o nome Uatumã-Anauá, Erepecuru-Trombetas, Tapajós, Xingu e Iriri-N-Mato Grosso (Fig. 1). Conforme Barreto, *at al.* (2013), considerando-se a extensão do magmatismo Uatumã, o conjunto de dados de isótopos de zircão U-Pb e idades Pb-Pb e dados Sm-Nd é ainda limitada. No entanto, as datações apontam que o magmatismo durou no tempo de 1901 a 1861 Ma, com prevalência no intervalo de 1880-1890 Ma (período Orosiriano).

Admite-se ainda que o vulcanismo Iricoumé está incluído no magmatismo Uatumã, associado a sucessão de eventos magmáticos Orosirianos de grande escala que marcou a porção central do < Cráton Amazônico >, tanto no Escudo das Guianas quanto no Escudo Brasil Central, derivando principalmente rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composições félsicas a intermediárias, intrusões graníticas e, subordinadamente, corpos plutônicos máficos (Jorge João, Santos, Faraco, 1984; *apud* Barreto, *op. cit.*). É dentro deste contexto geocronológico e tectono-estratigráfico que se insere a < Província Mineral do Mapuera >, situada na porção nordeste do Cráton Amazônico (~1.500.00 km<sup>2</sup>; 1,89-1,87 Ga), em cujo domínio se convencionou o < Distrito Mineiro Polimetálico de Pitinga-Amazonas >.

Nas regiões de Pitinga e de Presidente Figueiredo, no domínio Uatumã-Anauá, o Grupo Iricoumé compreende rochas efusivas, hipabissais e piroclásticas de composições ácidas e intermediárias, com idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão de 1,89 – 1,88 Ga. Os granitos da Suíte Mapuera são contemporâneos às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, evidenciado pelas idades Pb-Pb entre 1,90 e

1,87 Ga, obtidas no domínio Uatumã-Anauá, (Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Santos, 2003; Santos *et al.*, 2004; Ferronet *et al.*, 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009; *apud* Barreto, *op. cit.*).

A geologia da área (Fig. 2) consiste principalmente de tipo I, Terra Preta Granito (Suíte Intrusiva Água Branca), Canoas sienogranito (MapueraSuíte?) e rochas subvulcânicas-vulcânicas associadas ao Granito São Gabriel (Grupo Iricoumé Mapuera). Suíte Madeira consiste em três plútons graníticos Madeira, Água Boa e Europa (1829-1818 Ma). Estes granitos são seguidos na estratigrafia por sedimentos clásticos epiroclásticos da Formação Urupi. A área inclui diques máficos associados, mais jovens do que os granitoides (Seringa e/ou Quarenta Ilhas Formações) (Costiet *et al.*, 2009).

A metalogenia característica do domínio geotectônico Uatumã-Anauá, condicionou a formação de jazidas de cassiterita (SnO<sub>2</sub>) e Coltan (Nb-Ta), associado a uma paragênese mineral (criolita, zirconita, urânio, tório e terras raras-ETRs), estreitamente relacionada aos granitos e greisens da Suíte Madeira, intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

Novas evidências geológicas e petrográficas no contexto do <Distrito Mineiro Polimetálico do Pitinga> avançam na compreensão petrológica destas rochas, assinalando-se que, além de cristalização fracionada, assimilação e mistura de magma, são fenômenos determinantes, pelo menos em escala local, na evolução e variação composicionais dos plútons: Madeira, Água Boa e Europa. Literatura geoeconômica assinala haver uma estreita relação entre mineralizações de metais base (Sn, Cu, Zn, ) e *high-tech* (Ta e ETRs) com plútons graníticos, fraturamentos e maiores descontinuidades crustais (*lato sensu*).

## SOBRE OS RECURSOS E RESERVAS

As estimativas de recursos alcançam a ordem de 266,7 Mt de minério com teores médios variando de 0,168% Sn, 0,217% e 0,027% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, respectivamente. Conforme exercício de reavaliação de reservas, admitindo-se o modelo metalogenético massivo-disseminado, tendo como referência o Sn-contido (*cut-off-grade*), estimam-se reservas medidas conforme consolidado no Quadro 01. Adverte-se, entretanto, que as mesmas deverão ser objeto de análise e eventual homologação pelo DNPM, quando da apresentação do novo PAE da 'mina do Pitinga, ainda em 2013. Ademais, a empresa deverá contratar uma auditoria independente, ainda em 2013, visando a adequação aos critérios do Código JORC.

Importa registrar, a ocorrência de Y e Elementos de Terras Raras na paragênese mineral da Serra do Madeira, mas ainda na dependência de caracterização mineralógica e definição de rota tecnológica de beneficiamento e metalurgia extrativa.

## SOBRE AS PERSPECTIVAS MÍNEROECONÔMICAS

A despeito das incertezas sobre o desenho de cenários para a economia global, importante instrumento para a avaliação e tomada de decisão de investimentos nas diferentes áreas do Mineralnegócio — dado o agravamento da crise financeira internacional, ainda longe de ser superada em termos de política fiscal contracíclica que assegure uma dinâmica de estabilidade macroeconômica — a opinião prevalente entre analistas de mercado é de que o <processo de financeirização> dos mercados de *commodities* (energéticas, agrícolas, minerais), cuja consequência, entre outras, é a especulação em torno dos preços, deve favorecer projeções otimistas, apostando-se na manutenção da cotação Sn-metálico em patamar considerado historicamente elevado (Quadro 01).

Com efeito, essa perspectiva otimista no que refere à cotação e ao mercado futuro do Sn-metálico, serve, no mínimo, de alento à sobrevida do Distrito Mineiro Polimetálico do Pitinga – Amazonas, na medida em que o exercício de <fluxo de caixa descontado-FCD> e <taxa interna de retorno-TIR>, processo de reavaliação econômica do mínero-emprego, deve ser ancorado na cassiterita (produto principal) e no coproduto Coltan (Nb-Ta).

Por último, considerando-se os exercícios de reavaliação de reservas e cenários, admitindo-se como variáveis principais de sensibilidade os teores e preços (recuperação: Sn=51,87% a 63,88%; Nb-Ta=6,44 a 18,47%; e preço: R\$ 22,544/ t Sn-metal; US\$ 48,000/ t Nb-Ta), estimam-se horizontes pessimista e otimista de apenas 4,3 anos e 27 anos de vida-útil, respectivamente, para a mina do Pitinga. Adverte-se, entretanto, para o necessário refinamento dos dados, quando da apresentação do fluxo-de-caixa no novo PAE-Pitinga-2013, para análise e homologação do DNPM.

Quadro 01 - Reserva medida remanescente do <Rocha-Sã Pitinga >.

DISTRITO MINEIRO POLIMETÁLICO DO PITINGA									
Reavaliação de Reservas Medida-2013									
Reserva Medida*		Metais-contidos Disseminados na Rocha-Sã							
Sn Cut-Off (%)	Reserva (Mt)	Sn		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
		(%)	(Mt)	(%)	(Mt)	(%)	(Mt)	(%)	(Mt)
0,10%	<b>232</b>	0,16%	0,371	0,20%	0,464	0,21%	0,487	0,42%	0,974
0,11%	<b>212</b>	0,17%	0,360	0,20%	0,424	0,21%	0,445	0,42%	0,890
0,12%	<b>192</b>	0,17%	0,326	0,20%	0,384	0,21%	0,403	0,42%	0,806

Fonte: MINSUR - Mineração Taboca S.A.

Notas:

1. Modelo metalogenético massivo-disseminado, com *cut-off-grade* baseado no %Sn-contido.

2. \*Reavaliação preliminar (Wheeler, A., jul-2012). Sujeita a análise e homologação do DNPM.

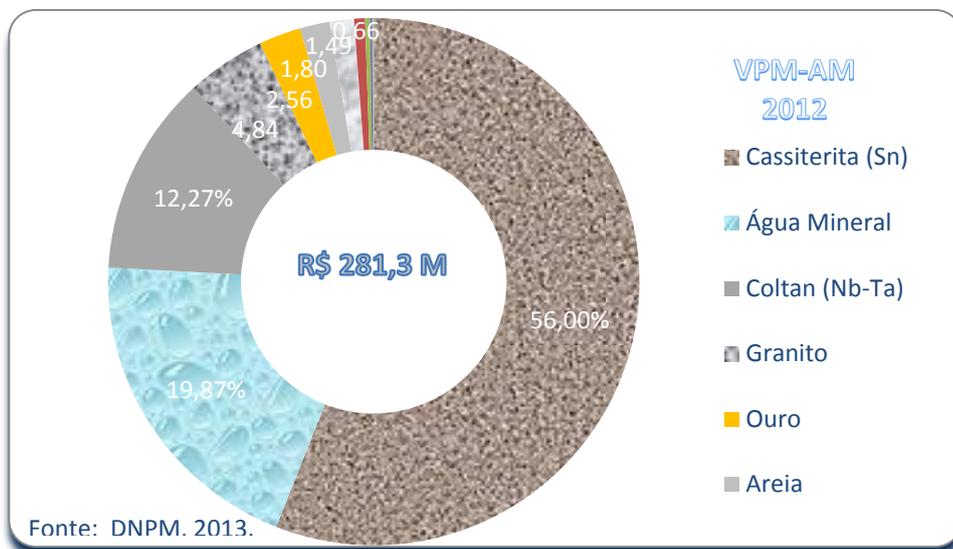


Fig. 01 – Valor da produção mineral do Amazonas-2012 (VPM-AM).

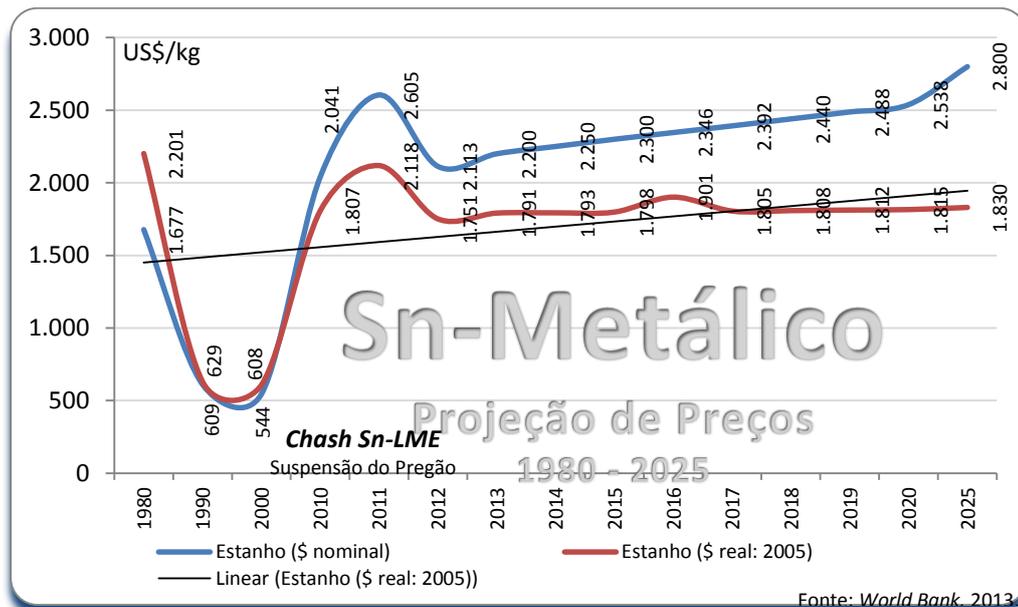


Fig. – 02: Projeção dos preços do Sn-metálico: 1980–2025.

## **BIBLIOGRAFIA**

- Barreto, et al (2013). Vulcanismofélsicopaleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. São Paulo:Geologia-USP, Série Científica, vol.13, nº.1 Mar. 2013.
- Klein, E.,Almeida, M.E. &Rosa-Costa, L.T. 2012. The 1,89-1,87 GaUatamá Silicic Large Igneous Province, nothern South America.Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org/12nov>. Acesso em: 13jun2013.
- Rodrigues, A.F. da S., Woeltj, G.R. & Câmara, R.M. (2012). AMAZONAS – Sobre o Potencial Mineral de Elementos High-techs e ETRs(Relatório Técnico nº 001-2012).Manaus: Superintendência DNPM-AM (Relatório inédito).
- Costi, H.T., Valério, C. da S., Alves, M.A. da S. & Souza, V. da S. (2009). Overview of the Geology of southernmost Guyana Shield, north of PresidenteFigueiredo district, NE Amazonas.Manaus: SBG-Norte. Anais XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 agosto2009.
- Valério, C. da S., Macambira, M.J.B. &Souza, V. da S. (2013). Dados de campo e petrográficos de granitoides dos tipos I e A de 1,90 a 1,88 Ga da região central do Cráton amazônico, NE do Estado do Amazonas, Brasil. São Paulo: Rev. Bras. Geociênc. vol.42 nº4, dez.

## GEOLOGIA DO PEGMATITO ESTANÍFERO CASCAVEL, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA

Carlos Augusto Tavares Dias <sup>1</sup>, Washington Barbosa Leite Júnior <sup>2</sup>, Renato Muzzolon <sup>3</sup>, Jorge Silva Bettencourt <sup>4</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – cat.dias@bol.com.br. <sup>2</sup>Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – wleite@rc.unesp.br. <sup>3</sup>AVISTAR Engenharia - rmuzzolon@yamana.com. <sup>4</sup>Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - jsbetten@usp.br.

### INTRODUÇÃO

A mina Bom Futuro situa-se na região centro-norte de Rondônia e inclui dois morros, Bom Futuro e Palanqueta, e áreas aplainadas adjacentes. As principais lavras de extração de cassiterita ocorrem nos depósitos primários no morro Bom Futuro e nos placeres circunvizinhos. Esses depósitos primários são descritos como enxames de veios subparalelos e anelares e em *stockwork* de quartzo (Villanova e Franke, 1995), quartzo-topázio (Souza, 2003), quartzo e pegmatito (Leite Júnior et al., 2008) e de pegmatito (Dias, 2012). Duas fases de pegmatito são identificadas, sendo que a mais antiga é aparentemente a mais importante economicamente. O pegmatito Cascavel pertence à fase mais antiga (fase I) e compreende uma lente principal e um enxame subordinado de diques, veios e vênulas.

### METODOLOGIA

O estudo envolveu o reconhecimento geológico do morro Bom Futuro e o mapeamento geológico expedito da frente de lavra Cascavel. Nesse mapeamento procurou-se definir a geometria e atitude da lente de pegmatito e dos diques, veios e vênulas associados, as relações de contato com as rochas encaixantes e demais litologias, bem como reconhecer a estruturação interna da lente e dos diques, veios e vênulas, com a caracterização de diferentes zonas com base na textura e composição mineralógica principal.

### RESULTADOS

O pegmatito Cascavel situa-se na porção NE do morro Bom Futuro e inclui um corpo principal lenticular e um enxame de diques, veios e vênulas associado (Figura 1). O corpo principal tem uma dimensão atual de cerca de 200 m de comprimento, 8 m de espessura máxima e uma profundidade ainda desconhecida (Figura 2A). As rochas hospedeiras no atual nível de lavra são as brechas de *pipe* e topázio riólito pórfiro. O pegmatito Cascavel é cortado por dique de topázio granito pórfiro, que por sua vez é recortado, assim como as rochas anteriores, por diques, veios e vênulas de pegmatito da fase mais jovem (fase II) e por vênulas de argila. Os corpos do pegmatito Cascavel são maciços ou zonados internamente, apresentam uma atitude geral NNW/35° ENE e contatos bruscos com as rochas hospedeiras. Esses contatos são no geral balizados por zona de alteração hidrotermal de cor cinza escura e de espessura variável (< 20 cm).

Pelo menos três zonas internas bem distintas foram reconhecidas na lente principal (Figura 2B). Uma provável quarta zona não foi observada, mas segundo os mineiros, um leito de até 10 cm de espessura de cassiterita maciça ocorre de modo descontínuo junto ao muro do pegmatito. As zonas constituem leitões ou camadas subconcordantes entre si e com os limites da lente. São aparentemente descontínuas e não apresentam uma posição espacial definida em relação ao muro e teto do corpo em toda extensão da cava. As espessuras são variadas e os contatos internos são bruscos, embora porções de uma zona sejam também observadas no interior de outra.

A zona do quartzo e topázio, com espessura de até 3 m, tem coloração cinza esbranquiçada a branco amarelado e apresenta aparentemente uma estrutura maciça e granulação variando de grossa a muito grossa e até gigante, mas muitas vezes de difícil identificação devido aos sistemas cerrados de fratura. Macroscopicamente, a zona é composta por quartzo cinza claro a leitoso e topázio cinza esbranquiçado e amarelo claro em proporções variadas, com feldspato alcalino, Li-mica, cassiterita em quantidades bem menores (Figura 2C). A zona do feldspato alcalino e Li-mica (com espessura de até 1,5 m) tem cor rosa avermelhada com pontos ou manchas negras, estrutura maciça e granulação grossa a muito grossa ou mesmo gigante (?), sendo composta principalmente por esses mesmos minerais, além de quartzo e topázio em proporções subordinadas (Figura 2C). Já a zona granítica (ca. 1,5 m de espessura) apresenta coloração cinza claro, estrutura maciça, granulação média a grossa e composta essencialmente por quartzo,

feldspato alcalino, com Li-mica e topázio em quantidades subordinadas (Figura 2D). Fluorita e sulfetos (esfalerita e calcopirita, principalmente) são mais facilmente reconhecidos nas duas primeiras zonas.

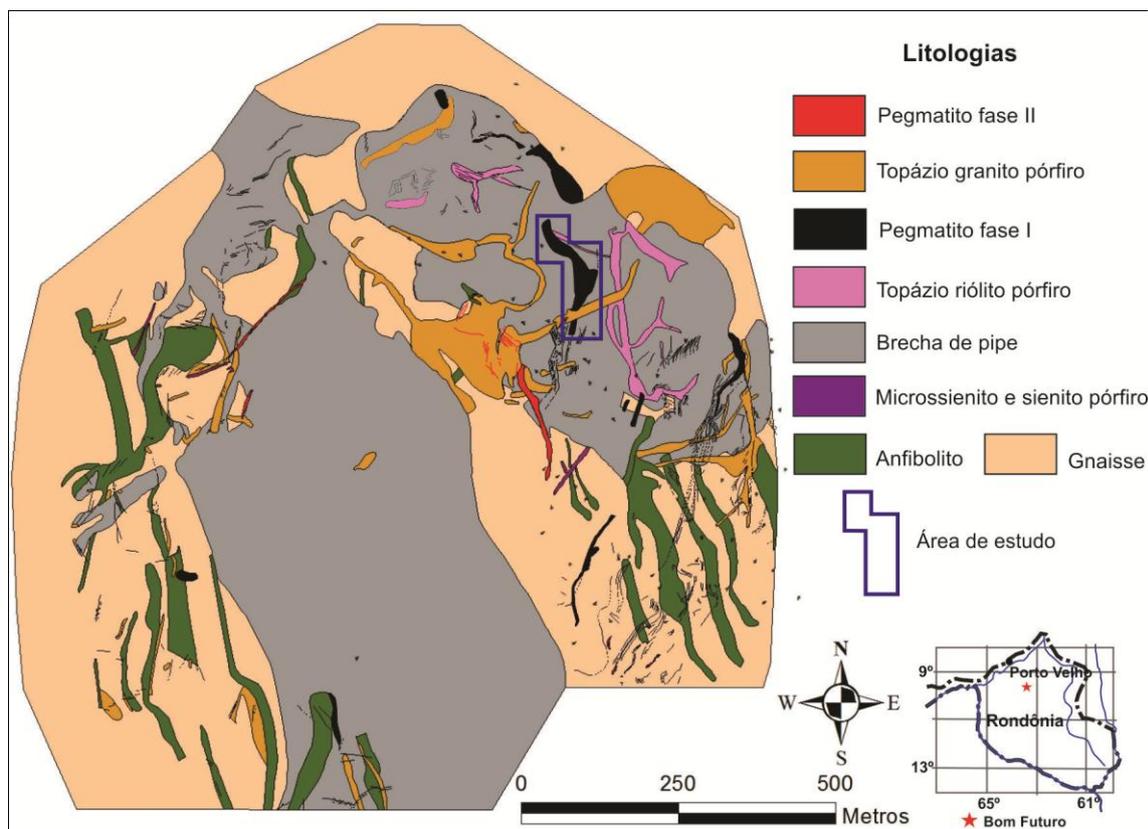


Figura 1: Mapa geológico do morro Bom Futuro, com a localização da área de estudo (modificado de Bettencourt et al., 1995).

Os diques, veios e vênulas associados com a lente principal apresentam estruturas e composições mais variadas. As estruturas são maciças ou zonadas (zonas acamadadas ou concêntricas). Os tipos maciços apresentam composições semelhantes a uma das zonas descritas na lente principal ou mesmo composições monominerálicas. Uma variação lateral na composição desses corpos não é incomum. Assim, têm-se diques, veios e vênulas maciços e compostos essencialmente por quartzo e feldspato ou quartzo e topázio ou feldspato e Li-mica, assim como constituídos predominantemente por quartzo ou topázio ou feldspato ou Li-mica (Figuras 2E, 2F, 2G). Os tipos acamadados ou concêntricos mostram uma combinação de pelo menos dois leitos de composições distintas, sendo que nos tipos concêntricos esses leitos têm uma distribuição espacial simétrica em relação às paredes dos corpos (Figura 2H).

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O pegmatito Cascavel é parte integrante do sistema de veios subparalelos e anelares mais antigo que ocorre no morro Bom Futuro. Esse sistema é o responsável pelas maiores concentrações primárias de estanho na mina Bom Futuro e é aqui entendido como de natureza pegmatítica, incluindo assim corpos de composição tipicamente granítica, bem como aqueles constituídos por segregações de quartzo e topázio, feldspato potássico e Li-mica ou mesmo segregações monominerálicas de quartzo, feldspato potássico, topázio, mica ou de cassiterita (ver p. ex. London, 2008). O pegmatito Cascavel é do tipo complexo e pode ser incluído na família LCT dos pegmatitos a elemento-raro, face à presença de Li-mica e cassiterita, principalmente. O pegmatito Cascavel está relacionado espacial e temporalmente com os pórfiros graníticos com topázio e com os *pipes* brechados no morro Bom Futuro, os quais são indicadores de um ambiente subvulcânico de formação.

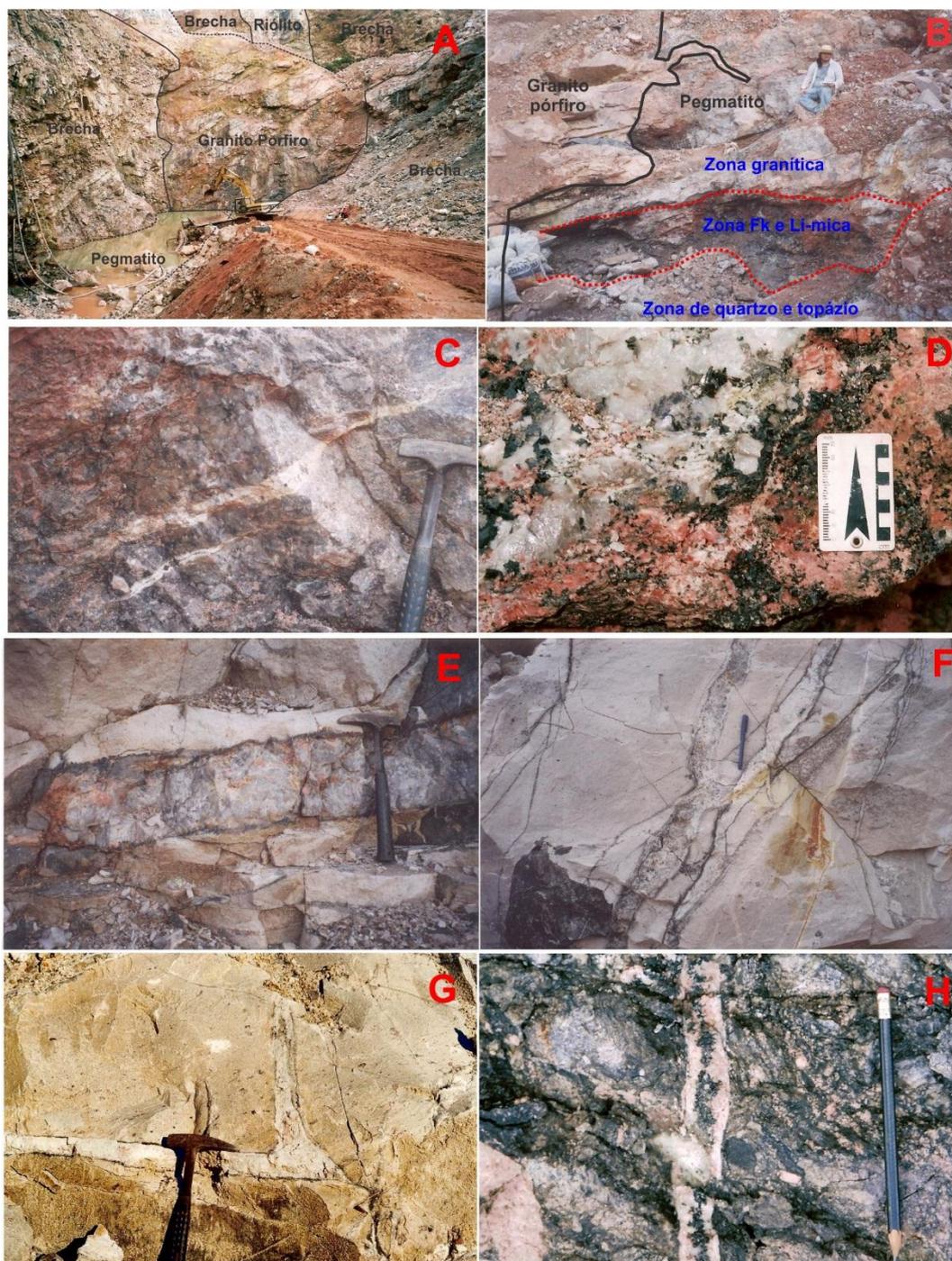


Figura 2: **A** - Vista geral de norte para sul da lavra (bancada inferior) no pegmatito Cascavel, em fevereiro de 2007; **B** - Vista parcial da lente principal (bancada superior), com a disposição espacial das zonas identificadas do muro (parte inferior da foto) para o teto (parte superior da foto). Notar contato brusco e intrusivo do topázio granito pórfiro no pegmatito; **C** - Massa de quartzo cinza a branco leitoso com topázio, microclínio e mica da zona do quartzo e topázio em contato brusco com a zona do feldspato potássico e mica composta principalmente por agregado de granulação grossa de microclínio róseo avermelhado e de mica preta. **D** - Vista parcial do pegmatito estudado com a disposição espacial das zonas identificadas. Notar contato brusco com dique de topázio granito pórfiro e apófise deste no pegmatito; **E** - Veio maciço de pegmatito granítico no topázio riólito pórfiro; **F** - Veios maciços de pegmatito granítico no topázio riólito pórfiro, com vênula subsidiária de composição variando lateralmente de feldspato para quartzo; **G** - Vênula maciça composta de quartzo e topázio no topázio riólito pórfiro; **H** - Vênula com zoneamento concêntrico na brecha de pipe, os leitos das margens são composto de quartzo e feldspato alcalino e o núcleo de Li-mica, predominantemente.

## REFERÊNCIAS

- Bettencourt, J.S.; Batezelli, A.; Thomazella, H.R.; Silva, L.F.S.; Muzzolon, R.; Leite Júnior, W.B. 1995. Mapa Geológico do Morro Bom Futuro. São Paulo, Empresa Brasileira de Estanho, Relatório Interno.
- DIAS, C.A.T. 2012. Geologia e Mineralogia de Pegmatito Mineralizado em Estanho e Metais Associados (Nb, Ta, Zn, Cu, Pb), mina Bom Futuro, Rondônia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 83 p.
- Leite Júnior, W. B.; Payolla, B. L.; Bettencourt, J. S. 2008. Tin mineralization related to pegmatite, quartz vein and greisen in anorogenic subvulcanic environment. In: IUGS, International Geological Congress, 33, Abstract, 1 CD-Rom.
- London, D. Pegmatites. Québec, Mineralogical Association of Canada (Special Publication 10). 347 p.
- SOUZA, V. da S., 2003. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 240 p.
- Villanova, M. T. & Frank, N. D. 1995. Serra do Bom Futuro, Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B. & COSTI, H. T. (ed.). Intern. Symp. on Rapakivi Granite and Related Rocks, 6, Abstract Volume, p. 83-84.

## ROCHAS HOSPEDEIRAS E ESTUDO DE ISÓTOPOS DE CHUMBO DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO PAU DA MERENDA, CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ

Carlos Alberto dos S. Silva Junior<sup>1</sup> - (carlos.junior@ig.ufpa.br)

Evandro L. Klein<sup>1, 2</sup> - (evandro.klein@cprm.gov.br)

Marco A. Galarza<sup>3</sup> - (antogt@ufpa.br)

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências da UFPA, INCT-GEOCIAM; <sup>2</sup>CPRM-Serviço Geológico do Brasil; <sup>3</sup>Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso, UFPA

### INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico (Figura 1), e é uma das mais importantes províncias metalogenéticas do Brasil. Com isso, tornou-se um grande foco das mineradoras durante a última década. A PAT apresenta uma extensa ocorrência aurífera primária, supergênica e aluvionar. Modelos metalogenéticos indicam a ocorrência de várias classes de depósito na província, como relacionados a intrusões, epitermais, pórfiros e orogênicos, e a existência de uma ou mais épocas metalogenéticas (KLEIN et al., 2001, 2013; SANTOS et al., 2001; JULIANI et al., 2005, 2013; COUTINHO, 2008).

O campo mineralizado PAT é uma das áreas garimpeiras mais antigas da província e possui várias ocorrências, alvos em exploração e depósitos auríferos (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi, e outros menos conhecidos). Segundo Magellan Minerals (2010), o campo apresenta produção histórica entre 46-62 toneladas de ouro, e os depósitos Central e Moreira Gomes apresentam recursos preliminares de 17 e 14 de toneladas de Au, respectivamente. Este trabalho tem o objetivo de contribuir para o conhecimento da metalogênese desse campo mineralizado, investigando as rochas hospedeiras, a mineralogia sulfetada e a estimativa da idade da deposição do minério aurífero sulfetado no alvo Pau da Merenda, com base em isótopos de Pb.

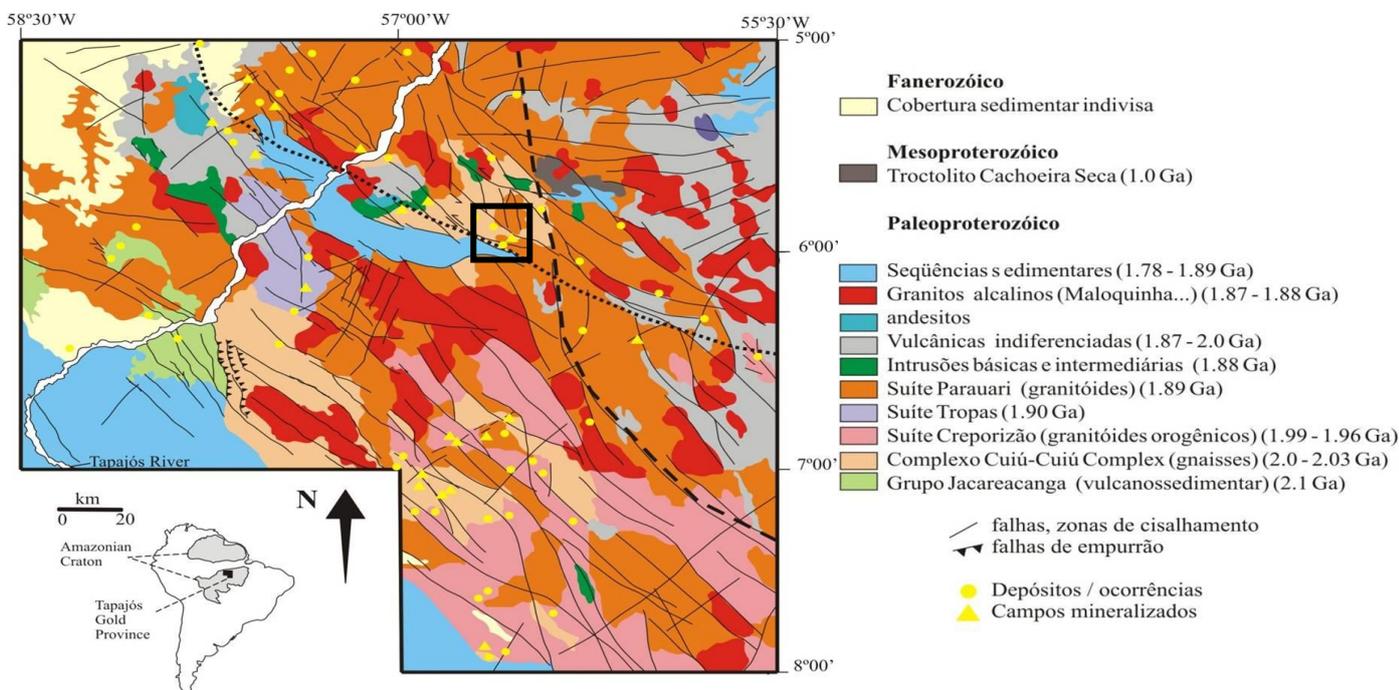


Figura 5 - Localização e mapa geológico simplificado da Província Aurífera do Tapajós (adaptado de Klein et al. 2001) e localização da região do Cuiú-Cuiú (polígono preto).

## ROCHAS HOSPEDEIRAS

A análise petrográfica das rochas hospedeiras no alvo Pau da Merenda indica que são granitoides como monzogranito e granodiorito afetados por ação tectônica de caráter predominantemente rúptil, que imprimiu feições cataclásticas e formação de brechas. A alteração hidrotermal que mascarou as feições originais é do tipo fissural e pervasiva, com fraturas preenchidas por carbonato, muscovita, sericita, clorita e sulfetos.

## MINÉRIO AURÍFERO SULFETADO

Os minerais opacos ocorrem como parte da alteração hidrotermal (sulfetação) das rochas hospedeiras do alvo Pau da Merenda, juntamente com ouro. Em geral ocorrem em pequenas concentrações. Os minerais de sulfeto identificados na microscopia por luz refletida são pirita, esfalerita, pirrotita, calcopirita e galena, em ordem decrescente de abundância. Os sulfetos ocorrem de forma disseminada, em microfraturas e, predominantemente, em veios de quartzo de dimensões milimétricas a centimétricas. Localmente, os sulfetos formam microvênulas maciças e a ocorrência do ouro está aparentemente associada a essas porções maciças.

## GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

O método da lixiviação sequencial Pb foi aplicado em duas amostras de pirita (EK-R10F e EK-R12E). Os pontos analíticos desses lixiviados foram lançados no diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , e seu alinhamento define idade de  $2120 \pm 62$  Ma com MSWD = 19 para amostra EK-R10F e  $2242 \pm 290$  Ma com MSWD = 34 para amostra EK-R12E. O elevado valor do parâmetro MSWD mostra que as linhas são errôneas. O método Pb-Pb por dissolução total foi aplicado em quatro amostras de minerais de sulfetos, três de pirita e uma de pirrotita. Os resultados obtidos foram lançados no diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e formam um bom alinhamento, indicando uma idade isocrônica de  $1978 \pm 43$  Ma com MSWD = 0,061. As composições isotópicas do Pb em sulfetos mostram dois padrões, ambos radiogênicos e com valores acima da curva evolutiva média do Pb na Terra (Figura 2). Isso indica fontes antigas para o Pb incorporado nos sulfetos e/ou evolução em um sistema de alta razão U/Pb. As idades obtidas por lixiviação e diluição total sugerem a origem a partir de fontes crustais antigas. Idades modelo próximas de 1,86 Ga foram calculadas para as amostras analisadas. São similares a outras já encontradas na área, sendo assumidas como uma boa aproximação para a formação do minério aurífero no alvo Pau da Merenda. Evento com essa idade pode estar associado à colocação dos granitoides Parauari ou Maloquinha.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq (processo 133935/2013-2), INCT-GEOCIAM, Prof. Evandro Klein, PPGG (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica), Faculdade De Geologia-UFFPA, Pará-ISO e toda sua equipe técnica, Prof. Marco Antonio e a Magellan Minerals.

## REFERÊNCIAS

- Coutinho, M.G.N. 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previewal para ouro em SIG. Rio de Janeiro, CPRM, 420 p.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Silva, R.H.C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S. Neumann, R., Alcover Neto, A. 2005 Paleoproterozoic high-sul dation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints. *Chemical Geology*, 215:95-125.
- Klein, E.L., Santos, R.A., Fuzikawa, K., Angélica, R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, 36(2):149-164.
- Klein, E.L., Assunção, R.F.S., Araujo, A.C.S., Silva Jr, C.A.S., Queiroz, J.D.S., Chaves, C.L., Pinheiro, F.G.R., Moura, E.M., Moore, D.J. 2013 The Cuiú-Cuiú Goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: SBG, III Simpósio Brasileiro de Metalogenia.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., Mcnaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Miner.Depos.*, 36:278-299.

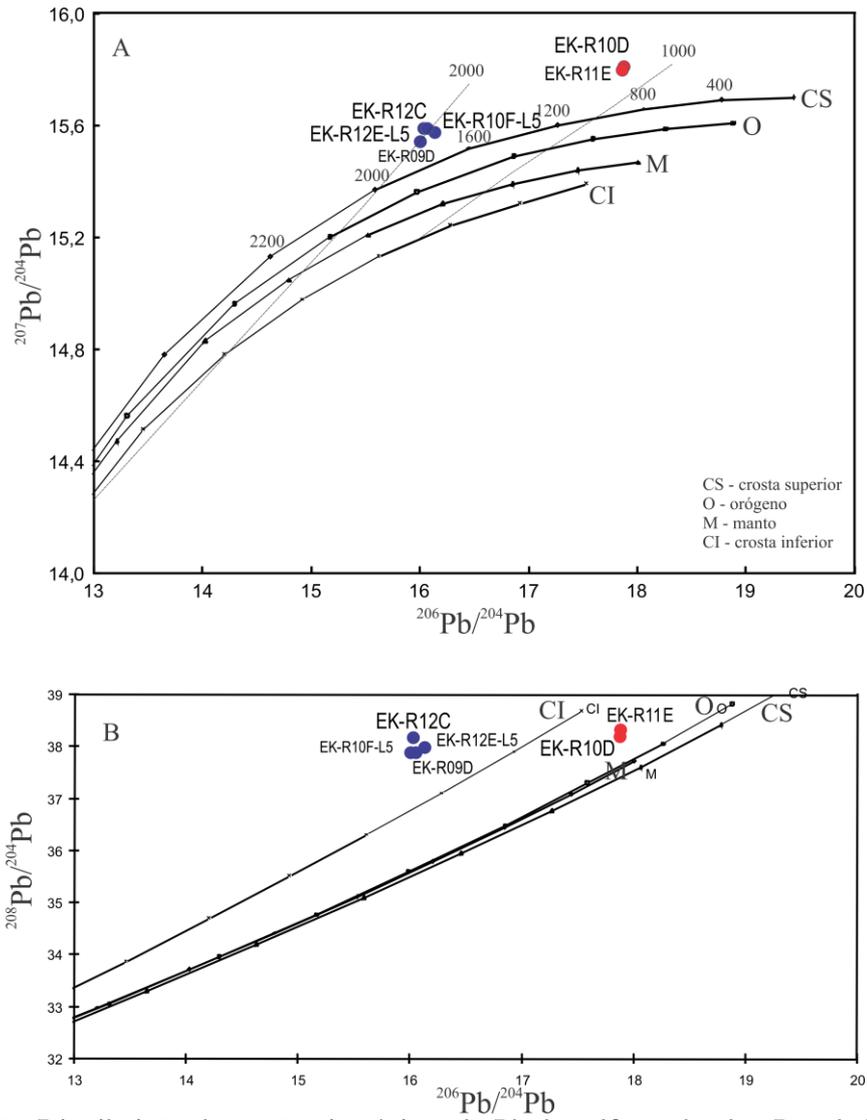


Figura 6 - Distribuição das razões isotópicas do Pb de sulfetos do alvo Pau da Merenda em relação às curvas evolutivas dos reservatórios propostos por Diagramas de Zartman e Doe (1981). Para as amostras lixiviadas, somente as composições menos radiogênicas de cada amostra foram plotadas.

## ESTUDO MINEROGRÁFICO DO MINÉRIO DE COBRE DO DEPÓSITO DE SOSSEGO, CARAJÁS, PARÁ

Chafic Rachid El-Husny Neto<sup>1</sup>, Joel Buenano Macambira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Acadêmico do curso de Geologia da UFFA; chusny2@bol.com.br.

<sup>2</sup>Professor Doutor do Instituto de Geociências da UFFA.

### INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás está localizada na margem sudeste do Cráton Amazônico e é atualmente a maior província mineral do Brasil e uma das maiores do mundo. Possui uma das maiores variedades e acumulação de depósitos minerais, sendo reconhecida principalmente pelos depósitos de óxidos de ferro, cobre e ouro (Monteiro *et al.* 2008).

O depósito de cobre do Sossego, localizado no município de Canaã dos Carajás, situa-se em um antigo garimpo de ouro descoberto em 1984. A Companhia Vale do Rio Doce (hoje, Vale) obteve a concessão da área e reconheceu que a mineralização de ouro estava associada com cobre (Lancaster *et al.* 2000). Estudos posteriores compartimentaram o depósito em pelo menos duas grandes jazidas (Sequeirinho e Sossego), as quais possuem variações quanto ao tipo e a intensidade da alteração e da mineralização. A reserva de Sossego é de 245 Mt a 1,1% Cu e 0,28 g/t Au (Monteiro *et al.* 2008).

O uso da mineralografia para o estudo do minério de cobre do Sossego permitiu a identificação dos minerais de cobre e suas estruturas, além da análise de suas relações texturais e paragenéticas. Permitiu ainda avaliar as condições de liberação das partículas do minério, além disso, forneceu informações úteis na elaboração de hipóteses acerca da formação do depósito.

### METODOLOGIA

As amostras do minério foram analisadas macroscopicamente em lupa binocular para determinar estruturas, em seguida foram confeccionadas lâminas delgadas polidas e seções polidas, para análises mineralógicas por microscopia de luz refletida e luz transmitida, com o uso do Microscópio Carl-Zeiss Axioplan 2. Foram estudadas 13 amostras do minério (confeccionadas 7 seções polidas e 3 lâminas delgadas polidas) e determinados os tamanhos médios dos minerais de minério, as relações texturais e associações paragenéticas, utilizando a nomenclatura estabelecida por Smirnov (1976) e Craig & Vaughan (1981).

### RESULTADOS

A observação macroscópica das amostras do minério possibilitou caracteriza-lo como sendo cinza escuro, maciço, com aspecto brechóide, em que clastos, principalmente de rochas graníticas, de tamanho milimétrico a centimétrico ocorrem em uma matriz maciça de calcopirita. O minério é composto ainda por magnetita, pirita, quartzo, k-feldspato, apatita e por alguns cristais de siegenita, millerita e rutilo.

Ao microscópio, a calcopirita, em escala centimétrica, parece ser composta por uma massa contínua, ocorrendo de forma dominante, representando cerca de 75% a 90% do volume da rocha. Encontra-se intercrescida na pirita, magnetita e ganga, além de preencher veios e fraturas na ganga e na magnetita.

A magnetita apresenta cristais euédricos, mas também anédricos a subédricos, que chegam a 2 mm em seu eixo maior, apresenta-se fraturada e com as bordas comumente corroídas, estando associada à ganga, e por vezes envolvida pela matriz de calcopirita.

A pirita está associada à calcopirita, localizada em sua borda e em contato com a ganga, seus cristais são anédricos a subédricos, granulares, e possuem aproximadamente 200 µm, por vezes preenche fraturas de magnetita e ganga.

A siegenita é encontrada de forma pontual, e ocorre associada à calcopirita, em aparente contato de equilíbrio.

O quartzo, feldspato e a apatita são encontrados de forma dispersa no minério, com cristais anédricos a subédricos (quartzo e feldspato) e euédricos (apatita), e granulação grossa a fina.

Podem ser observados cristais de millerita, subédrica, ocorrendo como inclusões isoladas na calcopirita, além de cristais isolados de rutilo, prismático, associado à ganga.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O minério sulfetado está associado a granitóides e rochas máficas, próximos a zonas de falha. O corpo é maciço, mas ocorrem também disseminações e vênulas.

A magnetita parece ser o mineral metálico mais precoce, em virtude de apresentar fraturas e vênulas preenchidas por calcopirita e pirita. A pirita ocorre nas bordas da massa de calcopirita e deve ter sido o segundo mineral a se formar. A calcopirita é o mineral mais tardio, ocupando veios da ganga e da magnetita. A siegenita, em alguns casos parece estar substituindo a pirita, o que sugere sua precipitação posterior.

O minério é caracterizado como brecha de falha, podendo ser observadas principalmente texturas brechóides (predominante), irregulares e tipo *crushing*. Esta última é devida ao esmagamento das rochas e posterior cimentação por minério de gerações tardias e ocorre de forma localizada. No minério de textura brechóide a liberação é facilitada, principalmente em função do aspecto maciço. Localmente torna-se um pouco difícil, quando grãos livres estão envolvidos por camadas de ganga. Em menores proporções ocorrem texturas irregulares (intergranulares e disseminadas), que podem tornar a liberação do minério difícil ou impossível. Observam-se também raras lamelas de quartzo no interior da massa de calcopirita.

A interpretação da sequência de deposição é iniciada pela magnetita, como o mineral mais precoce, originada provavelmente das rochas máficas, seguida pelo quartzo, feldspato e apatita das rochas graníticas, e pelos sulfetos, pirita, calcopirita e siegenita. A calcopirita foi o último mineral a se formar, preenchendo espaços gerados pela intensa deformação dúctil de alta temperatura associada com a Zona de Cisalhamento Itacaiúnas, desta forma os processos de fraturamento facilitaram a entrada de fluidos responsáveis pelos depósitos de cobre.

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará e ao Grupo de Pesquisa de Geologia Econômica.

## REFERÊNCIAS

- Craig, J.R. & Vaughan, D.J. 1981. Ore microscopy and ore petrography. New York, John Wiley & Sons, 406p.
- Lancaster J.; Fanton, J.J.; Almeida, A.J.; Leveille, R.A. & Vieira, S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás district, Pará State, Brazil. In: International Geological Congress, 31., Rio de Janeiro, Abstracts. 2000. [CD-ROM].
- Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Hitzman, M.W.; Juliani, C.; Souza Filho, C.R. & Carvalho, E.R. 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. Ore Geology Reviews, 34:317-336.
- Smirnov, V.I. 1976. Geology of mineral deposits. Moscow, Mir Publishers, 520p.

## EVENTOS VULCÂNICOS DE 1,97 GA COM MINERALIZAÇÕES DE OURO EPITERMAIS *LOW-* E *INTERMEDIATE SULFIDATION* NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA)

Cláudia do Couto Tokashiki<sup>1</sup> ([claudiatokashiki@usp.br](mailto:claudiatokashiki@usp.br)), Caetano Juliani<sup>1</sup> ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)), Lena V. S. Monteiro<sup>1</sup> ([lena.monteiro@usp.br](mailto:lena.monteiro@usp.br)), Carlos Mario Echeverri-Misas<sup>1</sup> ([carlosma99@yahoo.com](mailto:carlosma99@yahoo.com)), Maria Alexandra Aguja<sup>1</sup> ([maagujab@gmail.com](mailto:maagujab@gmail.com)), Leonardo Brito Arrais<sup>2</sup> ([leoarraescba@hotmail.com](mailto:leoarraescba@hotmail.com)).

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia/Geoquímica e Geotectônica, INCT - Geociam; <sup>2</sup> Chapleau Resources Ltd/Magellan Minerals Ltd.

### INTRODUÇÃO

O Evento Uatumã no Cráton Amazônico (Pessoa *et al.* 1977) foi responsável pela formação de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e granitoides paleoproterozoicos. As rochas vulcânicas desse evento recobriram mais de 1.100.000 km<sup>2</sup> do cráton, constituindo um dos mais importantes eventos magmáticos paleoproterozoicos do mundo (Juliani *et al.* 2008).

Na porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PAT), possíveis depósitos epitermais *low-* e *intermediate sulfidation* hospedados por rochas vulcânicas de ca. 1,97 Ga atribuídas ao Evento Uatumã *sensu lato* foram caracterizadas nesse estudo. Esses resultados são de grande importância para a definição do potencial metalogenético da PAT, conhecida por um grande número de garimpos de ouro, mas ainda com relativamente poucos estudos sobre a gênese da mineralizações de ouro e de metais de base, com prévia caracterização principalmente de ocorrências de veios auríferos epizonais e mesotermiais em zonas de falhas e mineralizações auríferas epitermais e do tipo pórfiro de ca. 1,88 Ga (Juliani *et al.*, 2005; 2008).

### LITOTIPOS HOSPEDEIROS DAS MINERALIZAÇÕES DE OURO

Diversos litotipos vulcânicos e vulcanoclásticos, bem como sub-vulcânicos (pórfiros) e granitos, foram identificados em campo e em testemunhos de sondagens, comumente com evidências de alterações hidrotermais variadas, em estilos pervasivos e, principalmente, fissurais. Adicionalmente, rochas tonalíticas, atribuídas ao embasamento foram também reconhecidas.

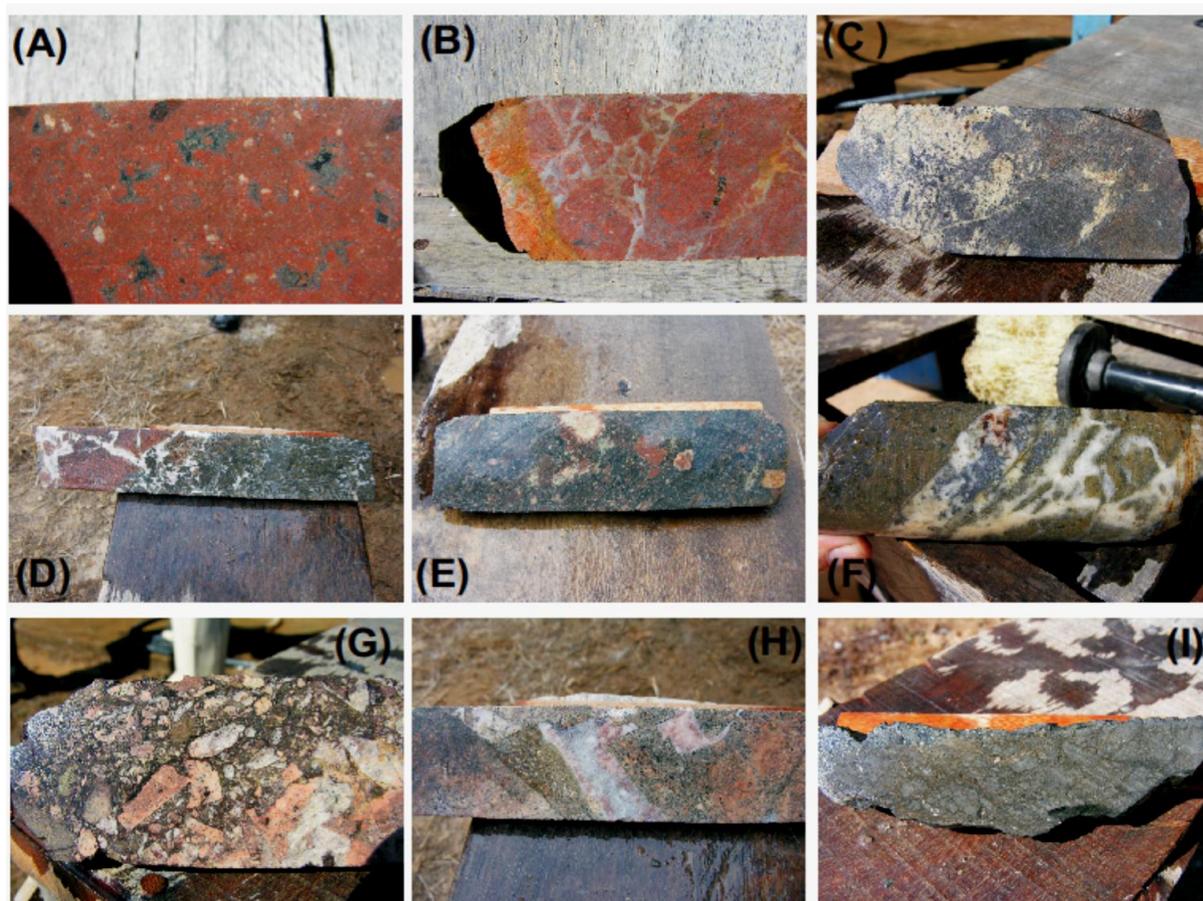
Corpos de andesito estão presentes, mas predominam amplamente riolitos, comumente constituindo domos vulcânicos com fluxos de rochas vulcanoclásticas ao redor, bem como diques radiados e anelares de brechas fortemente hidrotermalizadas.

Pelo menos duas gerações de riolitos foram identificadas por relações de contato, sobreposição e presença de xenólitos. O riolito mais antigo (Riolito I) tem cor negra, aspecto vítreo e, comumente, apresenta estrutura de fluxo ígneo e intercalações de rochas vulcanoclásticas, variando de tufos a brechas. Cavidades miarolíticas são frequentes nessas rochas. Nos riolitos vermelhos (Riolito II) são muito comuns *lithophysae* (Fig. 1A), por vezes com sulfetos, normalmente intensamente transformados pela alteração hidrotermal. Estruturas de fluxo, bandadas e zonas de brechas são comuns nesses litotipos.

As rochas vulcanoclásticas são muito abundantes na área, com predomínio de brechas e *lapilli*-tufos com fragmentos de riolito, bem como de rochas hidrotermalizadas. As texturas e as formas de ocorrência sugerem que parte destas rochas vulcanoclásticas podem ser brechas hidrotermais de conduto (Fig. 1B, 1D e 1G).

Os granitos apresentam cor rosa, textura fanerítica muito grossa e inequigranular e vênulas de quartzo sulfetadas (Fig. 1I), ou são rosa-alaranjados, com granulação fina e textura inequigranular a levemente porfirítica, hololeucocráticos e tem texturas granofíricas e mirmequíticas, além de veios brechados, indicando colocação subvulcânica. Pórfiros com composição variável entre granodiorítica a tonalítica, com presença de xenólitos de rochas vulcânicas silicificadas e riolitos, foram também identificados em campo.

Os afloramentos de tonalitos são compostos por rochas silicificadas, com presença de anfibólio, epidoto e minerais máficos, assim como alguns cristais oxidados de pirita.



.Figura 1 – (A) Aspecto de um riolito com forte metassomatismo potássico com feldspato potássico que oblitera quase que totalmente os lithophysaes; (B) Detalhe de uma brecha possivelmente hidrotermal muito rasa, com preenchimento por material silicoso; (C) Andesito intensamente sericitizado e argilizado; (D) Zona de brecha rúptil cimentada por carbonatos; (E) Zona de alteração sericítica em lapilli-tufos com clastos de riolito, alguns previamente hidrotermalizados; (F) Riolito propilitizado e cloritizado, com veio com pirita e galena predominantes. As cores marrons esverdeadas nas bordas são devidas a uma intensa alteração sericítica; (G) Zona de brecha em riolito vermelho. Notar a presença de fragmentos com alteração hidrotermal variada, indicada pelas diferentes cores, (H) Vulcanoclástica com alteração argílica com veios bandados de quartzo na parte interna; (I) Material carbonoso sulfetado presente em zonas com intensa alteração argílica e com carbonatização.

### ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINÉRIO DE OURO

As principais alterações hidrotermais nas unidades vulcânicas e vulcanoclásticas são do tipo potássica (Fig. 1A), propilítica, sericítica e argílica (Fig. 1C e 1H), mais restrita. Em algumas zonas brechadas com intensa alteração argílica observam-se carbonatos com manganês muito abundantes, provavelmente calcita manganésifera, além de sílica nos interstícios dos fragmentos, como cimentação da rocha (Fig. 1B). Cristais de feldspatos hidrotermais, em especial nas proximidades de vênulas hidrotermais, apresentam hábito pseudo-ortorrômbico, indicando tratar-se de adularia.

Alteração hidrotermal está presente principalmente no segundo conjunto de granitos finos e inclui o tipo propilítico, forte a fraco no estilo pervasivo, seguido por alteração potássica e sericítica fissural. Zonas de argilização e de carbonatização foram também observadas em granitos e pórfiros brechados muito hidrotermalizados em testemunhos de sondagens.

Os corpos de minério são representados por veios de quartzo sulfetados com espessuras variáveis ou de sulfetos disseminados encaixados em falhas rúpteis. Essas mineralizações filonianas parecem se concentrar nos domos de riolitos e nas suas proximidades. O minério é comumente polimetálico, com galena, esfalerita e calcopirita, além de pirita (Fig. 1F). Relações texturais dos sulfetos, bandamento dos veios e texturas de preenchimento de cavidades, assim como diferentes associações metálicas com o cobre

e ouro e diferentes razões Au/Ag indicam que os sulfetos foram formados em sistemas polifásicos rasos.

## GEOCRONOLOGIA

Datações U-Pb SHRIMP IIe em zircão de litotipos vulcânicos e intrusivos (Fig. 2) foram realizadas no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da Universidade de São Paulo. Diferentes corpos do Riolito I (Riolito negro), com rochas vulcanoclásticas associadas, resultaram em idades de 1966 ±6,3 Ma (CO-26b), 1967 ±6,6 Ma (CO-15a), 1970 ±20 Ma (CO-13) e 1975 ±5,3 Ma (CO-17). O Riolito II (Riolito vermelho) foi datado em 1966 ±22 Ma (CO-68c). Três granitos apresentaram diferentes idades, pelo mesmo método, de 1956 ±19 Ma (CO-47a), 1959 ±25 Ma (CO-04) e 1980 ±15 Ma (CO-37), sendo os dois últimos petrograficamente muito semelhantes. Dois pórfiros, macroscopicamente idênticos, apresentaram idades de 1959 ±5,5Ma (CO-59a) e 1980 ±6,6 Ma (CO-58c). Idades mais antigas, de 2023±30 Ma (CO-69b) e 2123 ±86 Ma (CO-69a), foram definidas para os tonalitos do embasamento, idades essas semelhantes às de cristais de zircão detríticos da Formação Jacareacanga (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A caracterização de domos vulcânicos constituídos por riolitos com idades de cristalização de ca. 1,97 Ga, além de granitos e pórfiros originados em diferentes eventos em ca. 1,98 e ca. 1,96 Ga revelam a presença de rochas vinculadas à Suite Intrusiva Creporizão, até então não descritas na área.

A associação espacial das mineralizações auríferas com os domos vulcânicos e com diques radiados e anelares de brechas fortemente hidrotermalizadas, assim como os tipos de alteração hidrotermal potássica, propilitica e sericitica e, mais subordinadamente, argílica, identificados nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas sugerem uma origem magmático-hidrotermal para a geração de sistemas hidrotermais polifásicos e rasos. A presença de cristais de feldspatos hidrotermais com hábito pseudo-ortorrômbico, característicos da adularia, assim como a presença de carbonatos manganésíferos, sugere relação genética das mineralizações com sub-sistemas epitermais *intermediate-sulfidation*, ou evoluções dos fluidos oscilando entre os tipos *low-* e *intermediate-sulfidation*.

Zonas de alteração sericitica e argílica muito intensas em granitos da área, bem como a relação genética existente entre as mineralizações epitermais e unidades vulcânicas, sugerem uma extensão do potencial da PAT para ocorrência de pórfiros de metais de base e preciosos, com pelo menos duas épocas metalogenéticas, uma ao redor de 1,88 Ga, previamente caracterizada por Juliani *et al.* (2005), e outra em aproximadamente ca. 1,97 a 1,96 Ga, caracterizada nesse estudo.

**Agradecimentos:** CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS, CAPES e Chapleau Resources Ltd/Magellan Minerals Ltd. em especial aos geólogos Carlos Fernando Ulema Ribeiro e Guilherme Hughes.

## REFERÊNCIAS

- Juliani C., Rye O.R., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem. Geol.*, 215: 95-125.
- Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Echeverri-Misas C.M., Santiago E.S.B., Monteiro L.V.S., Carneiro C. de C., Fernandes C.M.Dias, Usero G. (No prelo) Metalogenia da Província Tapajós. CPRM.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Fernandes, C.M.D., 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism — Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. 33rd International Geological Congress, Oslo, Abstracts.
- Pessoa M.R., Andrade A.F. de, Nascimento J.O. do, Santos J.O.S., Oliveira J.R. de, Lopes R. da C., Prazeres W.V., 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus, CPRM/DNPM, V8.

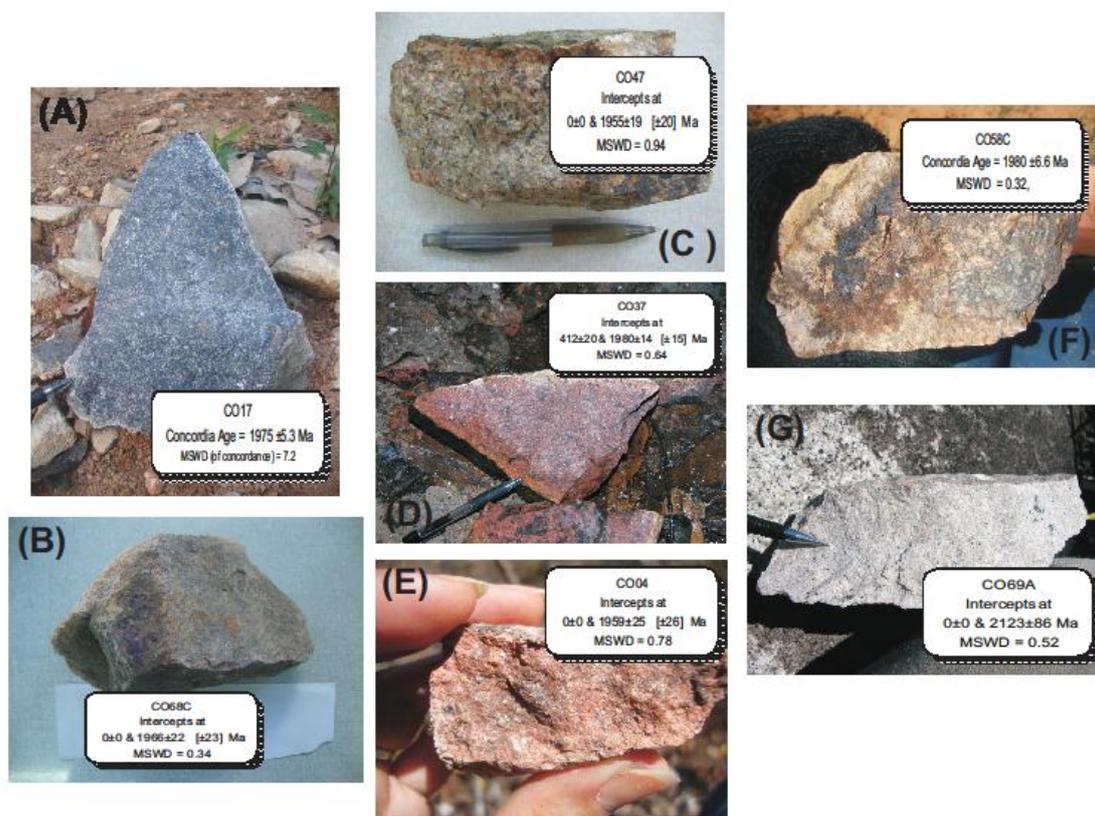


Figura 02 – Amostras datadas com suas respectivas idades: (A) Riolito I, (B) Riolito II, (C) Granito I, (D) Granito II, (E) Granito III, (F) Pórfiro, (G) Tonalito.

## CONTEXTO GEOLÓGICO E POTENCIAL MINERAL DA FOLHA REPARTIMENTO (SB.22-X-A) - ESTADO DO PARÁ

Edesio Maria Buenano Macambira\* - edesio.macambira@cprm.gov.br  
Paulo dos Santos Freire Ricci\* - paulo.ricci@cprm.gov.br  
Gisele Correa dos Anjos\* - gisele.anjos@cprm.gov.br

\* Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM-Superintendência de Belém

### INTRODUÇÃO

A Folha Repartimento (SB.22-X-A) localiza-se na porção centro-oriental do Estado do Pará e dista cerca de 400 km da cidade de Belém (Fig. 1). Abrange uma área de aproximadamente 18.000 km<sup>2</sup> e está limitada pelas seguintes coordenadas geográficas: 04°00' a 05°00' S e 49°30' a 51°00' WGR. O acesso à área de trabalho é essencialmente por via rodoviária, através da PA-150 até a cidade de Goianésia do Pará, onde inflete-se para oeste pelas rodovias PA-263 e BR-422 e alcança-se Novo Repartimento que é o principal apoio logístico. No interior da Folha Repartimento o acesso é feito principalmente através da Rodovia Transamazônica a qual está interligada a um complexo sistema de vicinais relacionadas aos assentamentos do INCRA e atividades madeireiras e pecuárias.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Durante os trabalhos de mapeamento geológico, na escala 1:250.000, executado pela SGB/CPRM-Belém, foi verificado que a Folha Repartimento (Fig. 1) situa-se quase que inteiramente no Cráton Amazônico, no Escudo Brasil Central e mais particularmente na borda oriental do Domínio Tectônico do Bacajá. No canto nordeste da mencionada Folha ocorrem restritas faixas do Cinturão Araguaia e da Bacia Fanerozoica do Grajaú. A porção cratônica abrange um terreno metamórfico de alto grau, de idade arqueoproterozoica, que foi submetido a um evento cisalhante transcorrente de direção WNW-ESE e cinemática dextral, o qual resultou em unidades estratigráficas que se apresentam estreitas e alongadas, subparalelas e orientadas segundo a mencionada direção. A unidade estratigráfica basal é o Complexo Cajazeiras (3009 ± 27 Ga – Macambira *et al*, 2007) constituído de ortognaisses originalmente enderbíticos a charnockíticos, frequentemente retrometamorfizados. Supostamente no Arqueano comparece GranulitoNovolândia, com metamorfismo de idade 2064 ± 4 Ga (Macambira *et al*, 2007) e representado por uma sequência de paragnaissesgranulíticos, pelíticos a psamíticos, quartzitos e formação ferrífera bandada. Para as serras estreitas e alongadas, alinhadas segundo WNW-ESE, constituídas de quartzitos com cordierita e granada, está sendo proposta a denominação de Quartzito Vila Sunil, considerada de idade arqueana-paleoproterozoica e de alto grau metamórfico. No canto sudoeste da Folha Repartimento ocorre uma pequena faixa do Grupo Três Palmeiras (*greenstonebelt*) de idade 2359 ± 3 Ga (Macambira *et al*, 2004) constituída por xistos máficos e ultramáficos, quartzitos micáceos e anfibólíoxistos.

Na borda oeste da região de trabalho ocorre uma pequena faixa de rochas meta-máficas e meta-ultramáficasenglobadas na Sequencia Metavulcano-Sedimentar São Manoel, provavelmente de idade paleoproterozoica. Em forma de grandes serras alinhadas segundo a direção WNW-ESE, representada essencialmente por quartzitos puros e micáceos, está também sendo proposta a unidade Quartzito Serra da Fumaça, possivelmente de idade paleoproterozoica, a qual se diferencia do Quartzito Vila Sunil por trata-se de rochas de baixo grau metamórfico (xisto verde). Com ampla distribuição na região de trabalho comparece o Complexo Bacajá, de idade 2094 ± 4 Ga. (Monteiro, 2006), litologicamente representado por enderbitos, antipertita-tonalitos e charnoenderbitos. Caracterizado por amplas faixas de ocorrência com altos valores radiométricos ocorre a Suíte Intrusiva Arapari, de idade 2086 ± 5 Ga (Santos, 2003), representada por charnockitos, charnoenderbitos e meso-pertita granitos. No topo do empilhamento estratigráfico do Domínio Bacajá, no âmbito da Folha Repartimento, ocorre uma ampla granitogênese com corpos em forma de faixas ou alongados, deformados, constituídos de sienos e monzogranitos, milonitizados, para os quais está sendo proposta a denominação de Suíte Intrusiva Trevo do Índio.

O Cinturão Araguaia está representado pela Formação Pequizeiro, de idade neoproterozoica, constituída por mica-xistos quartzosos e/ou feldspáticos e filonitos quartzosos. Argilitos, siltitos e arenitos pertencentes à Formação Ipixuna, de idade cretácea, são os representantes da Bacia do Grajaú. Abundantes diques de dimensões quilométricas constituídos de augita diabásios, olivínicos ou

não, e microgabros, de direção NNE-SSW, são denominados de Diabásio Rio Pajeú, considerada idade Triássico-Jurássico e seccionam as rochas do Domínio Bacajá.

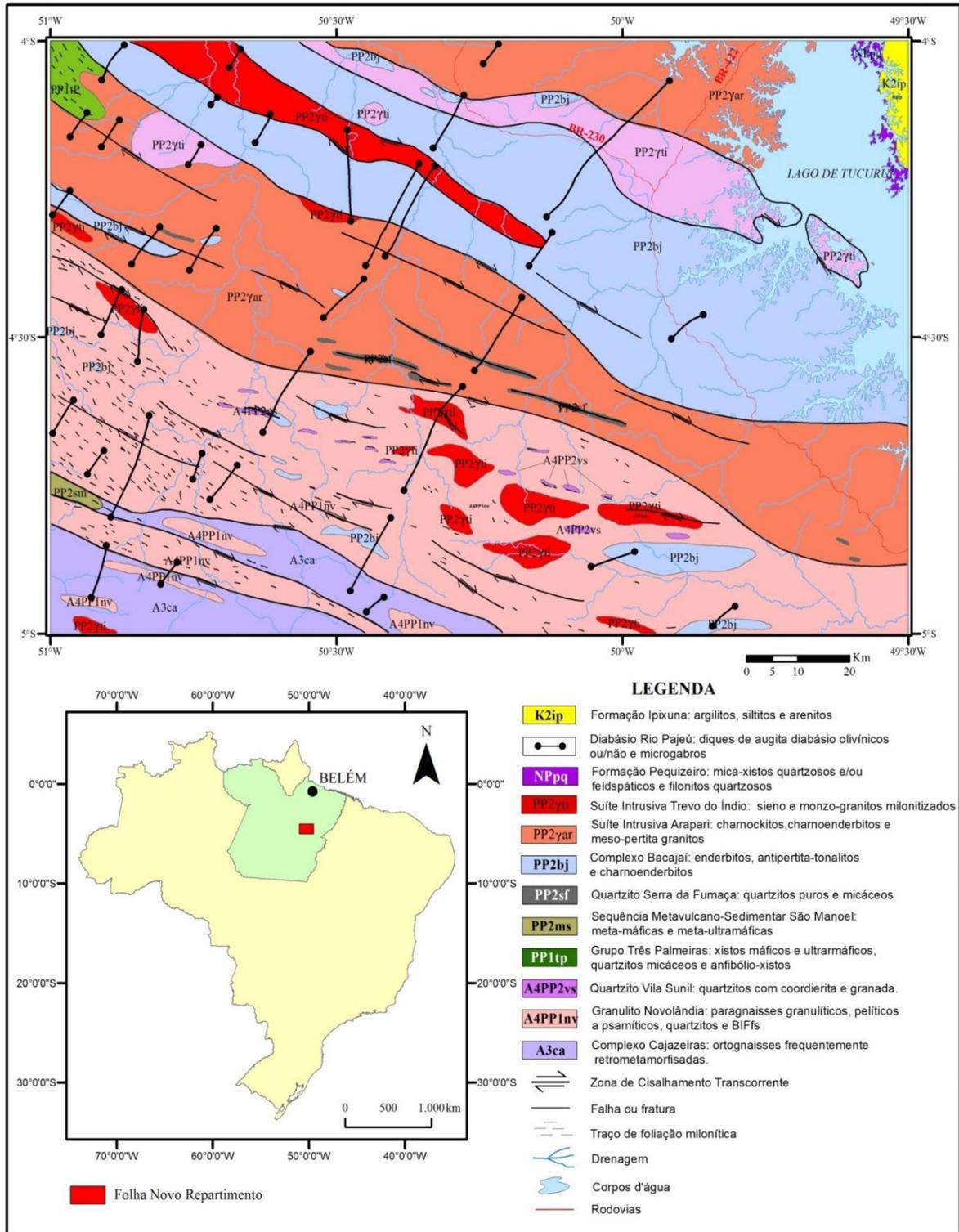


FIGURA 1 – Mapa Geológico da Folha Repartimento

### POTENCIAL MINERAL

Durante os trabalhos de mapeamento geológico da Folha Repartimento foram observados vários garimpos aluvionares, ocorrências e escavações de ouro, particularmente no domínio da Suíte Intrusiva Arapari. No atual estágio da pesquisa admite-se o ouro aluvionarseja oriundo do intemperismo de veios de

quartzo auríferos. Estes seriam resultantes das atividades hidrotermais associadas às zonas de cisalhamento, as quais remobilizariam o ouro, que originalmente estaria armazenado em resquícios de rochas supracrustais de alto grau ou associado aos abundantes xenólitos máficos hospedados na mencionada unidade. Atividades auríferas históricas para ouro também são conhecidas nos domínios das unidades Três Palmeiras e São Manoel.

A Suíte Intrusiva Arapari compõe um terreno metamórfico de alto grau e caracteriza-se por apresentar as maiores anomalias no canal de Th do mapa aerogamaespectrométrico, além de que, os concentrados de bauxita relacionados a essa unidade demonstram uma abundância de monazita. Estes parâmetros são favoráveis à ocorrência de jazimentos de Elementos de Terras Raras - ETR e muito semelhante às mineralizações observadas por Fernandes e Silveira Filho (2005) no Complexo Jequié (Bahia).

Pequenos depósitos de ferro podem estar associados às formações ferríferas do Granulito Novolândia. Jazidas de quartzo, que podem ser utilizadas na fabricação de silício metálico (fábrica em Breu Branco), ocorrem associadas aos quartzitos puros da unidade Serra da Fumaça.

As unidades Arapari, Bacajá e Trevo do Índio são potencialmente favoráveis a conterem jazidas de rochas ornamentais e ao fornecimento de britas para a construção civil.

## CONCLUSÕES

A Folha Repartimento abrange três contextos geotectônicos: Domínio Bacajá, Cinturão Araguaia e Bacia do Grajaú. O Domínio Bacajá abrange cerca de 95% da área de trabalho, constitui-se em um terreno de alto grau metamórfico, de idade arqueoproterozoica, que foi afetado por um evento cisalhante transcorrente, de cinemática dextral, de direção WNW-ESE e estatigraficamente está constituído pelas seguintes unidades: Complexo Cajazeiras (ortognaisses), Granulito Novolândia (paragnaisses granulíticos), Grupo Três Palmeiras (*greenstone belt*), Quartzito Vila Sunil (quartzitos de alto grau metamórfico), Quartzito Serra da Fumaça (quartzitos puros), Sequência São Manoel, Complexo Bacajá (enderbitos), Suíte Intrusiva Arapari (charnockitos) e Suíte Intrusiva Trevo do Índio (sieno e monzogranitos). O Cinturão Araguaia está representado pela Formação Pequizeiro (mica-xistos quartzosos) e a Bacia do Grajaú pela Formação Ipixuna (argilitos). Diques do Diabásio Rio Pajeú seccionam as rochas do Domínio Bacajá. Ouro, ETR, ferro, quartzo e as rochas ornamentais constituem o principal potencial mineral da Folha Repartimento.

## REFERÊNCIAS

- Macambira, M.J.B.; Pinheiro, R.V.L.; Armstrong, R.A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave tectônica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBGNúcleo Norte, 2007. p. 105-108. 1 CD-ROM.
- Macambira, M.J.B. et al. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- Monteiro, P.C. **Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico.** 2006. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Santos, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil:** texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003. p. 169-226, il.
- Fernandes, P. C. D.; Silveira Filho, N. C. Mineralizações de terras raras do Complexo Jequié: Implicações para pesquisa mineral em granulitos do Estado da Bahia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA: CBPM, 2005.

## MINERALOGY AND STABLE ISOTOPES AT THE CANAHUIRE EPITHERMAL Au-(Cu-Ag) DEPOSIT, SOUTHERN PERU: PRELIMINARY DATA

Elena Malásquez López, Instituto de Geociências – UNICAMP (elenamalasquez@ige.unicamp.br)  
Roberto Perez Xavier, Instituto de Geociências – UNICAMP (xavier@ige.unicamp.br)  
Regina Baumgartner, Gold Fields Exploration (regina.baumgartner@gfexpl.com)

### INTRODUCTION

The Canahuire Au-(Cu-Ag) deposit is located in the southern Peruvian Andes, at 4300 m.a.s.l. and it is the first precious metal carbonate-hosted intermediate sulphidation epithermal deposit in the region. Similar systems in Peru consist dominantly of base metal replacement deposits, with limited gold content, such as Cerro de Pasco (Baumgartner *et al.* 2008) and Colquijirca (Bendezú *et al.* 2009), among others.

The main outcropping rocks at Canahuire consist of a folded and faulted sedimentary sequence of the Yura Group (Late Jurassic to early Cretaceous) which includes, from bottom to top, shale, sandstone, and limestone. The limestones are part of the Gramadal Formation and are the main host of the mineralisation. A set of WNW-ENE-striking faults developed a dilational jog-type structure which hosts an abreccia complex, with phreatomagmatic and hydrothermal breccias, and part of the mineralisation (Santos *et al.* 2011). The phreatomagmatic breccia (also called diatreme breccia) contains rounded clasts of all types of rocks present in the area floating in a fine-grained rock flour matrix. Hydrothermal breccias are monomictic or polymictic with sedimentary and rhyolite clasts and display a poorly developed matrix but a well-developed cement composed of siderite and sulphides, mostly pyrite. The Chucapac volcanic complex, located about 1.5 km to the east of Canahuire is composed mainly of rhyolite domes and is probably temporally related to the breccia complex at Canahuire.

### HYDROTHERMAL ALTERATION AND ORE PETROGRAPHY

Hydrothermal alteration is dominated by siderite which replaces mainly limestone of the Gramadal Formation, but also occurs filling cavities in the breccia complex. Argillic alteration has been mainly documented in the phreatomagmatic breccia and consists of kaolinite, smectite and illite. Most part of the ore occurs as replacement bodies in the Gramadal limestone and to a lesser extent in the hydrothermal breccias from the breccia complex. In both cases, the ore contains gold, chalcopyrite ± tennantite – tetrahedrite accompanied by abundant pyrite and siderite. Marcasite, arsenopyrite and minor pyrrhotite are also present.

Field relationships, drill core descriptions and petrographic studies define two mineralisation stages for Canahuire. The first (stage I) is marked by the assemblage pyrite I, pyrrhotite, arsenopyrite and magnetite. The second stage (stage II), in which most of the gold has been introduced, is characterized by native gold – electrum-pyrite II – arsenopyrite – chalcopyrite – tennantite – tetrahedrite-stibiobismuthinite accompanied by siderite – ankerite – quartz – chalcedony – adularia – kaolinite – smectite-illite. Two generations of pyrite have been described, based on their morphologies: pyrite I with a spongy-type texture and present in both mineralization stages; and polygonal pyrite II, generally intergrown with pyrite I but restricted to the second stage (Fig. 1). In some cases pyrite I displays well-developed “bird’s eye” texture, typical of the replacement of pyrrhotite by pyrite. Additionally, microprobe analyses (Jeol JXA-8230) reveal that spongy pyrite I contains variable amounts of Mo, Se, Co, and Cu, whereas polygonal pyrite II is characterized by concentrations of As, Ag, Te, Bi, Se, Au, Cd, Co, and Cu, above the detection limit (Fig. 2). Furthermore, native gold occurs with native bismuth as inclusions in arsenopyrite.

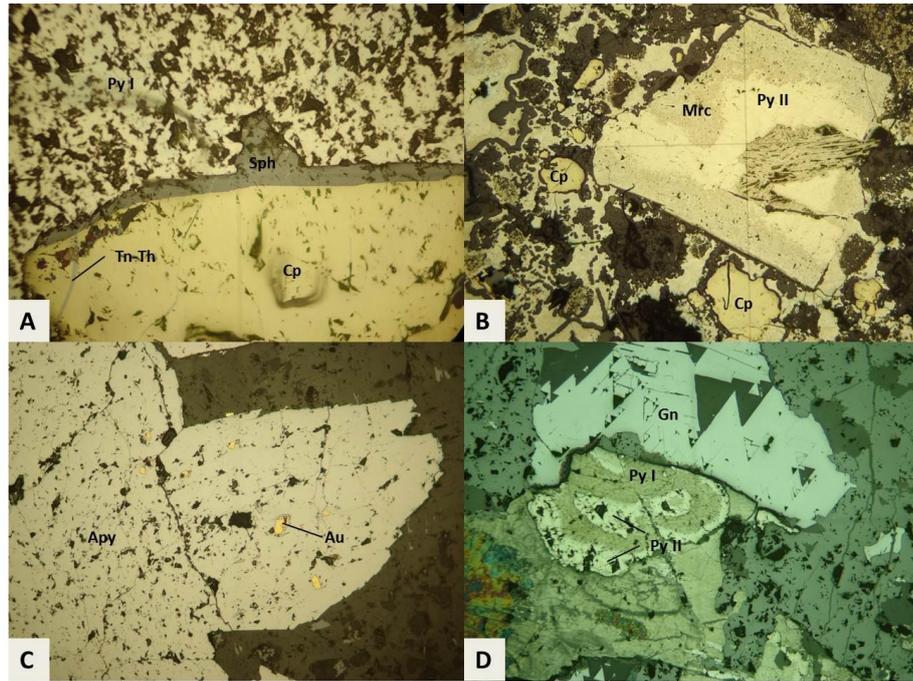


Figure 1: Reflected light photomicrographs of typical ore assemblages at the Canahuire Au-(Cu-Ag) deposit. A) Spongy pyrite (Py I) grain with chalcopyrite (Cp) rimmed with sphalerite (Sph) and cut by thin veinlets of tennantite-tetrahedrite (Tn-Th). B) Intergrowth of marcasite (Mrc) and polygonal pyrite (Py II) together with chalcopyrite (Cp) grains in the matrix. C) Arsenopyrite (Apy) with inclusions of native gold (Au). D) Galena (Gn) in contact with intergrowth of pyrite I (Py I) and pyrite II (Py II).

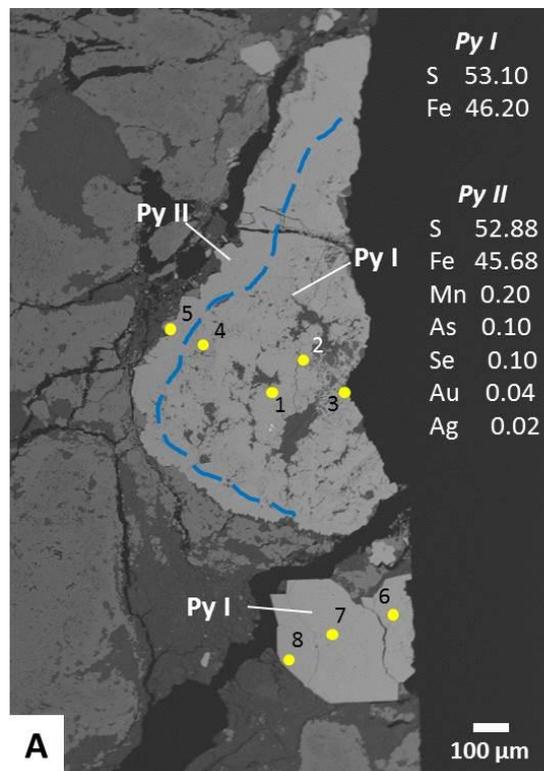


Figure 2: A) Backscattered electron image showing the intergrowth of pyrite I (Py I) and pyrite II (Py II). The yellow circles are the points analysed on the electron microprobe. Points 1 to 4 are within pyrite spongy I (Py I) and points 5 to 8 are within pyrite II (Py II). Polygonal pyrite (Py II) contains minor amounts of As – Au – Ag.

### CARBON AND OXYGEN ISOTOPE DATA

$\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  data were obtained from the analyses of thirteencarbonates samples from the Canahuire deposit. Carbonate samples included: (1) calcite and calcite - siderite veinlets in the Gramadal Formation limestones, respectively, at distal and intermediate distances from the ore zones and; (2) siderite replacement zones associated with the mineralization in the Canahuire diatreme complex (Table 1). Distal limestone-hosted calcite and intermediate calcite-siderite veinlets have relatively close  $\delta^{13}\text{C}$  values that vary, respectively, from 1.31‰ to 1.32‰ and from 0.09‰ to 0.31‰. On the other hand, these veinlets differ considerably in  $\delta^{18}\text{O}$  values, which in calcite veinlets range from 16.56‰ to 18.91‰ and in siderite - calcite veinlets from 6.21‰ to 8.59‰. Compared to veinlets, ore-related siderite is more depleted in  $\delta^{13}\text{C}$  (-0.03‰ to -6.21‰). In addition, siderite  $\delta^{18}\text{O}$  values are much lower (4.35‰ to 10.93‰) than those of distal calcite veinlets, but are not distinguished from  $\delta^{18}\text{O}$  values of siderite - calcite veinlets from intermediate zones, except for the wider variation.

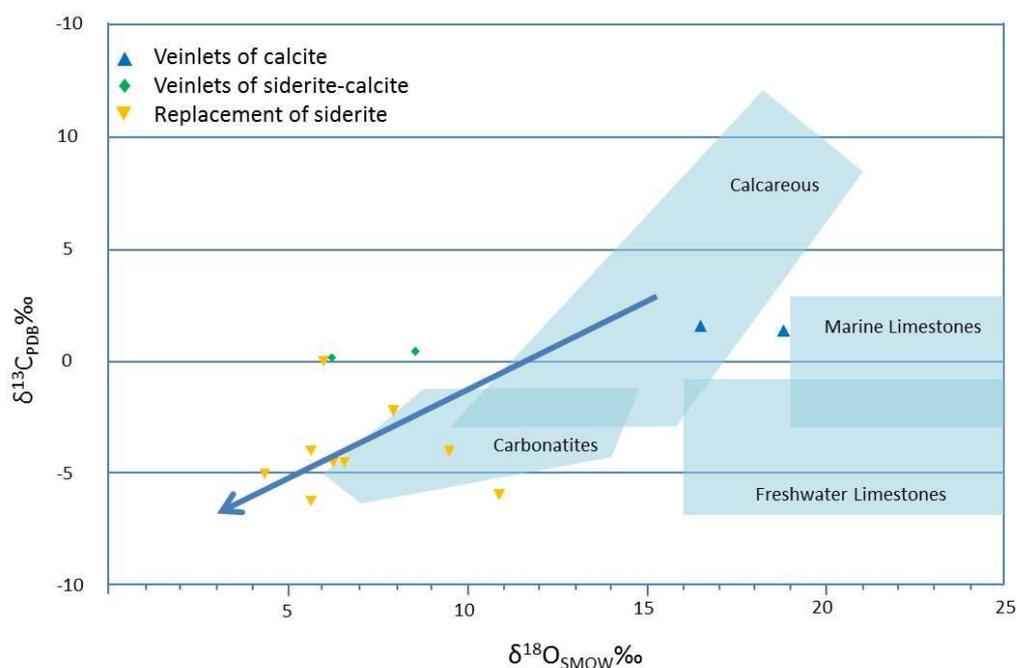


Figure 3:  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of carbonates (calcite and siderite) from the Canahuire Au-(Cu-Ag) deposit.

Samples	$\delta \text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$	$\delta \text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$	$\delta \text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$	Description
CA-1	1.32	-13.88	16.56	Veinlets of calcite
CA-2	1.31	-11.59	18.91	Veinlets of calcite
SC-2	0.31	-11.54	8.59	Veinlets of calcite and siderite
SC-3	0.09	-13.92	6.21	Veinlets of calcite and siderite
SD-1	-4.61	-13.78	6.36	Replacement and filling of siderite
SD-2	-2.25	-12.13	8.01	Replacement and filling of siderite
SD-3	-5.05	-15.79	4.35	Replacement and filling of siderite
SD-5	-6.05	-9.21	10.93	Replacement and filling of siderite
SD-6	-6.21	-14.48	5.66	Replacement and filling of siderite
SD-7	-4.2	-10.59	9.55	Replacement and filling of siderite
SD-9	-4.02	-14.55	5.59	Replacement and filling of siderite
SD-11	-0.03	-13.97	6.17	Replacement and filling of siderite
SD-13	-4.41	-13.89	6.25	Replacement and filling of siderite

Table 1:  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of carbonates from the Canahuire Au-(Cu-Ag) deposit  
**PRELIMINARY CONCLUSIONS**

The change in ore paragenesis from stage I, with pyrite I, pyrrhotite, arsenopyrite and magnetite, to stage II with arsenopyrite – chalcopyrite – tennantite – tetrahedrite - stibiobismuthinite marks a hydrothermal system evolving from low to intermediate sulphidation state fluids (see Fig. 1 in Einaudi *et al.* 2003).

Collectively,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values from calcite veinlets are comparable with marine limestone values and may reflect fluids in equilibrium with the Gramadal Formation limestone, under low fluid/rock ratios, in distal zones from the mineralization. The marked shift to slightly more depleted  $\delta^{13}\text{C}$  values and much lower  $\delta^{18}\text{O}$  values, as observed in siderite replacement zones towards the mineralization, suggests that the Canahuire hydrothermal system evolved through varying degrees of interaction of the Gramadal limestone with magmatic and meteoric fluids. This interaction may have probably promoted the change from low to intermediate sulphidation state of the fluids and gold deposition.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

This research project is part of a M.Sc. dissertation under progress at the Institute of Geosciences of the University of Campinas and with support from Gold Fields Exploration. Special acknowledgements are due to Dr. Erika Tonetto (SEM – UNICAMP), Profs. Alcides Sialand Valdez Ferreira (NEG LABISE – UFPE) and Prof. Nilson Botelho (electron microprobe – UNB).

#### **REFERENCES**

- Baumgartner & Fontboté L. Mineral Zoning and Geochemistry of Epithermal Polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi Mineralization at Cerro de Pasco, Peru. In: *Economic Geology*, 2008. v.103 p.493–537
- Benedezúr., F.. Cordilleran epithermal Cu-Zn-Pb-(Au-Ag) mineralization in the Colquijirca district, central Peru: Deposit-scale mineralogical patterns. In: *Economic Geology*, 2009. v.104 p.905-944.
- Einaudi., Hedenquist., Inane. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transition from porphyry to epithermal environments. In: *Economic Geology Special Publication*, 2003. v.10 p.285-313
- Santos A., Baumgartner R., Gaibor A., Dusci M., Azevedo F., Gradim R., Dunkley P., Denboer D., Valer R. 2011. Geology and mineralisation of the Au-Cu-Ag Canahuire epithermal deposit, Chucapaca Project, Southern Peru. In: SGA, The Biennial SGA Conference, 11, Proceedings, Antofagasta (Chile).

## COMPARING TRACE-ELEMENT SIGNATURES OF SULPHIDES FROM NEOARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC Cu-Au SYSTEMS OF THE CARAJÁS MINERAL PROVINCE (AMAZON CRATON)

Érika Santiago (*esbsantiago@gmail.com*)<sup>1</sup>, Roberto Xavier (*xavier@ige.unicamp.br*)<sup>1</sup>, Lena Monteiro (*lena.monteiro@usp.br*)<sup>2</sup>, Steffen Hagemman (*steffen.hagemann@uwa.edu.au*)<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidade Estadual de Campinas; <sup>2</sup>Universidade de São Paulo; <sup>3</sup>University of Western Australia

### INTRODUCTION

Cu-Au systems in the Carajás Mineral Province (CMP), southeastern of the Amazon Craton, are mainly represented by iron oxide Cu-Au (IOCG) and Cu-Au-(Mo-W-Bi-Sn) deposits. The former are hosted by Mesoarchean tonalite and gneiss, as well as metavolcanic-sedimentary units, mafic and felsic intrusive rocks of Neoproterozoic age. The latter are spatially and temporally associated with Paleoproterozoic A-type granites and Neoproterozoic metasedimentary rocks. Recent geochronological data obtained in deposits from the southern sector of the Carajás Province have constrained the timing of IOCG formation into two stages. The first is related to ca. 2.71-2.68 Ga in the Sossego (Sequeirinho orebody), Bacuri and Bacaba deposits (Moreto *et al.* 2013), whereas the second, ca. 1.90-1.87 Ga, is recorded at Sossego (Sossego orebody) and Alvo 118 deposits (Tallarico 2003; Moreto *et al.* 2013). In the northern sector of CMP, an event of ca. 2.57 Ga has been recognized for Salobo and Igarapé Bahia IOCG deposits (Requia *et al.* 2003; Tallarico *et al.* 2005). Cu-Au-(Mo-W-Bi-Sn) deposits (e.g., Breves), of the CMP, on the other hand, are essentially Paleoproterozoic, with age of ca. 1.88 Ga.

The mineralized zones in these systems are characterized by a diversity of ore minerals, which implies that variable  $f_{O_2}$ - $f_{S_2}$ - $T$  conditions controlled the ore formation. Among the IOCG deposits, Salobo exhibits chalcopyrite-bornite-chalcocite as the main ore association (Lindenmayer 1990), whereas Igarapé Bahia is characterized by chalcopyrite (Dreher *et al.* 2011). At Castanha deposit, pyrrhotite is an important sulphide, together with chalcopyrite and pyrite (Pestilho 2011). Sulphides at the Sossego and Alvo 118 deposits are also represented by variable amounts of chalcopyrite and pyrite (Monteiro *et al.* 2008; Torres *et al.* 2012). On the other hand, at the Breves deposit, the ore association includes mainly pyrite-chalcopyrite-arsenopyrite (Botelho *et al.* 2005).

In this work, we explore the trace element contents in pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, and chalcocite from Cu-Au systems of the CMP, including Neoproterozoic (Salobo, Castanha and Igarapé Bahia) and Paleoproterozoic IOCG (Sossego orebody and Alvo 118) deposits and the Paleoproterozoic Breves Cu-Au-(Mo-W-Bi-Sn) deposit. The aims are to: (1) compare trace elements variations in sulphides from these Cu-Au systems; and (2) constrain physicochemical parameters that may unravel the evolution of these systems with implications on their ore genesis.

### MATERIALS AND METHODS

Trace elements compositions of chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, and chalcocite were determined in polished sections in a New Wave UP-213 Nd:YAG Q-switched Laser Ablation System coupled with an Agilent 7700s Quadrupole ICP-MS at the ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES) of the University of Tasmania, Australia. Beam size was chosen depending on the sulphide grain size and textural homogeneity and varied between 14 and 31  $\mu$ m. The analytical mass spectra were reduced and evaluated individually in order to eliminate contamination effects due to the ablation of solid inclusions of other coexisting minerals, such as quartz, carbonates, silicates or phosphates. Each analytical spectrum was reduced manually. Trace elements in chalcopyrite were analyzed for all the investigated Cu-Au deposits. Pyrite analyses were carried out for the Castanha and Breves deposits, whereas pyrrhotite analyses were restricted to Castanha. Chalcocite was analyzed for the Salobo. This study concentrates mainly on the variations of trace elements with concentrations above the minimum detection limit (MDL), which for the investigated Cu-Au systems include Pb, Zn, Bi, Ag, Au, Se, Te, Co, Ni, and As.

## RESULTS

### PYRITE AND PYRRHOTITE

At Castanha, As concentrations are below MDL in pyrrhotite, whereas in pyrite mean concentrations are at 37 ppm. Zinc and Pb contents in pyrite and pyrrhotite are low, with average values for pyrite (3.14 ppm and 5.51 ppm) slightly higher than those for pyrrhotite (1.50 ppm and 1.70 ppm). Bi content of Castanha pyrite and pyrrhotite are also low, with averages of 3.51 ppm and 1.40 ppm, respectively. Pyrite and pyrrhotite show negligible Au and very low Ag (up to 6 ppm) and Te (up to 2.4 ppm) values. On the other hand, Se contents of pyrite and pyrrhotite are significant, with averages of 45 ppm and 55 ppm, respectively. Cobalt and Ni contents are the highest among all selected trace elements in Castanha pyrite and pyrrhotite. Average values of Ni and Co for pyrrhotite are 38,690 ppm and 5,113 ppm, respectively, and for pyrite are 1,902 ppm and 3,881 ppm.

Pyrite from the Breves deposit contains average concentrations of As at 2 ppm, Zn and Pb, respectively, at 6.60 ppm and 13.74 ppm, and Bi at 543.60 ppm. Breves pyrite exhibits low Au contents (average 1.60 ppm), whereas Ag may reach up to 15 ppm. Breves pyrite shows high Se (average of 203.50 ppm) and Te (47.85 ppm) contents. Cobalt displays the highest values among the trace elements in Breves pyrite, with average of 14,710 ppm, whereas Ni contents average 218 ppm.

### CHALCOPYRITE

Concentrations of Zn, Pb, Bi, and Sn are significantly variable in chalcopyrite from all the investigated Cu-Au deposits. Castanha chalcopyrite shows much higher Zn contents (325.40 ppm) than that of Igarapé Bahia (31.70 ppm) and Salobo (2.24 ppm). Salobo chalcopyrite, on the other hand, presents high Pb contents (18.40 ppm) compared to Castanha (4.30 ppm) and Igarapé Bahia (0.50 ppm). Igarapé Bahia chalcopyrite shows Bi (6.63 ppm) and Sn (6.71 ppm) contents higher than those of Castanha (1.5 ppm and 1.14 ppm) and Salobo (0.95 ppm and 1.02 ppm) chalcopyrite. Alvo 118 chalcopyrite contains much higher average Zn (1,669.30 ppm) and Pb (114.75 ppm) than that of Sossego chalcopyrite (Zn = 1.67 ppm; Pb = 8 ppm). Sossego chalcopyrite has slightly higher Bi (1.67 ppm) and Sn (8 ppm) than values obtained in Alvo 118 chalcopyrite (0.5 ppm and 3.5 ppm).

Average Ag contents of chalcopyrite from the IOCG deposits are low: 8.80 ppm for Igarapé Bahia, 4.73 ppm for Salobo and 0.60 ppm for Castanha. Au values are generally lower (< than 0.86 ppm) than Ag. Higher Ag values have been yielded by Salobo (average of 3.72 ppm) and Alvo 118 (average of 5 ppm) chalcopyrite, whereas averages for the other IOCG chalcopyrite are much lower (Igarapé Bahia = 0.86 ppm; Castanha below MDL; and Sossego = 1.30 ppm). Au contents of Alvo 118 and Sossego are the lowest among the IOCG deposits (< than 0.04 ppm).

Salobo chalcopyrite shows the highest Se and Te concentrations (111.30 ppm and 29 ppm), followed by Igarapé Bahia (70 ppm and 19 ppm), Castanha (49 ppm and 1.30 ppm), Sossego (42 ppm) and Alvo 118 (31 ppm). Sossego chalcopyrite displays the highest Te values (65 ppm) among the IOCG deposits. Co in IOCG chalcopyrite is generally low: Castanha = 1.12 ppm, Igarapé Bahia = 2.00 ppm, Salobo = 5.40 ppm, Sossego = 0.41 ppm, and Alvo 118 = 2.90 ppm. Castanha chalcopyrite shows the highest Ni concentrations (37.12 ppm), together with Sossego chalcopyrite (18.80 ppm), whereas the lowest are shown by Salobo (1.00 ppm), Igarapé Bahia (2.24 ppm) and Alvo 118 (0.06 ppm) chalcopyrite.

Breves chalcopyrite presents high Zn (611.90 ppm), Pb (102.60 ppm), Bi (153.90 ppm) and Sn (161.90) compared to IOCG deposits, except for Zn in Alvo 118 chalcopyrite. Chalcopyrite at Breves shows Ag contents (77 ppm) much higher than those of IOCG chalcopyrite, but much lower Au contents (0.12 ppm). Selenium and Te in Breves chalcopyrite exhibit similar average values of 18 ppm and 20 ppm, respectively. In addition, Breves chalcopyrite shows very low Co contents (0.46 ppm) and Ni values below MDL.

### CHALCOCITE

Chalcocite at the Salobo IOCG deposit shows low contents of Zn, Pb and Bi, averaging 30 ppm, 155 ppm and 83 ppm, respectively. Silver exhibits the highest contents of all analyzed trace elements in chalcocite, with average values of 4,143 ppm. Gold contents are also high in chalcocite (7 ppm). Mean concentrations of Te and Se for chalcocite are 972 ppm and 368 ppm. Chalcocite displays contents of Ni below of MDL and Co of 254 ppm.

## PRELIMINARY DISCUSSIONS

In general, Se, Te, Ag, and Bi in chalcopyrite and Co and Ni in pyrite and pyrrhotite may be used to distinguish between different IOCG deposits and Breves deposits in the CMP. Se + Te values of chalcopyrite from Neoproterozoic Salobo and Igarapé Bahia deposits are the highest amongst the IOCG deposits, but display similar ranges in chalcopyrite from Castanha and Paleoproterozoic Alvo 118 and Sossego (Sossego orebody) IOCG deposits (Fig. 1A). Bi + Ag values in chalcopyrite from all IOCG deposits vary in the same range. On the other hand, chalcopyrite from Paleoproterozoic Breves deposit presents lower Se+Te and higher Bi+Ag values than chalcopyrite from IOCG deposits (Fig. 1A). Concentrations of Se, Te, Ag, and Bi of chalcocite from Salobo deposit are much higher than chalcopyrite from other IOCG and Breves deposits.

Pyrite and pyrrhotite from Neoproterozoic Castanha IOCG deposit contain high concentrations of Ni and Co, with Co/Ni ratios in pyrite (0.02 to 0.11) similar to those in pyrrhotite (0.02 to 0.14) (Fig. 1B), despite of outliers of 277.71 and 973.76 for pyrite. On the other hand, compared to Castanha pyrite and pyrrhotite, Breves pyrite is more depleted in Ni and present similar contents of Co. Breves pyrite has Co/Ni ratios, in general, larger than IOCG deposits, in the range of 0.76 to 2.23, and an outlier of 114.50 (Fig. 1B).

EPMA analyses of pyrite from Sossego deposit (Sossego and Sequeirinho orebodies) performed by Monteiro *et al.* (2008) have shown high contents of Co and Ni, and a wide variation of Co/Ni ratios (Fig. 1B). Compared to Sossego and Sequeirinho pyrite, Castanha pyrite and pyrrhotite are much less enriched in Co, but Castanha pyrrhotite shows similar Ni concentrations. Breves pyrite also has lower concentrations of Co and Ni than Sossego and Sequeirinho pyrite. The highest Co/Ni ratios of Castanha and Breves pyrite are close to those of Sequeirinho and Sossego pyrite (Fig. 1B).

Enrichments of Co and Ni documented in other IOCG deposits have commonly been associated with the occurrence of mafic-ultramafic rocks in the deposit areas (Mazdab 2001). It has been argued in these cases Co and Ni contents in pyrite and pyrrhotite are directly related to fluid salinity and host rock composition (Mazdab 2001).

At the Castanha IOCG deposit, large amounts of Co and Ni in pyrite and pyrrhotite are likely due to leaching of these metals by highly saline fluids which interacted with gabbro intrusions that occur in the deposit area (Pestilho 2011). Nevertheless, pyrite is enriched in Co and Ni at Breves deposit despite the association of the Cu-Au mineralization with A-type granite. Low contents of Co and Ni in fluids derived from the immiscibility of felsic magmas are expected as these metals are preferentially compatible with mafic phases at high temperatures. Mazdab (2001) proposed that high concentrations of Co and Ni in hydrothermal pyrite are likely originated from leaching of mafic rocks by highly saline external-derived hydrothermal fluids. An alternative is that Co and Ni were also leached by highly saline hydrothermal fluids from mafic rocks, such as the ca. 2.65 Ga dykes reported to occur in the Breves deposit area (Dias *et al.* 1996).

High Se concentrations in pyrite possibly indicate relatively high temperature Cu-rich ores (250°-350°C) and metalliferous fluids with  $\sum \text{Se}/\sum \text{S}$  ratios consistent with, at least, >10% magmatic input of these elements (Huston *et al.* 1995). In the case of Castanha and Breves deposits, Se values may have not necessarily been originated directly from magmas, but may be the result of leaching of this metal from adjacent mafic rocks by hydrothermal fluids.

Huston *et al.* (1995) have also suggested that chalcopyrite from high-temperature Cu-rich ores is Se-enriched in contrast to low-temperature Cu-rich ores. Maslennikov *et al.* (2009) have also found significant variations in Se contents in chalcopyrite from high and low temperature ore zones in volcanogenic massive sulphide deposit. Thus, Se contents in chalcopyrite likely suggest that ore sulphides from Neoproterozoic IOCG deposits may have precipitated at relatively higher temperatures than Paleoproterozoic IOCG deposits and Breves deposit.

Ag-bearing chalcocite is less documented and there are few published quantitative data (Cook *et al.* 2011). Few published works demonstrate the strong relationship between Ag and chalcocite over other Cu-sulphides. This affinity has been assigned to hot (<350°C), oxidizing and acidic Cu-rich hydrothermal fluids, likely Ag-saturated, which are required to concentrate precious metals in the ore (Shalaby *et al.* 2004; Cook *et al.* 2011). The presence of bornite, magnetite and high Ag/Au ratios of chalcocite supports high T and  $f\text{O}_2$  and low pH conditions involved in the formation of Ag-bearing chalcocite at Salobo deposit. High Se and Te contents are also observed in chalcocite, but Se- and Te-minerals have not been recognized at the Salobo deposit. It is suggested that Se and Te may be present as replacements for S in the chalcocite

crystal lattice. The replacement, in the case of Te, likely occurs at high temperatures (Maslennikov *et al.* 2009).

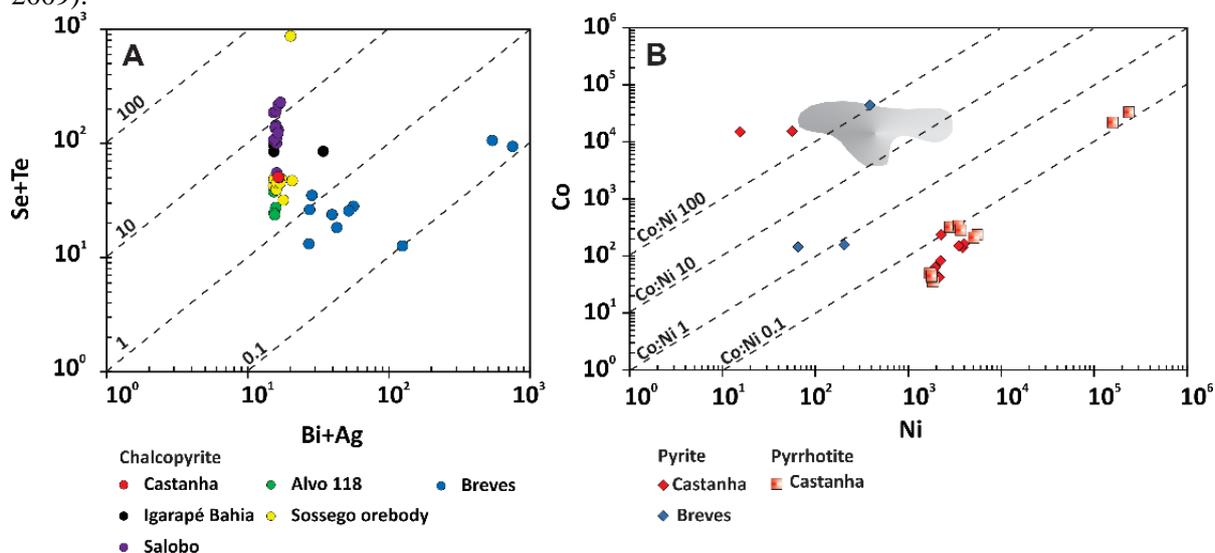


Figure 1 – Correlation diagrams of Co vs. Ni in pyrite (A) and Se+Te vs. Bi+Ag in chalcopyrite (B) from IOCG and Breves deposits. Gray field in (B): pyrite from Sossegodeposit (Sequeira and Sossegoorebodies; Monteiro *et al.* 2008).

#### ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to Vale, ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES) at the University of Tasmania and to Centre for Microscopy, Characterisation & Analysis, of the University of Western Australia. This research has been financially supported by the INCT - Geociências da Amazônia (GEOCIAM) (MCT/CNPq/Fapespa 573733/2008-2).

#### REFERENCES

- Botelho N.F., Moura M.A., Teixeira L.M., Olivo G.R., Cunha L.M., Santana U.M. 2005. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (Eds.). Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, ADIMB, pp 335-389.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Danyushevsky L.V., Gilbert S. 2011. Minor and trace elements in bornite and associated Cu-(Fe)-sulfides: A LA-ICP-MS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75: 6473-6496.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de Sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Anais, pp 376–379
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E. 2008. New geologic, inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, 43: 161-184.
- Huston D.L., Sie S.H., Suter G.F., Cooke D.R., Both R.A. 1995. Trace Elements in Sulfide Minerals from Eastern Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Part I. Proton Microprobe Analyses of Pyrite, Chalcopyrite, and Sphalerite, and Part II. Selenium Levels in Pyrite: Comparison with  $\delta^{34}\text{S}$  Values and Implications for the Source of Sulfur in Volcanogenic Hydrothermal System. *Economic Geology*, 90: 1167-1196.
- Mazdab F.K. 2001. The distribution of trace elements in iron sulfides and associated chlorine-bearing silicates. PhD thesis, University of Arizona, USA, 795p.
- Maslennikov V.V, Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. 2009. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS). *Econ Geol*, 104: 1111-1141.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Hitzman M.W., Juliani C., Souza Filho C.R., Carvalho E.R. 2008. Mineral

chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego ironoxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34:317-336.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Melo G.H.C., Silva M.A.D. 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. In: *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 3, Gramado. Resumos expandidos. [CD-ROM]

Pestilho A.L.S. 2011. Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleosistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. M.Sc. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Brazil, 70p.

Shalaby I.M., Stumpfl E., Helmy H.M., El Mahallawi M.M., Kamel O.A. 2004. Silver and silver-bearing minerals at the Um Samiuki volcanogenic massive sulphide deposit, Eastern Desert, Egypt. *Mineralium Deposita*, 39: 608-621.

Tallarico F.H.B. 2003. O Cinturão Cupro-Aurífero de Carajás, Brasil. PhD thesis, Universidade Estadual de Campinas, Brazil, 229 p.

Torresi I., Xavier R.P., Bortholoto D.F.A., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47: 299-323.

## DESCOBERTA DE NOVAS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA SEQUÊNCIA DEVONIANA DA BACIA DO AMAZONAS – ESTADO DO AMAZONAS

Felipe José da Cruz Lima *felipe.lima@cprm.gov.br*  
Sílvia Roberto Lopes Riker *silvia.riker@cprm.gov.br*  
Marcelo Batista Motta *ma1rcelo.motta@cprm.gov.br*

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus

### INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas é do tipo intracontinental, está localizada no Cráton Amazônico entre os escudos da Guiana e do Guaporé e ocupa uma área de cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará. Está limitada a oeste com a Bacia do Solimões e pelo Arco de Purus e a leste com a Bacia do Marajó e pelo Arco de Gurupá. Em nível mundial são conhecidos importantes depósitos ferríferos hospedados em rochas sedimentares devonianas. Na Bacia do Amazonas depósito dessa natureza (e de caráter oolítico) era, até então conhecido apenas na sequência devoniana do Grupo Trombetas na região do rio Jatapu (AM), onde Costa (1966) determinou concentração de até 57% de ferro. Lima & Horbe (2010) acreditam que o processo de lateritização desenvolvido nessa região contribuiu para o aumento dos teores de ferro (74%), e que os altos teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (3,14%) sugerem influência biogênica na formação dos oóides. Atualmente o ferro da mina do Jatapu vem sendo empregado na composição do fabrico de cimento *Portland* em Manaus pelo Grupo João Santos. Durante os trabalhos de mapeamento geológico referente ao projeto “Geologia e Recursos Minerais da Região Metropolitana de Manaus”, em execução pela CPRM – Superintendência Regional de Manaus foram registradas importantes ocorrências de ferro que se hospedam na Formação Jatapu (Grupo Trombetas), de idade lochkoviana a eo-emsiana (Melo e Loboziak, 2003; *in*: Cunha *et al.* 2007). Essas ocorrências estão localizadas na bacia do rio Uatumã (igarapé dos Botos) e nos rios Urubu, Apuaú e Negro, todas no Estado do Amazonas. As mais expressivas se localizam no rio Urubu e serão descritas neste trabalho.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Duas ocorrências de ferro foram registradas nas margens do rio Urubu, nas estações BM-141 e BM-142, situadas, respectivamente, nos municípios de Presidente Figueiredo e Rio Preto da Eva (figura 1). As análises químicas foram efetuadas na SGS Geosol, sendo que os elementos maiores e ETR foram analisados por fusão com metaborato de lítio-ICP OES e os demais por digestão com água régia – ICP OES/ICP MS. As determinações mineralógicas por DRX foram efetuadas no laboratório da Universidade Federal do Amazonas (UFAM) com emprego do difratômetro XRD-6000-Shimadzu do tipo  $\theta - 2\theta$ , com tubo de cobre (CuK $\alpha_1$  - 1,5405 Å). As análises petrográficas foram feitas no laboratório da CPRM em Manaus.

### RESULTADOS

O afloramento da estação BM-141 (amostra BM-R-141) tem mais ou menos 50 m de extensão e 1,0 m de espessura acima do nível d'água e é constituído por intercalação de arenito fino amarronzado enriquecido em ferro (goethita, hematita e magnetita) e pelitos cinza, e em parte creme, onde ainda se percebe um acamadamento wavy. O afloramento da estação BM-142 foi descrito em uma seção vertical E-W com cerca de 150 m de extensão por 6 m de altura (figura 2A). O perfil é composto por arenito muito fino, amarronzado, enriquecido em ferro (amostra BM-R-142A) e com finas intercalações de pelito também oxidado. Nos 30 cm da base o arenito é creme e muito fino. Associam-se a esses litótipos lentes de siderita em forma de bolacha, cor cinza esverdeada e muito oxidada nas bordas (amostra BM-R-142B), conforme observado na figura 2B. Essa associação também foi verificada no igarapé dos Botos.

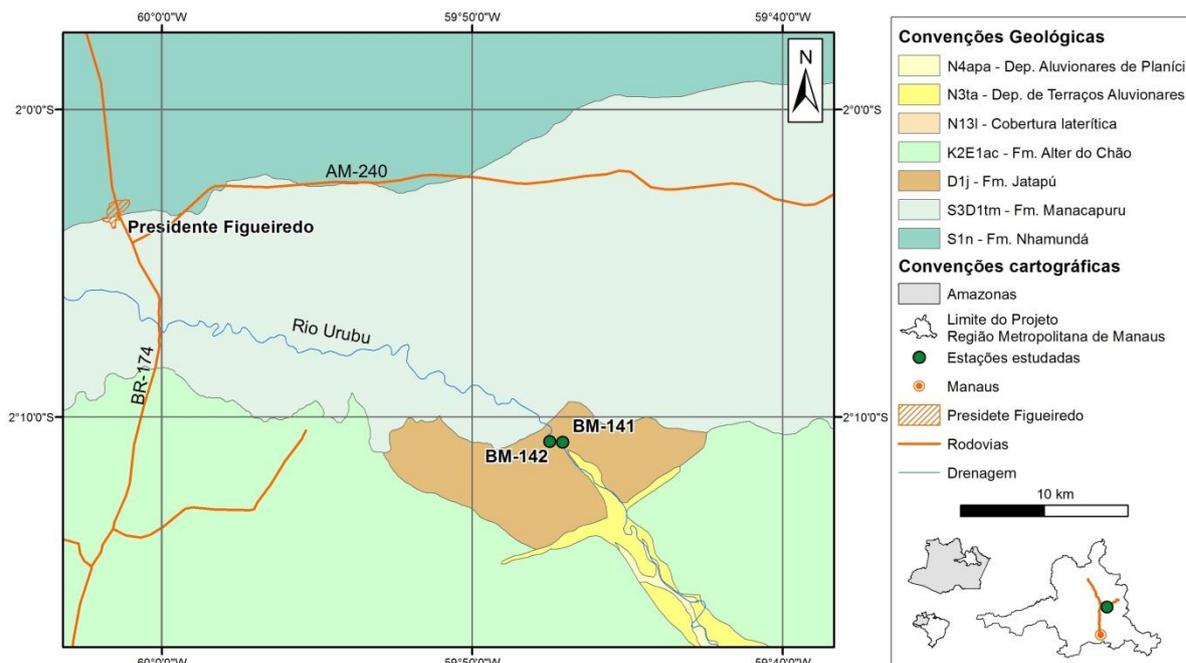


Figura 1: Localização e situação geológica da área de estudo. Modificado de CPRM (no prelo).

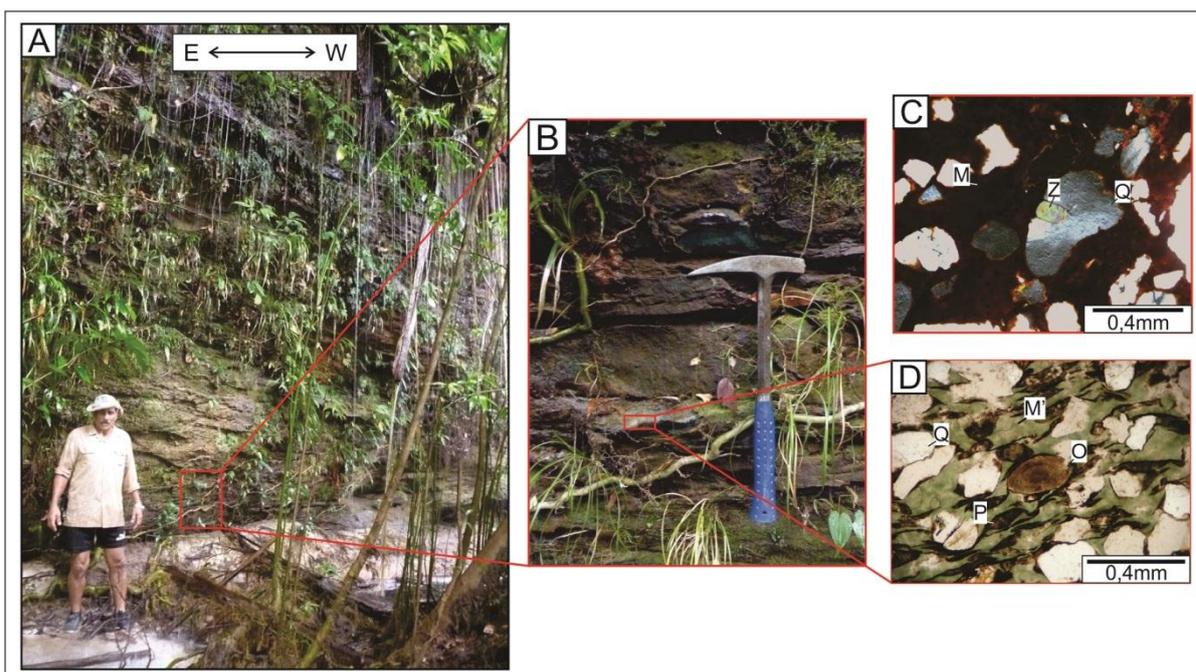


Figura 2: A) Aspecto geral do afloramento BM-142 (seção E-W); B) lentes de siderita associadas no perfil BM-142; C) Micrografia da amostra BM-141; D) Micrografia da amostra BM-R-142B (siderita). Q= quartzo, P= pellets, M'= matriz ferruginosa, M= provável matriz fosfática e Z= zircão.

## PETROGRAFIA

A seguir será apresentada a descrição macroscópica e microscópica das amostras estudadas:

- Amostra BM-141 – Macroscopicamente é classificada como um quartzarenito ferruginoso fino, composto por quartzo, goethita, hematita e magnetita. Microscopicamente é um quartzarenito ferruginoso fino a médio, predominando a fração média, composto por grãos de quartzo monocristalinos, raros policristalinos, moderadamente selecionados, subangulosos a subarredondados e com esfericidade moderada. Apresenta alguns grãos de fragmento de rocha e de zircão, por vezes

inclusos nos grãos de quartzo (figura 2C). Os grãos não se tocam, estando envolvidos por cimento avermelhado, provavelmente, de óxido-hidróxido de ferro;

- Amostra BM-R-142A – Macroscopicamente classificada como quartzarenito ferruginoso fino a médio, composto por quartzo, hematita, goethita e magnetita. Sem análise microscópica;
- Amostra BM-R-142B – Macroscopicamente classificada como quartzarenito siderítico fino a médio, composto por quartzo, siderita e goethita, borda hematizada. Microscopicamente é um quartzarenito peloidal oolítico ferruginoso, constituído principalmente por quartzo de granulometria média a fina, subarredondado a subangular e esfericidade moderada (figura 2D). Predominantemente o quartzo é monocristalino, com grãos policristalinos subordinados, apresentando também pellets na fração areia média a fina, alongados e substituídos por óxido-hidróxido de ferro. Em menor proporção ocorrem fragmentos de rocha sedimentar, oóides alongados e elípticos, que também podem ser circulares, com seus núcleos formados por fragmentos de constituintes intrabaciais. O arcabouço é aberto e suportado pela matriz e pelos grãos. Os principais eventos diagenéticos identificados foram: substituição dos pelóides e oóides por óxido-hidróxido de Fe; possível substituição da matriz argilosa por, provavelmente, mineral de fósforo; e recobrimento dos grãos de quartzo por filmes argilosos posteriormente ferruginizados. A rocha esteve provavelmente submetida a condições eodiagenéticas marinhas rasas e telodiagenese (oxidação).

### DIFRAÇÃO DE RAIO X (DRX)

A composição mineralógica das amostras BM-R-142A e BM-R-142B apresentaram quartzo, hematita, goethita, titanomagnetita e chamosita conforme visto no gráfico da figura 3.

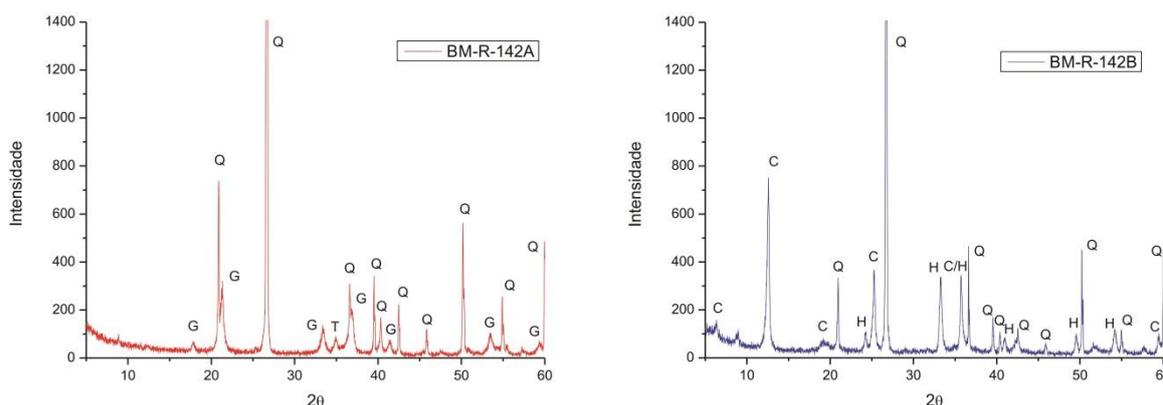


Figura 3: Difratogramas das amostras BM-R-142A e BM-R-142B. Onde: C = Chamosita, G= goethita, H= hematita, Q= quartzo e T = titanomagnetita.

### QUÍMICA

O quimismo apresentado pelos elementos maiores mostra que o ferro varia de 29,84% a 59,81% e com destaque para a amostra BM-R-142A que apresentou o maior teor. Destaca-se também o alto teor de  $P_2O_5$  (5,3%) verificado na amostra de siderita (tabela 1).

Tabela 1: Química dos elementos maiores

Nº Amostra/%	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<b>BM-R-141</b>	43,05	4,62	42,11	0,35	0,15	0,02	0,19	0,16	<0,01	<0,01	0,04
<b>BM-R-142A</b>	22,85	3,06	59,81	0,28	0,15	0,02	0,07	0,26	1,11	0,12	0,03
<b>BM-R-142B (siderita)</b>	41,53	8,53	29,84	1,59	5,65	0,09	0,33	0,29	5,3	<0,01	0,06

Quando os resultados são comparados com a média crustal, observa-se enriquecimento dos traços e ETRs conforme mostrados na tabela 2, sendo que as mais altas concentrações referem-se à amostra de siderita, com exceção do As que apresenta maior concentração (50 ppm) na amostra BM-R-142A.

Tabela 2: Química de traços e ETRs que se destacaram

Nº Amostra/ppm	W	As	Se	Ce	Pr	Nd	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb
<b>BM-R-141</b>	20,8	9	<1	89,7	7,15	24	0,7	2,93	0,65	4,52	1,01	3,48	4,5
<b>BM-R-142A</b>	12,9	50	1	62	5,3	17	0,52	2,27	0,65	3,36	0,68	2,31	2,6
<b>BM-R-142B (siderita)</b>	40,6	20	13	328,4	35,3	178	18	82,4	13,3	66,1	10,3	23,8	15,3
<b>Média crustal</b>	1,5	1,8	.05	60	8,2	28	1,2	5,4	0,9	3	1,2	2,8	3,4

### DISCUSSÕES, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As importantes ocorrências de ferro ora estudadas se hospedam em arenitos e pelitos da Formação Jatapu encontrando-se intimamente associadas com as sideritas que foram afetadas por enriquecimento supergênico. Apresentam também enriquecimento de goethita, hematita, titanomagnetita e chamosita, sendo os dois últimos detectados pela difração de raios X. A chamosita é um mineral do grupo da clorita que ocorre associada a depósitos sedimentares de ferro. A presença de alto teor de fósforo na amostra de siderita sugere uma influência biogênica, provavelmente originada pela grande quantidade de pelletite supostamente matriz fosfática (?). As diversas ocorrências ora detectadas e com altos teores de ferro registrados, indicam a Formação Jatapu como excelente metalotecto para se encontrar jazimento desse bem mineral no âmbito da Bacia do Amazonas. As expressivas ocorrências no rio Urubu merecem ser estudadas em detalhe, inclusive com geofísica terrestre e sondagem, posto que uma jazida de ferro nessa região ensejará a instalação de uma siderurgia no Polo Industrial de Manaus (PIM) para produção de ferro gusa, o que trará grande desenvolvimento econômico e social para todo o Estado do Amazonas.

### REFERÊNCIAS

- Costa H.F. 1966. Novo Distrito Ferrífero no Brasil, Rio Jatapú, Amazonas. CODEAMA, 45p.  
Cunha P.R.C.; Melo J.H.G. de.; Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p.227-251.  
Lima D.S.; Horbe A.M.C. 2010. Geologia do Depósito de Ferro na Região da Siderama, Rio Jatapú - AM. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém.

## AMOSTRAGEM EM DIFERENTES MALHAS DE SONDAGEM PARA MINÉRIO DE BAUXITA – MINA DE MILTONIA 03 - PARAGOMINAS - PA

<sup>1</sup>Francisco Eduardo Picanço, <sup>2</sup>Dario de Castro Pinheiro, <sup>3</sup>Waldirney Manfredi Calado, <sup>4</sup>Klabin do Rosário Almeida, <sup>5</sup>Carlos Renato R. Quadros, <sup>6</sup>Silvio Ângelo Rabelo  
Mineração Paragominas S.A / HYDRO

eduardo.picanco@vale.com; dario.castro@vale.com; waldirney.calado@vale.com; klabin.almeida@vale.com; renato.quadros@vale.com; silvio.rabelo@vale.com

<sup>1</sup>Mineração Paragominas S.A; <sup>2</sup>Mineração Paragominas S.A; <sup>3</sup>Mineração Paragominas S.A; <sup>4</sup>Mineração Paragominas S.A; <sup>5</sup>Mineração Paragominas S.A

### Introdução

Os depósitos de bauxita da mina de Miltonia 03 em Paragominas-PA são caracterizados por extensos platôs aplainados com superfície ligeiramente inclinada de sul para norte. O manto laterítico onde ocorre o horizonte bauxítico, exibe estrutura acamadada, formado por níveis enriquecidos em óxidos/hidróxidos de alumínio, ferro e sílica, estes possuem espessuras que variam de alguns centímetros até 5m localmente na área.

O perfil bauxítico presente nos depósitos da Mina de Bauxita da Mineração Paragominas S.A./HYDRO é constituído por seis horizontes litológicos distintos que apresentam variações de estruturas e na dominância de óxidos/hidróxidos de alumínio, ferro e sílica. Em geral são lenticulares e muitas vezes ocorrem ausência de um ou mais horizontes no perfil. Os contatos são bastantes irregulares e as variações nas espessuras causam modificações na geometria dos horizontes bauxíticos, principalmente no corpo de minério, por ser um horizonte preferencialmente contínuo ao longo do platô.

A obtenção de informações detalhadas do corpo mineralizado ao longo do depósito como a geometria, a qualidade dos teores químicos de alumina aproveitável e de sílica reativa, de valores de recuperação em massa, se faz necessária para dar suporte ao planejamento de curto prazo da mina, com a confecção do modelo geológico e de blocos.

As campanhas de sondagens de curto prazo, realizadas na malha de 100m x 100m, ocorrem obedecendo ao plano quinquenal de operação da lavra da mina, buscando sempre delimitar e validar as reservas apontadas nas campanhas de longo prazo, realizadas na malha de 200m x 200m.

Na mina é realizada a amostragem de canaletas a cada 25m linear, nas paredes de faixas expostas no depósito, estas faixas estão dispostas de 20m a 30m de largura com 400m a 800m de comprimento de acordo com seu método de lavra, via escavadeira (CAT 365) ou via minerador de superfície, respectivamente. Contudo esta atividade possui uma limitação operacional, sendo disponibilizado um alcance limitado de informações à faixa seguinte.

Este trabalho consiste em desenvolver novas metodologias que viabilizem maior qualidade das informações da geometria do corpo mineralizado, dos teores químicos de alumina aproveitável e sílica reativa, e de valores de recuperação em massa do minério de bauxita, que possibilitem melhorias a operação de lavra da mina de Miltonia 03.

### Metodologia

No ano de 2012 foi realizada uma campanha de sondagem com furos dispostos em uma malha regular de 25m x 25m em uma área teste do plano quinquenal de lavra do platô Miltonia 03. Esta etapa de sondagem foi terceirizada e executada com 02 sondas rotativas tipo *air core*, com testemunhos amostrados de 4” polegadas de diâmetro.

Tendo como base as informações coletadas desta campanha de sondagem, foram desenvolvidos os modelos geológicos e de blocos utilizando a malha regular de 25m x 25m (Figura 01 - A), e com a malha de 50m x 50m Diamante / Losango (Figura 01 - B). Para a geração dos modelos na malha 50m x 50m Diamante não foram considerados os furos sobressalentes da malha de 25m x 25m. O modelo geológico gerado na malha de 50m x 50m serviu de ensaio para verificar se há diferenças relevantes com o modelo de 25m x 25m, visando uma representação aceitável do corpo mineralizado, permitindo a confecção do modelo geológico e de blocos, validado para a aplicação no planejamento de lavra da mina.

Este estudo propõe a substituição da atual amostragem de canaletas, realizada pelo controle de qualidade da Mineração Paragominas S.A./HYDRO, pela metodologia de amostragem nas frentes de lavra

por testemunhos de sondagem, buscando melhorias que permitam a viabilidade operacional desta sistemática e a redução de custos diretos desta atividade.

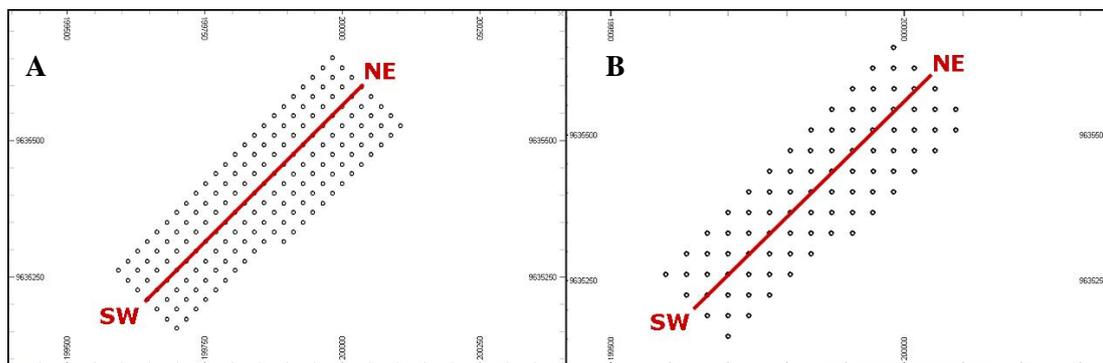


Figura 01 – Malha de sondagem 25m x 25m (A) e 50m x 50m Diamante (B) na Mina 01 – M3. Fonte: MPSA/HYDRO.

## Resultados

O comportamento do modelo de 50m x 50m Diamante (Losango), não apresentou variação considerável em seu volume e massa, tanto no horizonte estéril quanto no de minério. Contudo, na malha de 25m x 25m se obteve um maior detalhamento da geometria dos horizontes litológicos (Figura 02).

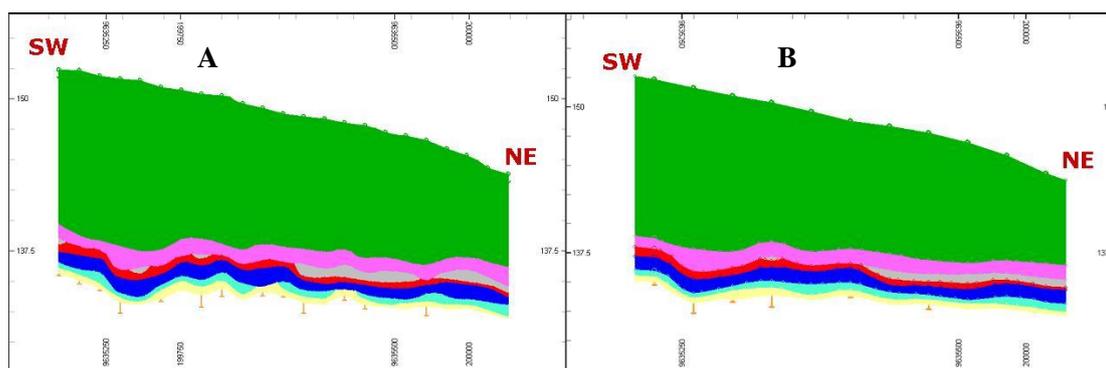


Figura 02 – Seção com a malha de sondagem 25m x 25m (A) e 50m x 50m Diamante (B) na Mina 01 – M3, com exagero vertical de 15 vezes. Fonte: MPSA/HYDRO.

A espessura média do minério na malha de 25m x 25m ficou em 1,70m (mínimo de 0,70 e máximo 3,0), 40cm abaixo em relação aos modelos de longo e curto prazo, 200m x 200m e 100m x 100m, respectivamente.

O modelo de blocos do minério na malha 25m x 25m teve em média um acréscimo em relação aos modelos de 100m x 100m e 200m x 200m de alumina aproveitável em 2 %, sílica reativa em 0,47% e recuperação em massa (20#) em 7,7%.

## Conclusão

Estes estudos fazem parte do projeto de busca por novas tecnologias e de redução de custos da Mineração Paragominas S.A./HYDRO.

É possível a substituição da metodologia de amostragem de canaletas nas frentes de lavra por testemunhos de sondagem, devido a uma melhor representação do corpo mineralizado.

Permite a confecção em maior detalhe do modelo geológico e de blocos para o planejamento da lavra da mina, por se ter uma amostragem em maior área se comparado com a amostragem de canaletas realizadas em bancadas expostas na mina.

A amostragem gerada pela sondagem em uma malha de 50m x 50m Diamante (Losango), reduz a demanda do laboratório de preparação física e química, em comparação com a malha de 25m x 25m, refletindo em menores custos de análises.

Definidos os limites de estéril e de minério durante o processo de lavra, com a posse do modelo de blocos, previamente pode ser gerado um plano de dimensionamento da frota de equipamentos para as atividades de decapeamento do estéril e lavra do minério, minimizando os riscos em Segurança e Saúde com a redução do efetivo nas frentes operacionais da atividade de amostragem nas frentes de mina e do ferramental, refletindo diretamente na redução de perdas operacionais e de custos.

#### **REFERÊNCIAS**

- Calado W.M., Campanha de Sondagem 2012 Mina de Miltônia 03 Paragominas - Relatório interno da Hydro Paragominas. 2012.
- Kotschoubey B., et al. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, noroeste da bacia do Grajaú, nordeste do Pará/ oeste do Maranhão. In: MARINI O.J., Queiroz E.T., Ramos B.V. (EDS.) Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília, DNPM- CT/Mineral-ADIMB, p. 691-782, 2005.
- Morais W., Geologia regional dos depósitos de bauxita na região de Paragominas - Relatório interno da Hydro Paragominas. 2010.

## ESTUDO PETROGRÁFICO, MINERALÓGICO E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADA AO DEPÓSITO HIDROTHERMAL DE SN DA ÁREA MINERALIZADA GROTA RICA, PLUTON ÁGUA BOA, PROVÍNCIA PITINGA (AM)

Helder Thadeu de Oliveira<sup>1,2</sup>, Régis Munhoz Krás Borges<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG); <sup>2</sup>Faculdade de Geologia – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará.  
helderthadeu@hotmail.com; munhoz@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A Província Estanífera de Pitinga está inserida tectonicamente na porção sul do Escudo das Guianas, parte integrante do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981; Gibbs&Barron, 1983). Ela caracteriza-se por hospedar importantes depósitos minerais polimetálicos relacionados à Suíte Madeira, a qual é formada por três corpos graníticos tipo-A de 1,83 a 1,82 Ga (Água Boa, Madeira e Europa), encaixados em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (1,88 Ga) (Costiet al., 2000). Está situada na porção nordeste do Estado do Amazonas, próxima ao Estado de Roraima e dista cerca de 300 km ao norte da cidade de Manaus.

As pesquisas acerca dos depósitos estaníferos associados aos granitos de Pitinga têm aumentado significativamente nas últimas duas décadas. Especificamente no caso do pluton Água Boa, os depósitos são de origem hidrotermal e estão relacionados a: (1) veios de quartzo-greisen com cassiterita, alojados ao longo de fraturas que cortam o biotita-álcali feldspato-granito (Daoud&Antonietto Jr, 1985); (2) siderofilita-topázio-greisen, fluorita-fengita-greisen e clorita-fengita-greisen, encaixados na fácies anfibólio-biotita-granito (Borges, 2002); (3) corpos lenticulares de epissienitos sódicos ricos em Sn, formados em zonas metassomaticamente alteradas a partir da fácies biotita-granito (Costiet al., 2002); (4) topázio-siderofilita-greisen e leucogranito pegmatítico associados ao topázio-granito (Feioet al., 2007).

O presente trabalho tem por escopo a caracterização petrográfica, mineralógica e da alteração hidrotermal associada às rochas graníticas e greisens detectados no furo F10-GR, que intercepta a fácies topázio-granito (Figura 1), tida como a fácies do pluton Água Boa mais tardia e evoluída geoquimicamente, e sua comparação com as rochas descritas no furo F06-GR (Feio, 2007), para uma melhor compreensão dos processos que deram origem ao depósito Grota Rica.

### METODOLOGIA

**Pesquisa bibliográfica** - Leitura e análise de publicações relacionadas à geologia da região de Pitinga em seus aspectos petrológicos, geoquímicos, granitóides estaníferos e alteração hidrotermal.

**Petrografia** - O estudo petrográfico macroscópico foi realizado através da descrição de amostras de testemunhos provenientes de uma malha de sondagem rotativa realizada na área mineralizada Grota Rica pela Mineração Taboca S.A. Com as informações geradas, confeccionou-se um perfil vertical do mencionado furo (*log* de sondagem), possibilitando a visualização e um melhor entendimento da distribuição espacial e das relações entre as unidades de rochas descritas.

O estudo petrográfico microscópico se baseou na descrição de 15 lâminas delgadas polidas, se utilizando microscópio de luz polarizada da marca Zeiss, modelo West Germany Standard, do Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia da UFPA. Este estudo propiciou a caracterização das assembléias mineralógicas tanto da ganga (granitos encaixantes) quanto do minério, suas relações texturais, bem como os tipos de alteração hidrotermal a que foram submetidas essas rochas.

Para a classificação e nomenclatura das rochas graníticas hospedeiras do depósito estudado no furo F10-GR, foram utilizadas estimativas visuais realizadas em 11 lâminas delgadas, abrangendo os litotipos reconhecidos.

### RESULTADOS

As análises petrográficas permitiram a caracterização de cinco variedades faciológicas, por meio de aspectos texturais, mineralógicos, bem como processos de alteração hidrotermal. Foram distinguidos: biotita-sienogranito granofírico, topázio-biotita-álcali feldspato-granito equigranular médio, greisen, topázio-biotita-álcali feldspato-granito inequigranular e topázio-biotita-álcali feldspato-granito equigranular fino.

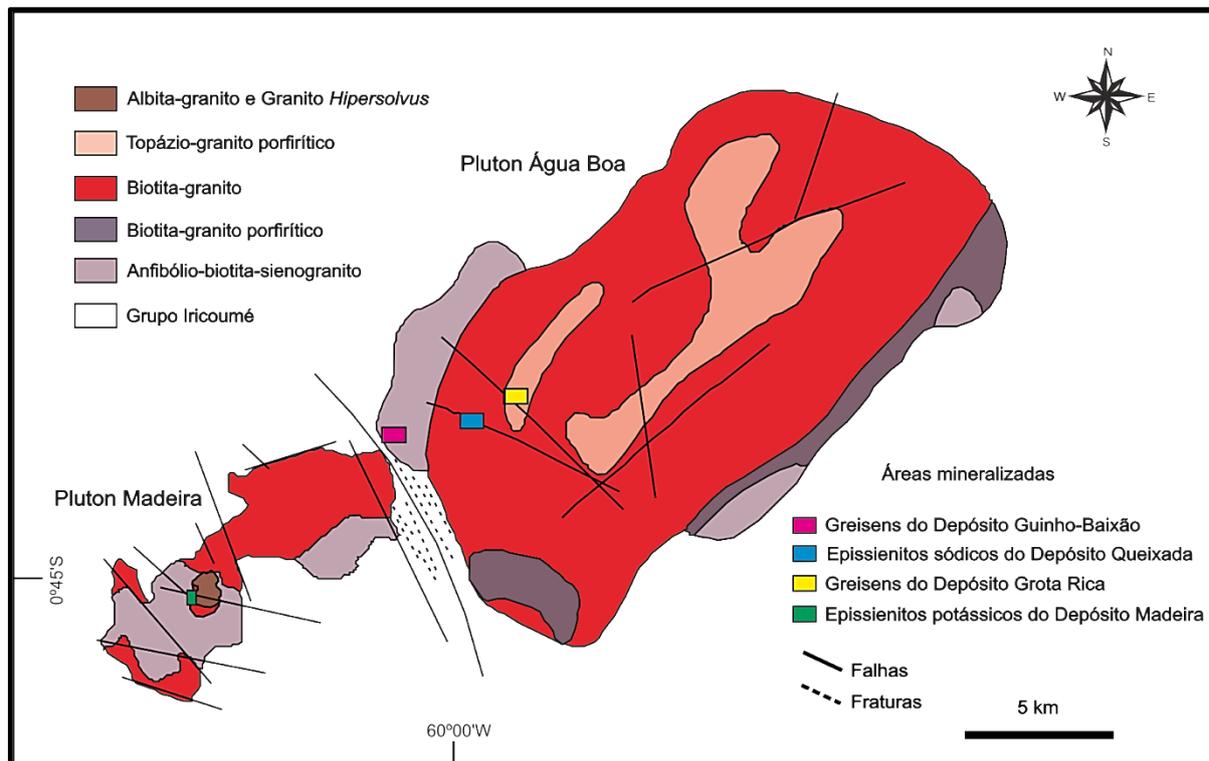


Figura 7 - Mapa geológico da área da mina Pitinga, modificado de Costi (2000) e Lenharo (1998), apresentando os depósitos estaníferos magmáticos e hidrotermais estudados por diversos autores. A área em amarelo corresponde ao depósito Grota Rica, que contém o furo F10-GR, descrito no presente trabalho.

Dentre os processos hidrotermais, destacam-se:

**Greisenização** – ocorreu em diferentes intensidades, gerando desde granitos greisenizados até o greisen propriamente dito. Está primordialmente associado a zonas de fraturas e é marcada por associações de quartzo, siderofilita e topázio, com quantidades subordinadas de fluorita e sulfetos.

**Albitização** – o metassomatismo sódico ocorreu de maneira incipiente, porém em todas as variedades ocorrentes no furo, com exceção dos greisens.

**Silicificação tardia** - É caracterizada principalmente por ocorrência de veios de espessura milimétrica a centimétrica, onde o quartzo é a única fase mineral de preenchimento, salvo eventual feldspato alcalino, mica ou esfalerita que cristalizam no contato dos veios com a rocha encaixante.

**Carbonatação** – formação de carbonato (siderita?) em clivagens de micas ou em feldspatos potássicos, indicando intervenção de fluido rico em CO<sub>2</sub>.

## DISCUSSÕES

**Biotita-sienogranitogranofírico** - Tal litotipo apresenta como característica marcante uma textura de intercrescimento granofírico tipo vermicular.

**Topázio-biotita-álcali feldspato equigranular médio** - Litotipo de granulação média a grossa, é a variedade faciológica mais abundante no furo estudado e a mais alterada hidrotermalmente (albitização inicial, greisenização e silicificação tardia).

**Greisens** - Rochas de coloração cinza escura com arcabouço mineralógico constituído essencialmente por quartzo, siderofilita e topázio e, subordinadamente, por cristais de esfalerita, cassiterita, fosfatos, fluorita e clorita. O estudo microscópico indicou que nem todas as ocorrências de greisen estão mineralizadas em Sn.

**Topázio-biotita-álcali feldspato-granito inequigranular, topázio-biotita-álcali feldspato-granito equigranular fino e granitos com textura heterogênea** - Estas rochas ocorrem na base do furo estudado, e registraram o que aparenta ser um processo de interação entre dois líquidos com baixo contraste de

viscosidade mostrando heterogeneidade textural marcante ao longo da porção final do furo, decorrente de diferentes graus de interação entre dois líquidos magmáticos.

Esse grupo também foi alvo de eventos hidrotermais representados por incipiente e seletiva albitização dos feldspatos alcalinos e carbonatações das micas e feldspato potássico, sugerindo intervenção de fluidos ricos em Na e CO<sub>2</sub>.

## CONCLUSÃO

As rochas presentes no furo F10-GR foram transformadas por diferentes processos hidrotermais tais como albitização incipiente, greisenização na maior parte do furo e carbonatação de micas e feldspatos alcalinos. Tais eventos transformaram a mineralogia e textura do topázio-biotita-álcali feldspato-granito equigranular e biotita-sienogranitogranofírico, resultando, pelo processo de greisenização, em granitos greisenizados e em greisens. Os últimos geralmente estão mineralizados em Sn e, subordinadamente, Zn.

O processo de albitização observado foi pouco expressivo nas encaixantes dos greisens, porém sugerindo que fluidos ricos em Na, de mais alta temperatura que os fluidos formadores de greisens, iniciaram o processo de alteração do granito, ainda que de maneira não muito intensa.

Em linhas gerais, os processos formadores dos greisens detectados no F10-GR (este estudo) aparentemente foram similares àqueles que deram origem aos greisens do furo F06-GR (Feio, 2007). Zonas de intenso fraturamento, formando condutos acessíveis à circulação de fluidos residuais ricos em F, SiO<sub>2</sub>, Sn e S, comandaram o processo de greisenização nas diferentes fácies do granito Água Boa. Fluidos tardios, pobres em F e ricos em sílica, geraram os veios de quartzo, que cortam o greisens.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves, B.B. de, Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17(1-2): 1-29.
- Borges R.M.K. 2002. Greisens e epissienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas. Tese de doutoramento, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 348 p.
- Costi H.T. 2000. Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albíta-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 345 p.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga province, Amazonian craton, northern Brazil. *Int. Geol. Rev.*, 42, 832-849.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Borges R.M.K., Minuzzi O.R.R., Teixeira J.T. 2002. Tin-bearing sodic epissienites associated with the Proterozoic, A-type Água Boa granite, Pitinga mine, Amazonian craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5: 435-451.
- Daoud W.K. & Antonietto Jr. A. 1985. Geologia do Granito Água Boa, Pitinga, AM. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 2, *Anais*, v. 3, p.17-33.
- Feio G.R.L. 2007. Petrografia e Geoquímica dos greisens associados ao topázio-granito do pluton Água Boa, Província Estanífera de Pitinga (AM). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 132p.
- Gibbs A.K. & Barron C. 1983. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, 6:7-14.
- Lenharo, S. L. R. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Escola Técnica da Universidade de São Paulo, 290 p.
- Lenharo S.L.R. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Escola Técnica da Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, 290 p.
- Whitney D. L. & Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187. 2010.

## GEOMETRIA DAS ROCHAS DO DEPÓSITO AURÍFERO DA MINA DE AURIZONA (MA) E SUAS ENCAIXANTES

Iara Maria dos Santos<sup>1</sup>; Roberto Vizeu Lima Pinheiro<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará. iara.santos@ig.ufpa.br<sup>1</sup>vizeu@ufpa.br<sup>1</sup>

### INTRODUÇÃO

A deformação tectônica presente nas rochas do Grupo Aurizona e na Suíte Tromai (Fig. 1), onde ocorre a mineralização aurífera foi estudada em escala de detalhe. O depósito está hospedado no contato entre tonalito e rochas metavulcânicas, com direção principal NE-SW.

A rocha hospedeira apresenta evidências de um típico depósito epigenético instalado em condições tectônicas rúpteis, evidenciadas pela presença de fortes tramas cataclásticas relacionadas à interação de fluidos hidrotermais mineralizantes que cortam a trama planar dúctil dominante das encaixantes.

Os dados obtidos sugerem a possibilidade de depósito relacionado à implantação de importantes zonas cataclásticas tardias, de escala regional, ajustadas mecanicamente à presença do contato entre as rochas vulcânicas e as rochas intrusivas.

O depósito está confinado em faixas NE-SW instaladas em rochas de diferentes graus de alteração, truncado por bandas e faixas de cisalhamento cataclásticas. Tramas brechadas e em *stockwork* são comuns e reforçam a ligação do depósito à ação de fluidos hidrotermais. Veios de quartzo, auríferos ou não, cortam as rochas, com espessuras centimétricas a métricas. Os veios apresentam baixos ângulos de mergulho, por vezes sub-horizontais, associados ao resfriamento da cúpula do tonalito e a fases finais do bombeamento hidrotermal.

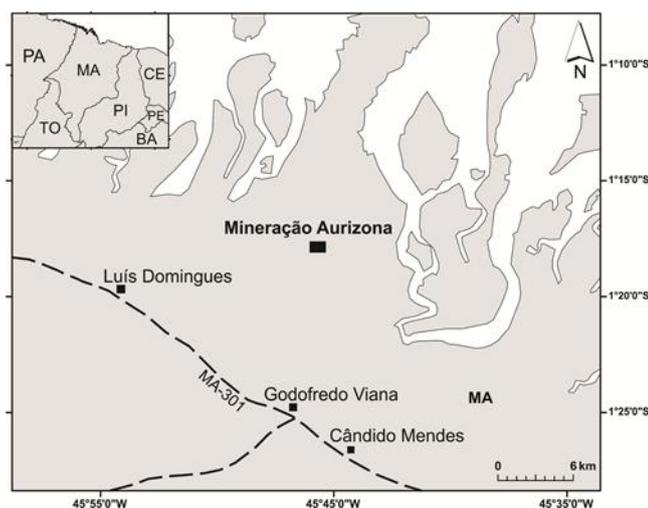


Figura 1- (A) Mapa de localização da Mina de Aurizona onde está o Depósito Piaba, e mapa geológico simplificado da porção norte do Cráton São Luiz (adaptado de Klein et al., 2008a).

### MÉTODOS DE TRABALHO

Os dados e resultados apresentados neste resumo foram obtidos por mapeamento geológico estrutural de detalhe (aquisição dos dados em escala 1:200; tratamento dos dados em escala 1:1500), incluindo mapeamento de bancadas das frentes de mina, com auxílio de GPS convencional; preparação de blocos 3D e mapas de trajetória de estruturas planares. As informações geológicas foram integradas em mapas na escala final 1:1500 com auxílio do *software ArcGis 9.3*, com destaque para a posição e geometria dos veios, presentes tanto nas encaixantes, quanto na rocha hospedeira do minério. Os dados de posição das estruturas tectônicas planares e lineares presentes na mina foram tratados em *software* de projeção estereográfica (*OpenStereo*).

## DADOS DE CAMPO

O depósito de ouro Piaba tornou-se a primeira mina em operação nos domínios do craton São Luís, no noroeste do Maranhão. A geologia na área compreende principalmente rochas metavulcanosedimentares do Grupo Aurizona e granitoides da Suíte Tromai, com idades radiométricas entre 2240 e 2150 Ma (FREITAS & KLEIN, 2013).

A mineralização apresenta forte controle estrutural, com veios e vênulas de quartzo organizados em sets, e *stockwork* com halos de alteração (clorita + muscovita + carbonato + pirita + calcopirita e ouro) hospedadas no tonalito.

## ESTRUTURAS TECTÔNICAS

### Foliações: Dúctil e Rúptil

A encaixante do depósito Piaba é marcada por rochas metavulcânicas de granulação muito fina, compostas por rochas metavulcanoclásticas, metamorizadas, que contêm quartzo e argilas, derivadas de alterações de intemperismo. Esta rocha apresenta foliação do tipo milonítica, espaçada fina a média, com orientação preferencial ENE-WSW, E-W e NE-SW, que formam faixas anastomóticas na escala do mapa, (Fig. 2).

Na porção SW da mina a direção principal da foliação é NE-SW, com mergulho entre 75° e 85° para NW e SE. Essa foliação milonítica, na parte central mapeada, mostra direção NW-SE com mergulhos entre 58° e 80° para SW, e é cortada por uma segunda foliação tardia, espaçada, anastomótica, do tipo cataclástica, com direção NE-SW e ângulos de mergulho entre 64° e 88° para NW e SE.

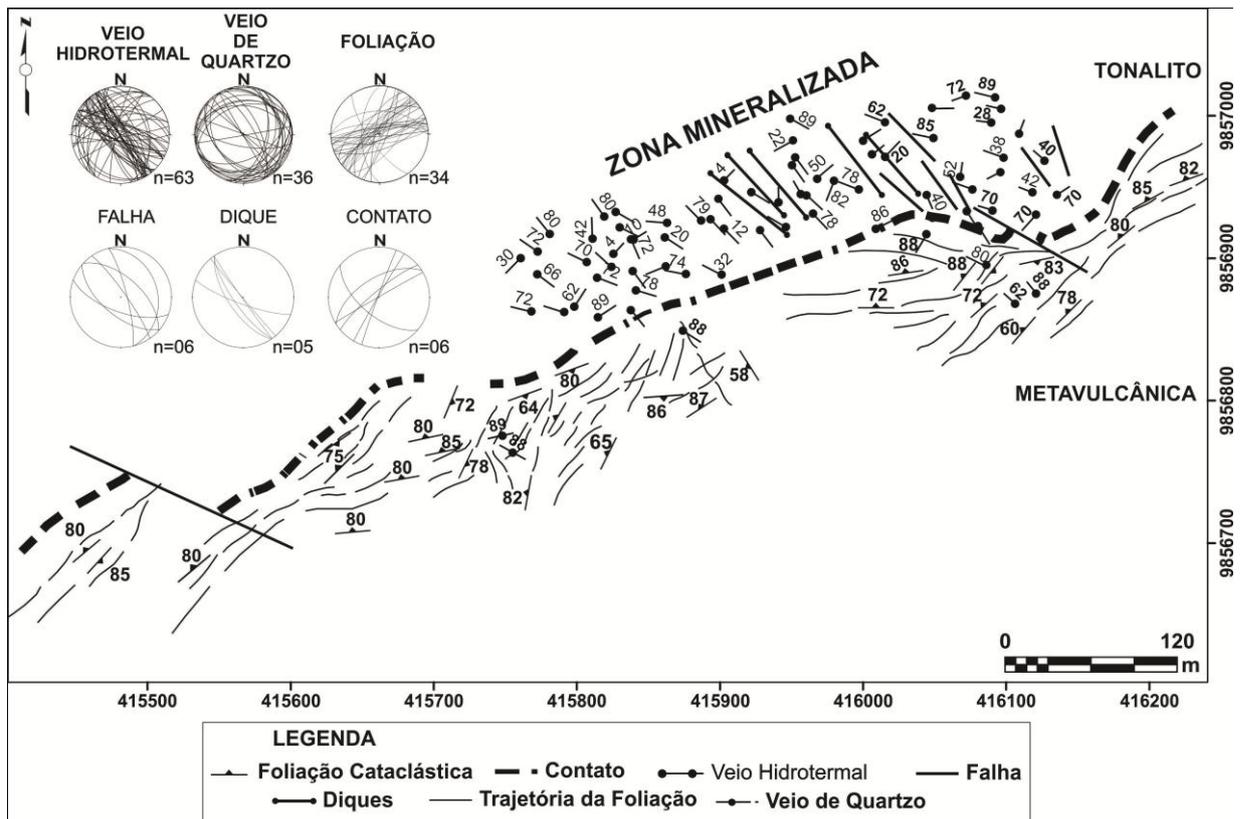


Fig. 2-Mapa estrutural para a Mina Aurizona com destaque para a foliação cataclástica anastomótica e veios nas rochas encaixantes. Os estereogramas representam as orientações das principais feições tectônicas presentes. Veja texto para mais informações.

### A Zona Mineralizada

A zona mineralizada exposta na mina é marcada por rochas fortemente alteradas por hidrotermalismo destacando-se a presença de alterações argílicas que afetam rochas tonalíticas regionalmente descritas (FREITAS & KLEIN, 2013). Próximo ao contato entre a encaixante e a zona mineralizada ocorre uma forte foliação cataclástica, que trunca a foliação milonítica previamente

formada, mantendo direções preferenciais NE-SW e E-W com mergulhos entre 50° e 88° para NW, N e SE. Essa foliação tem morfologia espaçada anastomótica em escala mesoscópica, e não apresenta trama linear perceptível.

Os veios hidrotermais, incluindo os mineralizados, cortam o tonalito e estão expostos na porção NE da mina, localizados próximo ao contato deste com as rochas metavulcanosedimentares encaixantes.

Neste contexto se destacam veios preenchidos por grafita, albita, caolinita e sulfeto oxidado que possuem direção preferencial NW-SE, com ângulos de mergulho entre 20° e 89° para os quadrantes NE e SW (Fig. 2).

Os veios preenchidos por grafita, albita, sulfeto, localmente carbonatos de ferro e caolinita, apresentam geometria tabular com espessuras 1-20 cm e bordas irregulares; também formam arranjos *stockwork*. Mostram direção NW-SE principal, com ângulos de mergulho altos para NE e SW e também ângulos baixos em várias direções.

Os veios preenchidos por quartzo oxidado são tardios em relação aos anteriormente descritos. Mostram direções NW-SE, NE-SW e N-S, a maioria com mergulhos sub-horizontais entre 1° e 12° para S e SW; veios com mergulhos entre 40° e 88° para N e NE também estão presentes (Fig. 2).

A mineralização ocorre associada tanto a veios hidrotermais quanto as suas encaixantes, também com fortes alterações. Estas alterações consistem na formação de argilas, com destaque para caolinita, preenchimento dos veios por grafita, albita, quartzo e sulfeto oxidado.

Na zona mineralizada há ocorrência de brechas e protobrechas hidrotermais, associadas com fraturas curtas e multidirecionais. As brechas são cimentadas por sílica, sulfeto oxidado e grafita. As protobrechas hidráulicas são preenchidas por minerais de diferentes pulsos hidrotermais distintos.

Na região de contato entre o tonalito e as metavulcânicas estão presentes falhas indiscriminadas, que cortam zona mineralizada e encaixantes, com direção NW-SE e mergulhos entre 28-82° para NE e SW. Paralelo a essas falhas ocorrem diques (1-2m de largura), com mergulhos de 66-89° para o quadrante SW.

## DISCUSSÃO

O arranjo geométrico das estruturas tectônicas observadas nas rochas da mina indica a presença de dois eventos distintos de deformação: (1) episódio de deformação dúctil que retrabalha parcialmente as rochas do Cráton São Luís; e (2) deformação de caráter rúptil com fluidos hidrotermais circulantes, mecanicamente controlados pela presença do contato intrusivo NE-SW entre as metavulcânicas e o tonalito.

Primeiramente, tem-se o desenvolvimento de foliação milonítica nas rochas metavulcânicas, em estágio de deformação dúctil, associada à zonas de cisalhamento discretas com dezenas a centenas de metros, e direção NW-SE. Essas zonas são comuns no domínio do Cráton São Luís (Abreu 1990; Borges *et al.* 1996; Costa *et al.* 2000 e Palheta 2001).

Uma nova trama, de nível crustal raso, rúptil, se sobrepõe e transpõe parcialmente a foliação milonítica sobre as rochas metavulcânicas. Essa nova trama tem direções NE-SW, ENE-WSW e E-W e se associa a veios hidrotermais mineralizados ou não, que têm preferencialmente direções NW-SE e secundariamente NE-SW. Os veios se instalam em rochas alteradas por hidrotermalismo.

A presença de veios de quartzo estéreis, com ângulos baixos de mergulho, adjacentes ao contato intrusivo, sugerem a participação de fluidos magmáticos no processo de alteração hidrotermal das rochas metavulcânicas, em pelo menos um momento do desenvolvimento da zona cataclástica-hidrotermal.

## CONCLUSÕES

As rochas expostas na Mina Aurizona são correlatas aquelas da Suíte Tromai, representada pelo granodiorito (mineralizado); e rochas metavulcânica do Grupo Aurizona (encaixantes). Estas unidades fazem parte do domínio cratônico - Cráton São Luís.

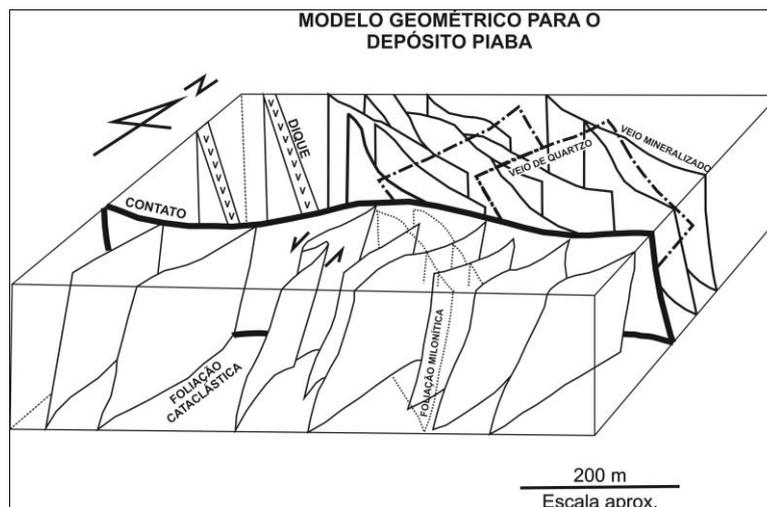


Figura 3-Bloco diagrama com as principais estruturas e geometrias das rochas da Mina Aurizona. Destaca-se a foliação milonítica cortada pela foliação cataclástica. Veios hidrotermais NW-SE são cortados por veios de quartzo NE-SW com mergulhos baixos.

O contato entre as rochas mineralizadas e suas encaixantes, na mina, é marcado pela presença de uma zona de falha com direção NE-SW (Fig. 3). A mineralização se estabeleceu nesta zona de falha que ganha espessura aflorante da ordem de 100m. Fluidos hidrotermais utilizaram essa zona pelo estabelecimento de trama cataclástica tectonicamente permeável.

Na Mina Aurizona as rochas se mostram fortemente alteradas por ação hidrotermal. A circulação de fluidos hidrotermais deixou registros de alteração como halos de argilização, percebidos notadamente na rocha mineralizada. No depósito, nota-se a presença de veios hidrotermais mineralizados, compostos por grafita, albita, sulfeto oxidado e quartzo, com direção principal NW-SE e outras. Estes veios estão distribuídos ao longo do contato entre as rochas do Grupo Aurizona e da Suíte Tromaí, aqui interpretado como uma zona de falha.

Os resultados alcançados sugerem que a mineralização se instalou no depósito por mecanismo de bombeamento hidráulico em níveis crustais rasos em condições epitermais.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, F.A.M. 1990. Evolução geotectônica do Pré-cambriano da Região Meio Norte e sua correlação com a África Oriental. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 423p. (Tese de Doutorado).
- Borges, M.S.; Costa, J.B.S; Bemerguy, R.L.; Costa, J.L.; Maia, R.G.N.; Araújo, O.J.B., 1996. O Quadro Litoestrutural da Folha SA.23-VC (Castanhal). In: CONGR. BRAS. GEOL., 38., Balneário de Camboriú. Anais. p. 113-114.
- Freitas, S.C.F. De & Klein, E. L. The mineralizing fluid in the Piaba gold deposit, São Luís tectonic fragment (NW-Maranhão, Brazil) based on fluid inclusion studies in quartz veins. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 70-84, March 2013.
- Palheta, E.S.M. 2001. Evolução Geocronológica da Região Nordeste do estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 143p. (Dissertação de Mestrado).

## ESTUDO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS RELACIONADOS AO DEPÓSITO TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, COM BASE EM INCLUSÕES FLUIDAS

Joana D'Arc da Silva Queiroz<sup>1</sup>; Raimundo Netuno Nobre Villas<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG-UFPA. E-mail: Joana.ddqueiroz@gmail.com; netuno@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

depósito Tocantinzinho (TCZ) localiza-se a cerca de 200 km ao sul da cidade de Itaituba, sudoeste do estado do Pará, às margens do rio Tocantins (Figura 1), distando aproximadamente 108 km do distrito de Moraes Almeida e 1.150 km de Belém (Juraset al. 2011).

A produção de ouro no depósito teve início em 1970, com intensa atividade garimpeira nas duas décadas seguintes, no entanto, não há registros oficiais que indiquem exatamente o tempo e a produção nesse período. Da década de 1970 até hoje, diversas empresas de mineração revezaram-se na posse dos direitos minerários do depósito. Mais recentemente, em julho de 2010, a *Eldorado Gold Corporation* adquiriu os direitos de exploração e lavra da área, intensificando o programa de sondagens sob a responsabilidade de sua subsidiária *Unamgen Mineração e Metalurgia S/A*.

Os principais litotipos presentes no depósito TCZ são sienogranitos, monzogranitos, quartzosienitos e quartzo-monzonitos. Essas rochas são cortadas por diques de andesito e todo o conjunto é seccionado, na porção central, por diques de riolito, que representam as manifestações ígneas mais jovens na área do depósito. Embora os diques de andesitos e riolitos ainda não tenham sido datados, eles foram correlacionados à Formação Vila Riozinho (Mello, 2007).

O granito Tocantinzinho, que apresenta idade de cristalização de  $1982 \pm 8$  Ma (evaporação de Pb em zircão) (Villas et al. 2013), hospeda a mineralização. Trata-se de um *stock* de composição predominantemente monzogranítica (biotita monzogranito do subtipo oxidado da série ilmenita), cujo alojamento ocorreu a profundidades de 6 a 9 km e foi controlado pelo lineamento Tocantinzinho, sinistral e de orientação NW-SE. Em geral, o granito hospedeiro não apresenta feições de deformação dúctil, apenas a orientação local de cristais de quartzo (Santiago et al. 2013).

O depósito TCZ é formado por um corpo mineralizado com 700 m de comprimento, 150 m de largura e 300 m de profundidade, com teor médio de 1,25 g/t Au. As reservas medidas expressam 49 Mt de minério ou pouco mais de 61 t de ouro, o que o torna o maior depósito aurífero conhecido na PAT (Juraset al. 2011). A mineralização está concentrada em uma zona de *stockwork* de veios de quartzo cujas direções principais são N20-30°E e N70-80°E. Nessa zona, os estilos de mineralização são representados por disseminações de sulfetos, vênulas laminadas milimétricas contendo quartzo-clorita  $\pm$  pirita e veios centimétricos de quartzo-clorita-carbonato-pirita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena  $\pm$  esfalerita (Pereira, 2006).

Este trabalho buscou caracterizar os fluidos hidrotermais que circularam na área do depósito TCZ, com o propósito de fornecer informações complementares para a modelagem genética do depósito, contribuindo, assim, para o entendimento do quadro metalogenético da região do Tapajós.

### METODOLOGIA

Foram estudadas amostras provenientes de testemunhos de sondagem que, de modo geral, correspondem a veios de quartzo fraco a fortemente sulfetados encaixados em monzogranitos (Figura 2). Essas rochas exibem coloração rosada a avermelhada e granulação média, em que se destacam, localmente, cristais de feldspato potássico e quartzo.

O trabalho de laboratório consistiu na petrografia convencional das rochas alteradas e de inclusões fluidas contidas em cristais de quartzo, e nas análises microtermométricas de resfriamento e aquecimento para a determinação das temperaturas de mudanças de fase, utilizadas em estimativas de densidade, composição, salinidade e condições de aprisionamento dos fluidos.

Para as IF aquosas (**tipo 2**), as salinidades foram calculadas a partir das temperaturas de fusão do gelo, segundo Bodnar (1992), enquanto as salinidades das IF aquocarbônicas (**tipo 4**) foram calculadas utilizando-se as temperaturas de fusão do clatrato, de acordo com Collins (1979). As salinidades são sempre reportadas em % peso equivalente de NaCl.

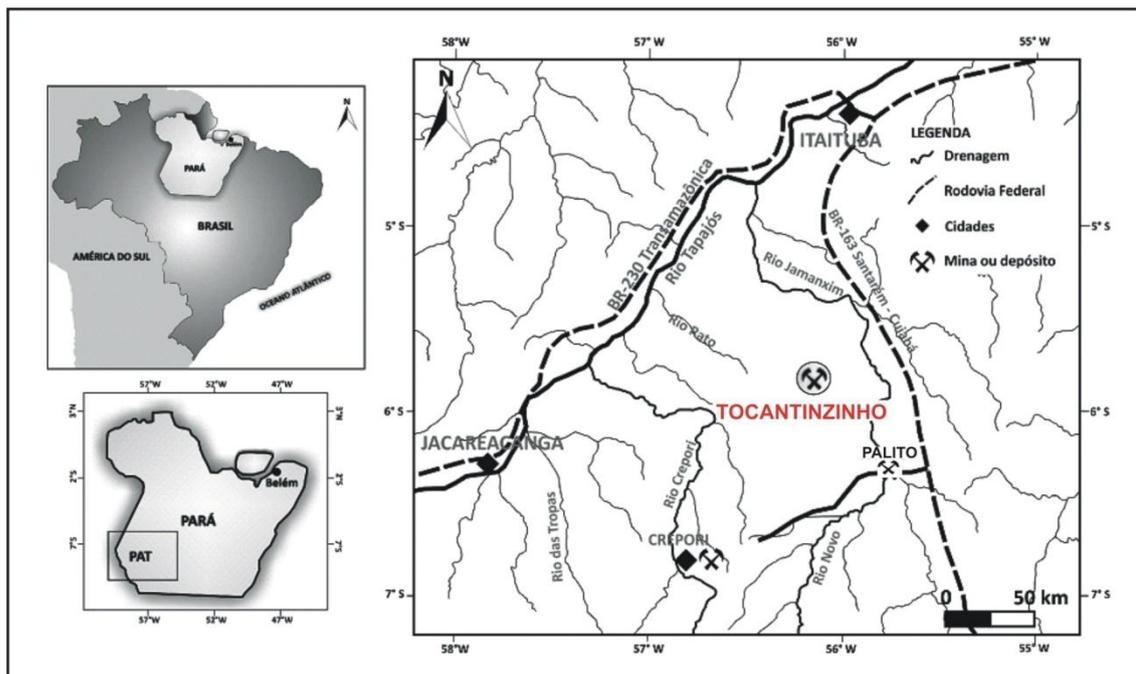


Figura 1: Mapa de localização do depósito Tocantinzinho, sudoeste do Estado do Pará. Fonte: (Villas et al. 2013).

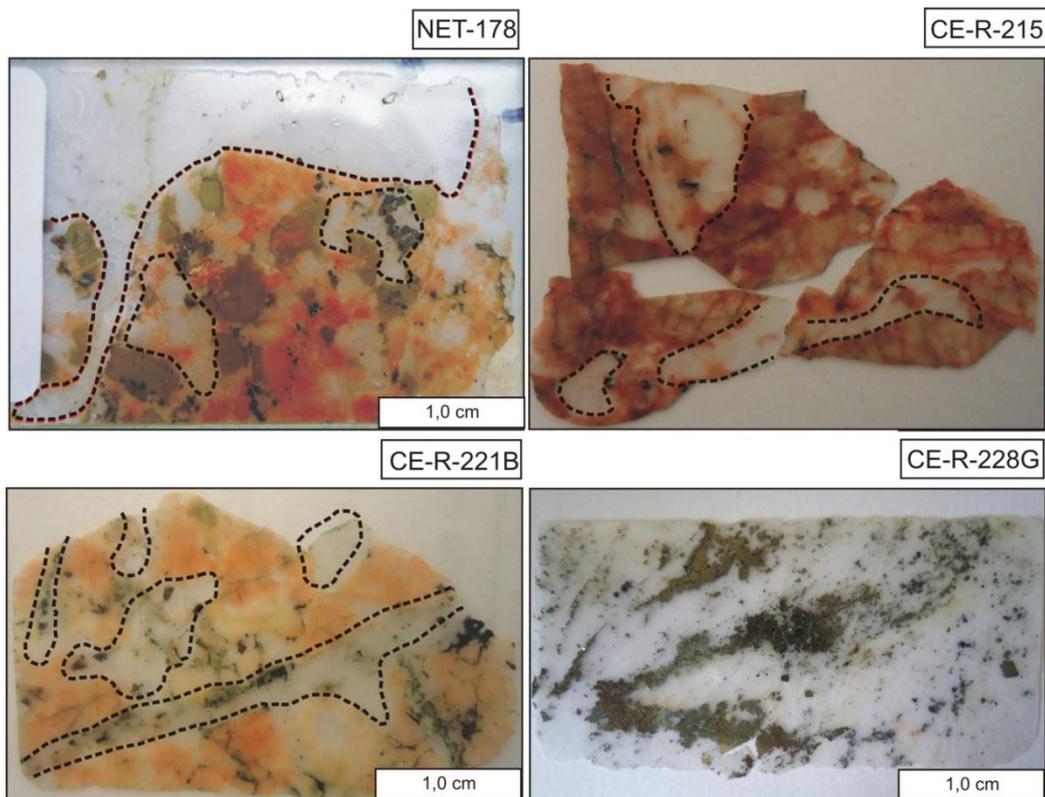


Figura 2 – Lâminas bipolidas das amostras estudadas. As linhas tracejadas destacam vênulas e pequenos bolsões de quartzo.

## RESULTADOS

O estudo de inclusões fluidas (IF) foi realizado em cristais de quartzo de veios/vênulas e bolsões. Não foram observadas diferenças significativas entre as IF encontradas em vênulas ou bolsões, exceto quanto ao tamanho das IF, geralmente maior nas vênulas que nos bolsões.

IF aprisionadas em cristais de quartzo ocorrem isoladamente, em pequenos grupamentos de distribuição aleatória e em trilhas intragranulares e/ou transgranulares.

Com base em critérios genéticos, morfológicos, número de fases, cronologia relativa, grau de preenchimento, entre outros, foram descritos cinco tipos de inclusões: aquosas monofásicas (**tipo 1**); aquosas bifásicas (**tipo 2**); aquosas trifásicas (**tipo 3**); aquocarbônicas (**tipo 4**) e carbônicas (**tipo 5**). O estudo centrou-se nas IF dos **tipos 2, 4 e 5**, uma vez que as IF do **tipo 1** não reagiram às análises microtermométricas e as IF do **tipo 3** apresentam baixa representatividade quantitativa e incerteza quanto à natureza das fases sólidas nelas contidas.

## CONCLUSÕES

De acordo com os resultados microtermométricos obtidos, foram definidos três fluidos distintos: um fluido aquocarbônico (1) com temperatura de homogeneização total (Tht) de 280 a 380°C, salinidades de 2 a 11% e densidade global no intervalo de 0,40 a 0,99g/cm<sup>3</sup>; um fluido aquoso (2) com Tht de 160 a 260°C e salinidades de 14 a 20%; e um fluido aquoso (3) com salinidades de 0,53 a 4% e Tht de 95 a 160°C. A origem das IF aquocarbônicas (1), carbônicas e de parte das IF aquosas foi atribuída à imiscibilidade, sob condições de flutuação de pressão, seguida de aprisionamento heterogêneo. As IF aquosas de maior salinidade e Tht moderadas (2) foram interpretadas como um fluido independente que, durante sua migração, semisturou com o fluido aquocarbônico. E a presença de IF com baixas salinidades e Tht (3) foi associada à infiltração de águas meteóricas durante a evolução do sistema hidrotermal, sendo responsável pela diluição dos fluidos. O cruzamento das isócoras dos fluidos aquosos e aquocarbônicos no espaço P-T reforça a interpretação de mistura e delimita as condições de T e P para o aprisionamento desses fluidos em 280 a 327°C e 0,8 a 1,8 kb, correspondendo a profundidades entre 2 e 5 km.

As temperaturas eutéicas obtidas para os fluidos aquosos definiram os sistemas químicos H<sub>2</sub>O–NaCl–FeCl<sub>2</sub>±MgCl<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub>, que estão de acordo com alguns dos principais tipos de alteração hidrotermal observadas nas rochas do depósito.

Em relação à fonte dos fluidos, a ausência de sequências metassedimentares na área ou nas proximidades do depósito TCZ diminui a possibilidade de que a fonte dos fluidos aquocarbônicos seja metamórfica, embora seja válido considerar que o metamorfismo do embasamento é capaz de produzir fluidos aquocarbônicos.

Por outro lado, levando em consideração a dominância de rochas graníticas na área e nas proximidades do depósito TCZ, é possível que os fluidos aquosos e aquocarbônicos aqui caracterizados estejam relacionados a uma fonte comum magmática. O conjunto de evidências petrográficas, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas obtidas para o depósito TCZ até o momento permitem sua inserção na classe dos depósitos relacionados a intrusões (*Intrusion-related Gold Deposits*).

## REFERÊNCIAS

- Juras, S.; Gregersen, S.; Alexander, R. 2011. Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil. Vancouver: Eldorado Gold Corporation. Relatório Inédito. 174 p.
- Mello, R.B. 2007. A preliminary assessment of the Tocantinzinho Gold Project, Tapajós Gold District, Pará State, Brazil -Three million tons/year scenario. Nova Lima: Brazauro Resources Corporation. Relatório inédito. 104 p.
- Villas, R.N.; Santiago, E.S.B.; Castilho, M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. Revista de Geologia – USP, série científica, vol. 13, nº 1, p. 1-20 (no prelo).
- Santiago E. S. B.; Villas R. N. N.; Ocampo, R. C. 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, Pará state: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. Rev. Bras. Geoc. (aceito para publicação).
- Pereira, E. L. S. 2006. Tocantinzinho, the first large gold deposit in the Tapajós-PA. In: Simpósio Brasileiro De Exploração Mineral, 2., 2006, Ouro Preto, MG. Memórias. Ouro Preto, MG: ADIMB. 1 CD-ROM.
- Bodnar, R. J. 1992. Can we recognize magmatic fluid inclusions in fossil systems based on room-

temperature phase relations and microthermometric behavior? In: Hedenquist J. W. (ed.) Magmatic contributions to hydrothermal systems. Geol. Survey of Japan, Report 279, p. 26-30.

Collins, P. L. F. 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., 74, 1435-1444.

## ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS, SW DO PARÁ: ASPECTOS PETROGRÁFICOS PRELIMINARES

Joana D. S. Queiroz<sup>1</sup>; Evandro L. Klein<sup>2,1</sup>; César L. Chaves<sup>2</sup>, Stella B. Guimarães<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG-UFGA. E-mail: joana.ddqueiroz@gmail.com

<sup>2</sup> CPRM – Serviço Geológico do Brasil. E-mail: evandro.klein@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

O depósito Castelo de Sonhos, conforme a subdivisão tectônica do estado do Pará (Vasquez et al. 2008), está localizado junto ao limite dos domínios Tapajós (Província Tapajós-Parima) e Irixi-Xingu (Província Amazônia Central), próximo à vila Castelo dos Sonhos, no SW do estado do Pará.

A área do depósito, que compreende um platô de 15 km de comprimento por 12 km de largura, com elevação de cerca de 300 m, ficou conhecida como uma das mais ricas em ouro da região, tornando-se alvo de intensa atividade garimpeira e despertando o interesse de empresas de mineração. O ápice da “febre do ouro” ocorreu de meados da década de 1980 até o início da década de 1990. Durante esse período, estima-se que 5 a 10 toneladas de ouro tenham sido produzidas artesanalmente, principalmente a partir de material aluvionar, ao longo dos principais cursos d’água que drenam o platô (Mello, 2011).

Contudo, os primeiros trabalhos sistemáticos de exploração mineral na área tiveram início somente em 1995, quando a mineradora **Barrick Gold** empreendeu um intenso programa de exploração que resultou na descoberta de duas expressivas anomalias geoquímicas de solo: **Esperança Sul** e **Esperança Centro**. Após lacuna de mais de uma década, a propriedade foi adquirida, em 2010, pela **TriStar Gold**, que continua até o momento à frente do projeto Castelo de Sonhos, e cujo programa de exploração, iniciado em 2011, levou à identificação de mais duas anomalias geoquímicas importantes: **Esperança Leste** e **Esperança Oeste**. A combinação dessas anomalias resulta em uma zona de 14 km de comprimento com largura de 350 a 850 m, sendo esta senão a maior, pelo menos uma das maiores anomalias de solo relacionadas a ouro já identificadas na região dos domínios Tapajós/Irixi-Xingu ([www.TriStarAu.com](http://www.TriStarAu.com)).

### GEOLOGIA DO DEPÓSITO CASTELO DE SONHOS

O depósito Castelo de Sonhos está hospedado na formação homônima, que corresponde a uma sequência metassedimentar, com idade mínima de 2083 Ma (Santos, 2003), constituída principalmente por metarenitos (ou quartzitos) e metaconglomerados com matriz tida como recristalizada, sendo esta sequência metassedimentar seccionada por rochas subvulcânicas ácidas e básicas (Yokoi et al. 2001). O minério aurífero do depósito encontra-se intimamente associado aos (meta)conglomerados, especialmente naquelas porções mais silicificadas e hematizadas.

Em campo, os conglomerados e arenitos apresentam acamamento ( $S_0$ ) ondulado, os primeiros com direção NW-SE e mergulhos variáveis, de 28° a 54°, para SW, e os últimos com direção NE-SW, com mergulhos de 23° para SE, ou NW-SE, mergulhando 12° para SW. Localmente, essas rochas apresentam foliação milonítica (N60°E 80°/SE), indicada por clastosestirados ou amendoados de quartzo.

Alguns aspectos geológicos, a própria mineralização aurífera e a provável idade paleoproterozoica do depósito fazem-no semelhante a outros depósitos auríferos mundialmente conhecidos e também hospedados em conglomerados, tais como Jacobina (Bahia), Vila Nova (Amapá), Tarkwa (Gana), além do depósito arqueano de Witwatersrand (África do Sul). A origem do ouro, nesses depósitos, é discutida segundo três hipóteses: paleoplacer, paleoplacer modificado e hidrotermal.

Nesse sentido, um programa de trabalho em desenvolvimento pretende gerar novas informações que permitam avaliar qual dessas hipóteses (se alguma delas) melhor explica a gênese do ouro no depósito Castelo de Sonhos, considerando também, mais detalhadamente, suas similaridades e diferenças em relação aos clássicos depósitos de ouro em conglomerados.

Neste momento, aspectos petrográficos parciais das rochas hospedeiras são apresentados.

## METODOLOGIA

Atividades efetuadas até o momento:

- Descrição macroscópica de metarenitos e metaconglomerados (figura 1) oriundos tanto de amostras superficiais, coletadas em frentes de lavra garimpeira, quanto dos furos de sondagem CSH-11-04 (Esperança Centro) e CSH-11-32 (Esperança Sul), e

- Petrografia (parcial) do furo CSH-11-32 (figura 2).

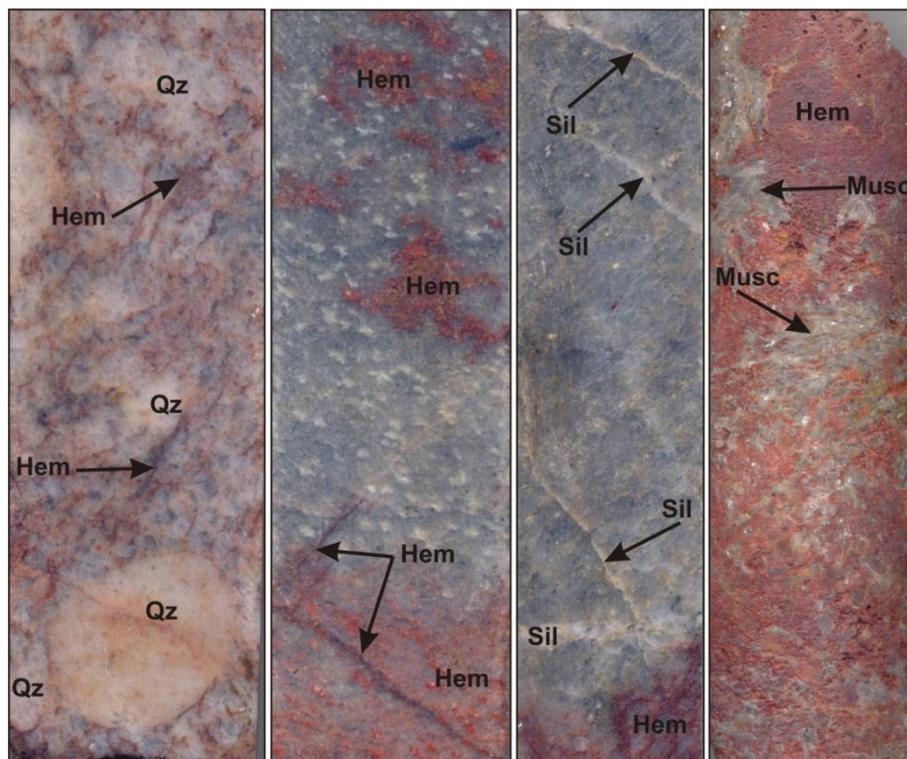
Equipamentos utilizados:

- Microscópio de luz transmitida e refletida Zeiss, modelo Axioplan 2, instalado nas dependências do IG-UFPA.

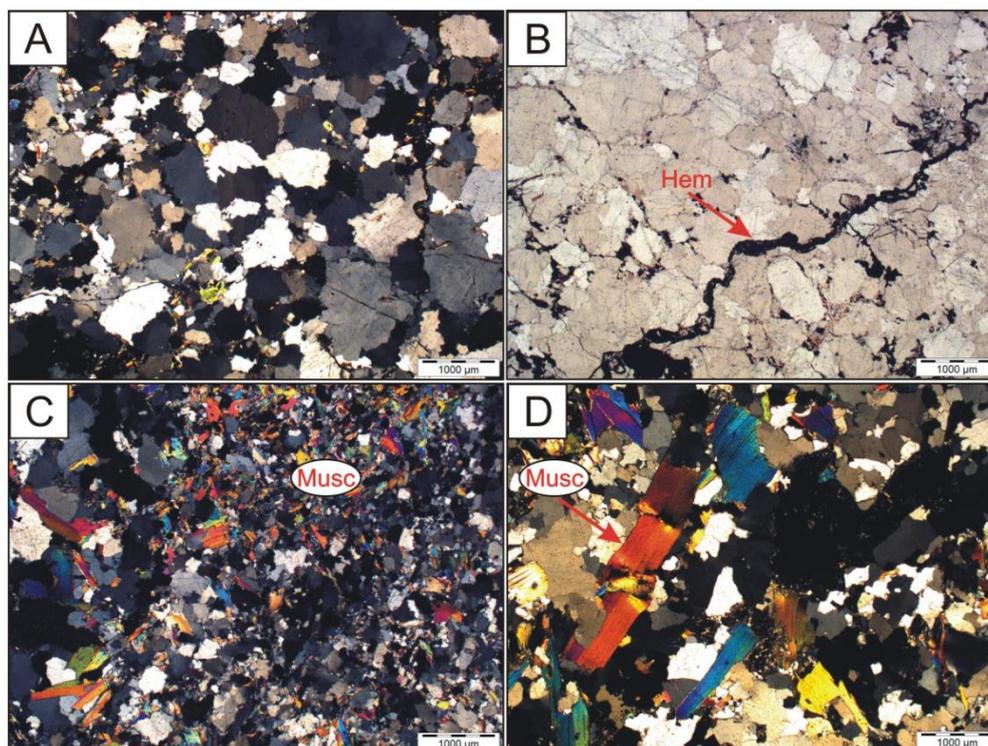
## RESULTADOS PETROGRÁFICOS PRELIMINARES

Os metaconglomerados estudados exibem coloração acinzentada, com tons avermelhados e esbranquiçados, a granulação varia de média a grossa, o grau de seleção é baixo, são suportados pela matriz e compostos predominantemente por seixos de quartzo e subordinadamente por seixos de xisto. Em geral, esses seixos são arredondados a subarredondados e milimétricos a centimétricos. Em algumas porções os seixos de quartzo encontram-se estirados e por vezes fraturados, sendo as fraturas preenchidas por hematita. Ao microscópio, a matriz é composta principalmente por quartzo, muscovita e sericita, com grãos subordinados de zircão. Em algumas porções, a matriz encontra-se impregnada com material ferruginoso. Localmente, observam-se lamelas de muscovita contorcidas e com extinção ondulante, e também grãos arredondados e fraturados de zircão, indicando deformação/compactação.

O ouro ocorre tanto no interior de grãos detríticos de quartzo quanto na matriz, associado à sericita. Ouro também foi encontrado em planos de fratura de metarenitos hematitizados.



**Figura 1:** Metaconglomerados hematitizados e silicificados do depósito Castelo de Sonhos (furo CSH-11-32). (Qz – Quartzo; Hem – hematita; Sil – silicificação; Musc – muscovita).



**Figura 2:** Aspectos microscópicos dos metaconglomerados do depósito Castelo de Sonhos (furo CSH-11-32). **A)** matriz quartzosa; **B)** vênula de hematita; **C)** matriz quartzosa/micácea; **D)** lamela de MB contorcida e com extinção ondulante. (*Musc* – muscovita; *Hem* – hematita). Nicóis cruzados exceto em **B**.

## DISCUSSÃO

Nos metaconglomerados estudados, o ouro mostrou-se presente como inclusões em grãos detríticos de quartzo ou associado à sericita nas zonas de contato entre esses grãos. Também foi encontrado ouro em fraturas de metarenitos hematitizados. A presença de ouro associado a grãos detríticos de quartzo parece favorecer o modelo de paleoplacer, de acordo com o qual o ouro seria singenético e teria sido transportado e depositado junto com os seixos de quartzo dos conglomerados mineralizados. Por outro lado, a ocorrência de ouro na matriz recristalizada, entre os contatos de grãos de quartzo e em associação com sericita, pode ser uma evidência a favor de que esse paleoplacer tenha sido modificado pela ação de metamorfismo, que teria causado a remobilização do ouro, concentrando-o junto com os minerais neoformados da matriz, neste caso, a sericita. Já a expressiva hematitização e silicificação, verificadas tanto nos metaconglomerados quanto nos metarenitos, e sua íntima relação com as porções mineralizadas, assim como a ocorrência de ouro em fraturas, pode também estar relacionada ao metamorfismo ou indicar a ação de fluidos hidrotermais, talvez advindos das rochas que intrudem a sequência metassedimentar da Formação Castelo de Sonhos.

As investigações continuarão no sentido de comparar a morfologia e a composição das partículas de ouro com seus principais modos de ocorrência em metaconglomerados e arenitos, buscando também esclarecer a origem e o papel da hematitização e da silicificação para a mineralização no depósito Castelo de Sonhos.

## REFERÊNCIAS

- Mello, R. 2011. Field visit to the Castelo de Sonhos project – Tristar Gold Inc. Pará State, Brazil. Memorandum. 3 p.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. p. 169-226, il.
- Yokoi, Y.O., Oliveira, A.L.A.M., Tachibana, J. 2001. General economic geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Gráben) and its boundaries: a regional geological survey with exploratory

purpose. In: Simpósio de Geologia da Amazônia,7,Belém. Resumos expandidos.Belém: SBG. [CD-ROM].

Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G., Klein, E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (organiz). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, CD-Rom.

## PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO MATO VELHO, SUDESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ

João Victor Borges Feio<sup>1</sup>, Evandro Luiz Klein<sup>2</sup> e Régis Munhoz Krás Borges<sup>3</sup>

1-Faculdade de Geologia, IG/UFPA – Universidade Federal do Pará (victor\_jv27@hotmail.com)

2-CPRM/Serviço Geológico do Brasil (evandro.klein@cprm.gov.br)

3-Faculdade de Geologia, IG/UFPA – Universidade Federal do Pará (munhoz@ufpa.br)

### INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), porção centro-sul do Cráton Amazônico e uma das mais importantes províncias metalogenéticas do Brasil, apresenta uma extensa ocorrência aurífera primária, supergênica e aluvionar. Modelos metalogenéticos vigentes indicam a ocorrência de ouro orogênico, relacionado a intrusões, magmático-hidrotermal, pórfiro e epitermal e a existência de uma ou mais épocas metalogenéticas (Klein et al., 2001, 2013; Santos et al., 2001; Juliani et al., 2005, 2012; Coutinho, 2008; Veloso e Santos 2013; Villas et al. 2013).

O Alvo Mato Velho está localizado no sudoeste do estado do Pará, 60 km ao sul de Novo Progresso e a norte do depósito aurífero Coringa (Fig. 1).

Neste trabalho, como parte do objetivo geral de contribuir para o conhecimento da metalogênese da região sudeste da PAT, e apresentada a caracterização petrográfica e de alterações hidrotermais das rochas hospedeiras do ouro no alvo Mato Velho.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inclusa na porção central do Cráton Amazônico. A evolução desta região é associada a formação de um núcleo continental Paleoproterozoico, submetido a processos de aglutinação e encurtamento crustal. Esta área é correlata ao período de maior evento de acreção de crosta juvenil do cráton (2,5-1,8 Ga) (Tassinari et al., 2000).

### GEOLOGIA DO ALVO MATO VELHO

Segundo Vasquez et al. (2008) na porção sudeste do domínio Tapajós, onde se localiza o alvo Mato Velho afloram granitoides relacionados às Suítes Creporizão (1,99-1,95 Ga), Parauari (1,89 Ga) e Maloquinha (1,88 Ga). As rochas vulcânicas amplamente distribuídas são agrupadas no Grupo Iriri (1,88 Ga). Segundo Magellan Minerals (2012), uma série de zonas de cisalhamento de orientação noroeste-sudeste, com veios de quartzo já foram identificadas e têm dimensões longitudinais de até 1,7 km. Essas zonas possuem larguras centimétricas a métricas e são variavelmente associadas com pirita e menores quantidades de calcopirita e galena. A maioria das zonas não foram exploradas ou mineradas (garimpadas) abaixo da zona de oxidação. O sistema mineralizado é composto por veios de quartzo lenticulares, que se apresentam em três tipos: extensionais, falhas preenchidas e *stockwork*.

### PETROGRAFIA

Em amostras de furos de sondagens foram identificadas significativas variedades litológicas, rochas subvulcânicas e rocha proveniente de brecha hidrotermal, e por vezes ocorrendo estruturas e alterações modificando o caráter original da rocha. A Figura 2 mostra as amostras mais representativas descritas.

#### **BRECHAS**

Formam rochas maciças isotrópicas, de coloração rósea, contendo fenocristais finos a médios de plagioclásio, feldspato alcalino e finos de quartzo e anfibólio. Textura porfirítica, onde os plagioclásios se colocam envoltos em uma matriz fina de feldspato alcalino. Fraturas preenchidas por, provavelmente, hematita e clorita (Fig. 2A). Ao microscópio, fenocristais de plagioclásio se apresentam envoltos em uma matriz fina de feldspato alcalino, que apresentam formas angulosas e ocorrem de maneira isolada ou em aglomerados. Podem ou não ocorrer zonados e/ou maclados. Apresentam-se sericitizados de maneira geral, esporadicamente em menor intensidade. Texturas secundárias como radial, vesicular e também amidaloidal de forma esporádica, com material carbonático ou sericítico, preenchimento total ou parcial.

## **ROCHAS SUBVULCÂNICAS**

### **RIOLITO**

Rocha isotrópica, de coloração vermelho escuro, contendo fenocristais finos a médios de plagioclásio e feldspato alcalino (em maior quantidade). Ocorre relacionada à brecha (Fig. 2A). Apresenta textura de fluxo. Como textura principal a porfirítica e secundariamente textura vesicular. Os feldspatos ocorrem zonados e alterados, encontrando também fragmentos da rocha encaixantes no meio da matriz, sendo recristalizados. Ao microscópio, fenocristais médios de plagioclásio e feldspato alcalino ocorrem sobre uma matriz fina, apresentando textura de fluxo. Anfibólio e opacos ocorrem em menor quantidade. Apresenta estruturas semelhantes à brecha.

### **DACITO**

Rocha isotrópica, de coloração cinza escuro, contendo fenocristais médios a finos de feldspato alcalino e plagioclásio (em maior quantidade) envoltos em uma matriz afanítica. Apresentam contato com um veio hidrotermal. Ao microscópio, fenocristais médios de plagioclásio e feldspato alcalino, em menor quantidade o anfibólio se mostra intensamente alterado, impedindo a classificação do mesmo. Os fenocristais compõem a textura porfirítica principal e texturas radiais e vesiculares isoladas e em menor quantidade. Apresenta um enriquecimento em quartzo, bem como maior quantidade relativa de clorita (alteração) e quantidade de minerais metálicos (Fig. 2D). Mostra também as texturas de fluxo mais proeminentes.

## **ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL**

Apresentam principalmente dois tipos, a sericítica, que ocorre em maior intensidade, e a propilítica. A sericítica ocorre sobre o plagioclásio, de maneira homogênea, com maior intensidade no zoneamento do cristal onde há o maior enriquecimento em cálcio. Ocorrem também de uma forma disseminada, se apresentando em preenchimento de algumas fraturas. A propilítica se dá nas transformações dos anfibólios em clorita e opacos, e é mais importante nas rochas mais enriquecidas em quartzo (Figs. 2D, F).

A amostra, Fig. 2E, que representa um veio, apresenta a evidência dessa forte interação hidrotermal, onde o fluido foi suficiente para cristalização de galena, pirita e calcopirita. Onde o ouro pode estar colocado na estrutura destes ou de maneira disseminada.

Dentre as amostras pode se perceber uma gradação crescente em relação as alterações, onde as amostras onde (D) é a menos, intermediário (F) e (G) intensa. Em (E) também existem evidência de sericita, clorita e carbonato nas regiões onde há maior concentração de quartzo, bem como uma segregação entre os minerais metálicos, galena, pirita e calcopirita e os silicatos.

## **DISCUSSÃO E CONCLUSÕES**

As rochas, mesmo possuindo composição próxima, apresentam evidências de idades relativas distintas. O riolito mostra evidências de ser intrusivo na brecha, como estruturas de assimilação, englobamento e recristalização da brecha.

Denominada como brecha hidrotermal, a rocha pode afirmar baixa profundidade e intensa ocorrência de fluidos. Estes refletem a química da matriz da rocha, posto que os clastos de plagioclásio são primários e se mostram mais preservados.

As análises feitas sobre alterações permitem dizer que se tratam alteração, sobretudo, fissural (preenchendo fraturas) e secundariamente pervasivas, com a sericitização do plagioclásio e cloritização do anfibólio. Em condições rasas, posto que existem somente estruturas rúpteis (falhas e fraturas) e que, segundo Jébrak (1997), a formação das brechas magmáticas ocorre em profundidades próximas a 1km entre 150 e 350°C.

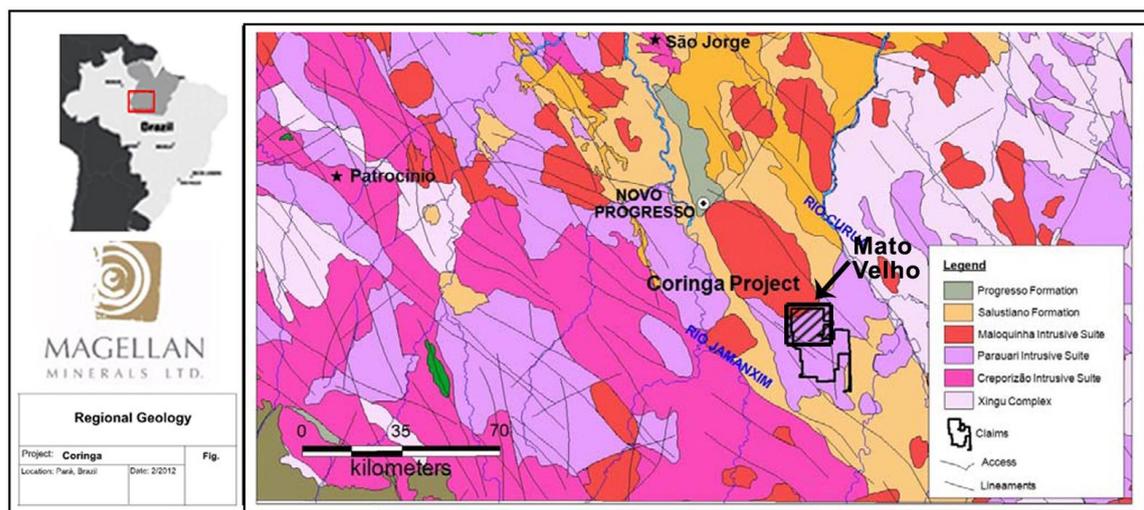


Figura 8- Localização e mapa geológico simplificado da Província Aurífera do Tapajós (Adaptado de Vasquez et al. 2008 e Magellan Minerals 2012)

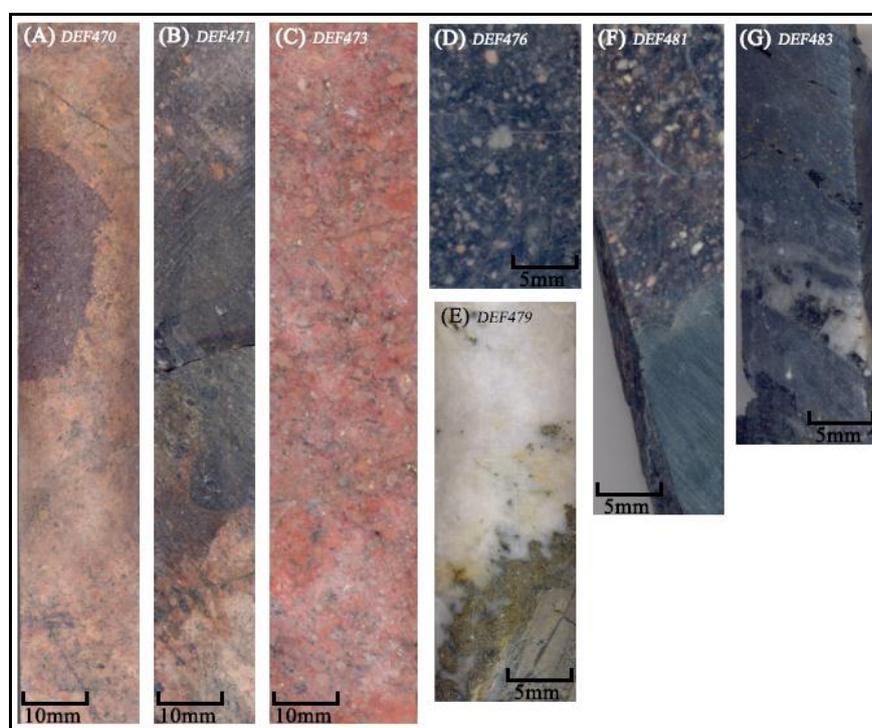


Figura 2 – Amostras descritas macro e microscopicamente, representando caráter textural e de relação entre elas.

## REFERÊNCIAS

- Coutinho, M.G.N. 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG. Rio de Janeiro, CPRM, 420 p.
- Magellan Minerals, 2012. Coringa Project. Disponível em [http://www.magellanminerals.com/projects/advanced\\_gold/coringa/](http://www.magellanminerals.com/projects/advanced_gold/coringa/). Acesso em 14/05/2013.
- Jébrak M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution". *Ore Geology Reviews* 12 (3): 111–134. doi:10.1016/S0169-1368(97)00009-7.
- Juliani, C.; Rye, R. O.; Nunes, C. M. D.; Snee, L. W.; Silva, R. H. C.; Monteiro, L. V. S.; Bettencourt, J. S.; Neumann, R.; Alcover Neto, A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope

constraints. *Chemical Geology*. v. 215, p. 95-125, 2005.

Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B., Fernandes, C.M.D., 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian craton, Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 12, IUGS [CDROM].

Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, 36(2):149-164.

Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha SB21-Z-A-Vila Riozinho, Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota Explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, 36:278-299.

Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G., Klein, E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (organiz). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, CD-Rom.

Veloso A. S. R. & Santos M. D. 2013. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas dos depósitos auríferos Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2): 22-36.

Villas R.N., Santiago E. S. B, Ocampo R. C. 2013. Depósito aurífero Tocantinzinho, província do Tapajós-PA: granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral. *Journal of Geology*, 43(1): 185-208.

Tassinari, C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., and Lafon, J.M., 2000. The Amazon craton. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41-95.

## POTENCIAL DE TERRAS RARAS NO AMAZONAS E RORAIMA

Lucy Takehara<sup>1</sup>(lucy.chemale@cprm.gov.br);Francisco Valdir Silveira<sup>1</sup>(francisco.silveira@cprm.gov.br);  
Marcely Neves Pereira<sup>2</sup>(marcelly.neves@cprm.gov.br);Ulisses Antônio Costa  
Pinheiro<sup>2</sup>(ulisses.costa@cprm.gov.br);Miqueas Barroso Silva<sup>2</sup>(miqueas.silva@cprm.gov.br); Diogo Alves de  
Sordi<sup>1</sup>(diogo.sordi@cprm.gov.br);Denis Ern Silveira<sup>3</sup>(denis.silveira@cprm.gov.br);João Henrique  
Larizzatti<sup>3</sup>(joao.larizzatti@cprm.gov.br); Marcelo Esteves Almeida<sup>2</sup>(marcelo.esteves@cprm.gov.br); Raimundo  
Gato Dantona<sup>2</sup> (gato.dantona@cprm.gov.br);Helena Zanetti Eyben<sup>1</sup>(helena.eyben@cprm.gov.br)

SGB/CPRM – (1) Sede; (2) SUREG-MA; (3) SUREG-SA; (4) ERI

### INTRODUÇÃO

A produção brasileira de concentrados de elementos terras-raras (ETRs)foi encerrada em 1995, quando chegou a produzir 110 toneladas desse produto, e atualmente, não há usina de produção em operação no território nacional. Os dados oficiais indicam que no Brasil, as reservas medidas e indicadas de monazita somam 43.305 t e 570 t respectivamente (DNPM, 2012).

O Brasil apresenta diversas ocorrências de terras raras nas diferentes regiões do país, sendo que no Amazonas e Roraima este recurso já foi identificado em projetos realizados pela CPRM, tais como: Seis Lagos (VIEGAS FILHO E BONOW, 1976) e Uaupés (JUSTO, 1983) e Pitinga (BASTOS NETO et al., 2005) no Amazonas e Serra do Repartimento (BORGES E SOUZA, 1990)na região da folhaAjarani (RR) Figura 01.

### METODOLOGIA

O projeto está sendo executado de quatro formas principais: (1) Reanálise das amostras de projetos históricos da CPRM; (2) Levantamento geológico e geoquímico prospectivo regional com amostragem sistemática em folhas de 1:100.000; (3) prospecção geoquímica de detalhe em alvos anômalos em áreas menores que cubram o objeto de interesse; e (4) além de estudo orientativo de depósitos conhecidos para aprimorar o modelo de pesquisa em terras raras;

As amostras a serem reanalisadas foram coletadas durante os trabalhos dos projetos da pesquisa própria da CPRM, projetos com foco em avaliar outros bens minerais. As reanálises serão feitas usando métodos modernos, com processamento, integração e interpretação dos dados voltados para terras raras.

O levantamento geológico e a geoquímica prospectiva serão realizados em ambientes geológicos de interesse do empreendimento minerais estratégicos, a exemplo do que estar sendo realizado no estado de Roraima. O objetivo desse levantamento geoquímico é a identificação e delimitação de áreas potenciais para exploração de minerais considerados estratégicos, cujos resultados também serão tratados com enfoque em mineralizações de ETRs.

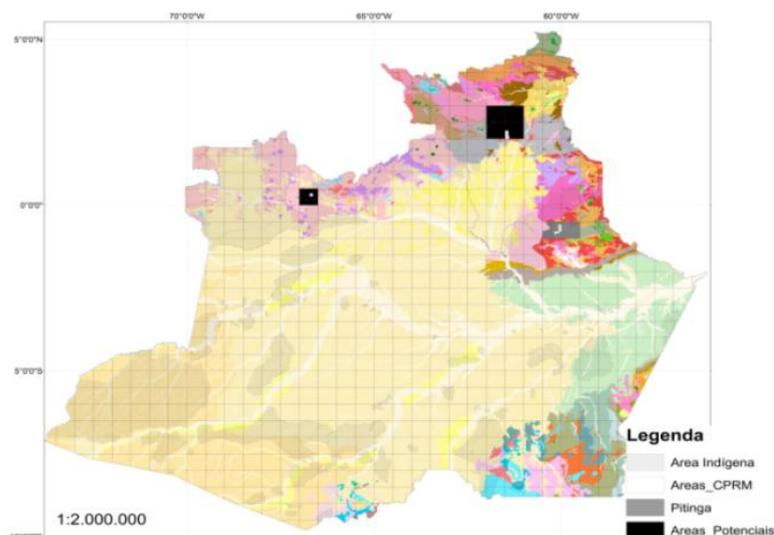


Figura 01. Áreas com potencial conhecido de ETRs nos Estados do Amazonas e de Roraima.

Para suportar a pesquisa e a exploração geoquímica estão sendo feitas processamentos e interpretações geofísicas das áreas alvos com vistas uma melhor delimitação dos objetos geológicos de interesse. Após a identificação do objeto considerado anômalo, é executada a etapa de campo para realização dos perfis de amostragem de solo previamente definidos, acompanhado de coleta de amostras de sedimento de corrente e concentrado de peneira/bateia em todas as drenagens que de alguma forma cortam o alvo.

Definidos os objetos geológicos de interesse, estes passarão por procedimento de amostragem sistemática de solos, sedimento de corrente e concentrado de peneira/bateia e de rochas, em escala de semi-detalle. Em casos mais avançados serão realizados *followups* (estudos de maior detalhe com adensamento de amostragem = delimitação do objeto geológico).

## RESULTADOS

O conjunto de amostras advindas dos Projetos Serra do Repartimento (BORGES E SOUZA, 1990) (Figura 02) e Seis Lagos/Uaupés (VIEGAS FILHO E BONOW, 1976; JUSTO, 1983) (Figura 03), somados com as amostras reanalisadas destes projetos que passarão por processo de tratamento e interpretação geoquímica. Estas amostras são de rocha, mineral/minério, solo e sedimento de corrente, cuja distribuição espacial é conhecida (Figura 02 e 03). Entre estas, tem-se amostras de furos de sondagens, poços e trincheiras. Os resultados analíticos obtidos em trabalhos anteriores mostraram que o Projeto Seis Lagos tem teores de mais de 2 % de Ce, enquanto que no Projeto Serra de Repartimento o  $\Sigma$ ETR chega a mais de 5 %. O tratamento geoquímico das amostras reanálises deverá fornecer resultado mais acurado para estes elementos e possibilitando a definição da distribuição espacial da anomalia nas três dimensões (área e profundidade).

No levantamento geoquímico realizado em diversas folhas no Estado de Roraima, foram identificados novos alvos anômalos que estão sendo detalhados (Figura 04). Estes alvos são coincidentes com ocorrências de corpos alcalinos que mostram expressivas anomalias radiométricas registradas pelo Programa de Levantamento Geológico do Brasil realizado pela CPRM/SGB na folha Serra do Ajarani (NA.20-X-C-VI) – 1:100.000 (BRANDÃO & FREITAS, 1994). As estruturas com direção preferencial NE-SW observadas em imagens de radar e mapas aerogeofísicos estão associadas com a estruturação do Escudo das Guianas. Esta estruturação é observada nas litologias geradas pelos diferentes estágios da evolução tectônica deste escudo, desde o Paleoproterozóico até a sua reativação no Mesozóico, com a instalação do *Grabeno* Tacutu.

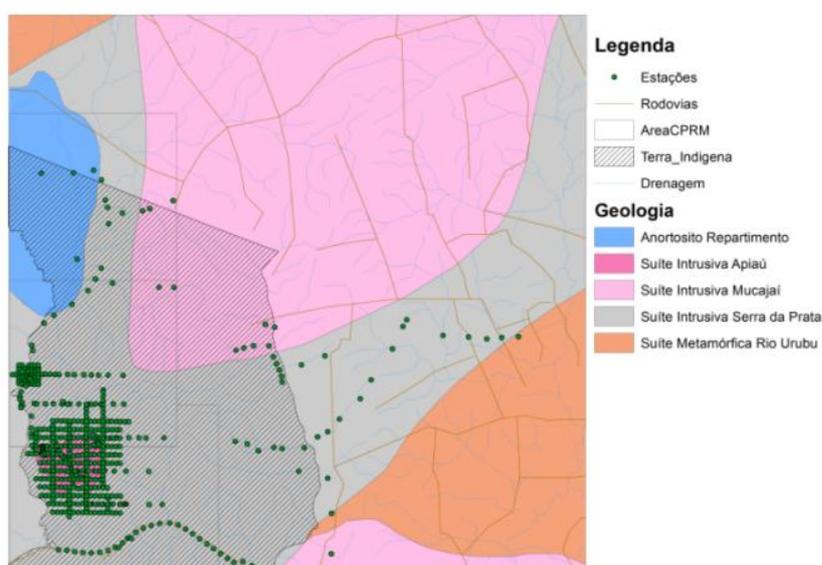


Figura 02 – Mapa geológico da área do Repartimento, com distribuição das amostras realizadas no Projeto Serra do Repartimento (Modificado de BORGES E SOUZA, 1990).

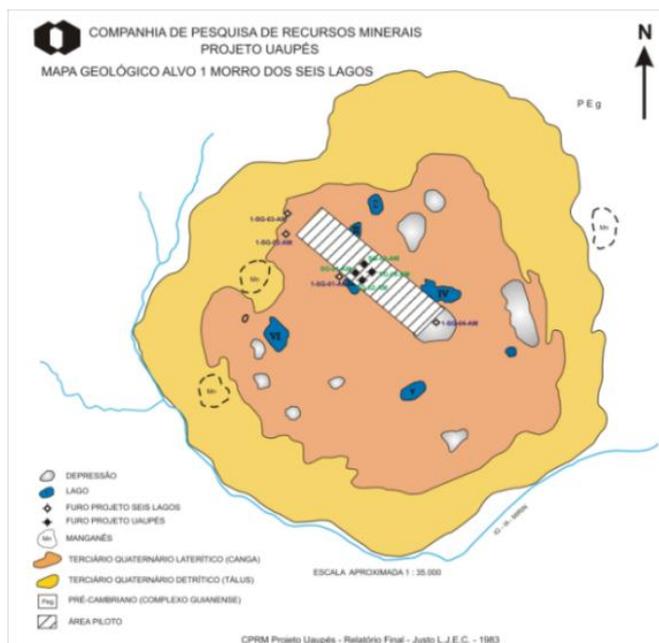


Figura 03 – Mapa geológico simplificado do Morro de Seis Lagos com a distribuição das amostras coletadas pelos furos de sondagens dos projetos Seis Lagos e Uaupés e a malha de solo do Projeto Uaupés (Modificado de JUSTO, 1983).

O tratamento e interpretação geoquímicos dos dados analíticos da amostragem regional realizada em Roraima resultaram em algumas áreas anômalas para ETRs, as quais estão sendo realizados *followup* (Figura 04).

Além dos alvos citados, tem-se ainda, a Mina de Pitinga que possui depósito de xenotima e outros minerais ricos em ETRs (BASTOS et al., 2005). Esta mina pertencente a Mineração Taboca S. A. está realizando pesquisa para determinação do volume do depósito de xenotima e também sua viabilidade econômica.

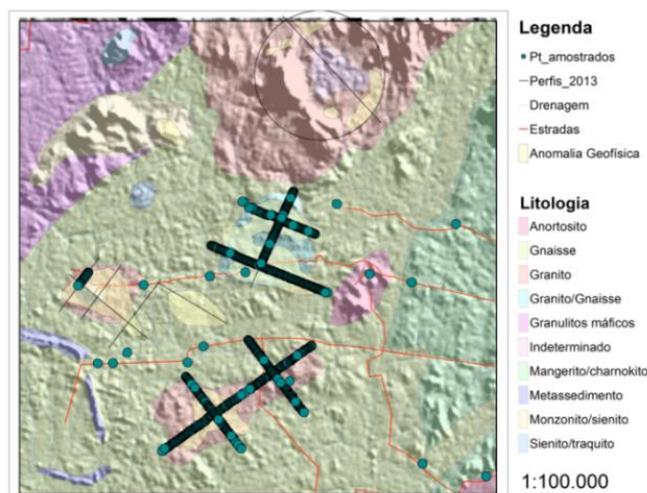


Figura 04 – Mapa geológico da região nordeste da Folha Ajarani (1:100.000) com os perfis de coleta de solo em objetos geológicos anômalos.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A região norte do Brasil apresenta áreas com potencial de ETRs conhecidos. O levantamento geoquímico que vem sendo realizado pela CPRM tem comprovado este potencial e definido novas áreas anômalas, cujos objetos geológicos estão sendo alvos de amostragem sistemática e linhas de solo. Após o tratamento e interpretação geoquímicos dos resultados das reanálises das amostras dos projetos Seis

Lagos e Serra do Repartimento, bem como do detalhamento dos alvos anômalos, o potencial da região para ETR poderá ser melhor avaliado onde acredita-se ser muito maior do que o atual.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Bastos Neto, A.C.; et al. 2005. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: O.J. Marini; E.T. Queiroz E B.W. Ramos (orgs.), Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.DNPM/CT-MINERAL/ ADIMB, Brasília, p. 477-552.
- Borges, F.R. E Souza, M. M. 1990 - Projeto Serra do Repartimento.Relatório de Progresso. CPRM – SUREG/MA, 213 p.
- Brandão, R. de L., Freitas, A.F. de. 1994.Serra do Ajarani.Folha NA.20.X-C-VI. Relatório final. Manaus, CPRM – SUREG/MA, MME. 153p., il.
- DNPM, Sumário Mineral – Terras-Raras. 2012. Disponível em <https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao/>. Acesso em 10 jun. 2013
- Justo, L. J. E. C. 1983. Projeto Uaupés. Relatório final. CPRM – SUREG/MA, 266p.
- Lapido Loureiro, F. E. V. 1994. Terras Raras no Brasil:Depósitos, recursos identificados e reservas. MCT-CNPq-CETEM, 189p.
- Viegas Filho, J. R. e Bonow, C. W. 1976. Projeto Seis Lagos. Relatório Final. CPRM –SUREG/MA, 212 p.

## OS MINERAIS CONTAMINANTES DO MINÉRIO DE FERRO DE N5W, CARAJÁS-PA: OXI-HIDRÓXIDOS DE Mn E SÍLICA

Luiz C. G. da Costa \*\* (*Luiz.costa@vale.com*), Marcondes Lima Costa\* (*mlc@ufpa.br*), Henrique D. Farias\* (*hdfa@ufpa.br*), Anderson Couto\*\* (*Anderson.couto@vale.com*), Henry F. Galbiatti\*\* (*Henry.galbiatti@vale.com*), Marco A. S. Braga\*\* (*marco.antonio.braga.com.br*)

Universidade Federal do Pará\*; Vale S/A\*\*

### INTRODUÇÃO

As jazidas de minério de ferro da Serra dos Carajás foram descobertas em 1967 e são explotadas desde 1985. Originalmente o minério rico é recoberto por crostas lateríticas ferruginosas, designadas como cangas de minério, que são formações supergênicas derivadas do intemperismo laterítico de BIFs, representadas por jaspilitos da Formação Carajás. O minério é representado por hematititos enriquecidos pela lixiviação de quartzo microcristalino dos jaspilitos. As rochas ferríferas encontram-se encaixadas em seqüências de rochas máficas na base, a Formação Parauapebas, e uma série de intercalações de vulcânicas máficas e félsicas com esporádicas contribuições de sedimentos, correspondendo à Formação Cigarra (Macambira 2003). Esse conjunto é reunido no Grupo Grão Pará.

As minas de Serra Norte são constituídas de minérios de alto teor, e a produção é superior a 100Mt/a. Apesar da excelente qualidade do minério, localmente são observados problemas com contaminações, principalmente de P, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e Mn. Tais contaminações têm grande impacto na produção e trazem transtornos à operação de mina. A modelagem geológica não tem mostrado elevada eficiência na definição e delimitação das zonas contaminadas devido à complexidade das contaminações e falta de um entendimento mais claro de seus controles geológicos, espaciais e mineralógicos.

Com o intuito de colaborar numa melhor eficiência do planejamento de lavra frente às zonas contaminadas a Vale, em conjunto com a UFPA, vem montando estratégias de investigação dos controles de contaminantes na mina de N5W. Nesta linha, no início de 2012 elaborou-se um plano de trabalho para a tentativa de estabelecer um controle genético e geométrico para as contaminações de SiO<sub>2</sub> e principalmente Mn, os contaminantes que mais tem trazido transtornos a esta mina no planejamento de curto prazo.

Desta forma, estão sendo executadas, em N5W, investigações nas frentes de lavra contaminadas para compreender melhor o controle desses contaminantes do minério de ferro.

### OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar mineralogicamente materiais contaminantes do minério de ferro da mina de N5W, constituídos particularmente de oxi-hidróxidos de manganês e sílica, bem como determinar o modo de ocorrência desses minerais contaminantes, na tentativa de minimizar seu impacto durante a operação de lavra do minério de ferro.

### LOCALIZAÇÃO

A Província Mineral de Carajás, região onde se insere a mina de N5W, localiza-se no sudeste do Estado de Pará e é parcialmente englobada pela Floresta Nacional de Carajás (FLONACA). A mina de N5W, em plena operação, faz parte do conjunto de platôs da Serra Norte. Esta mina dista cerca de 45 km da sede do município de Parauapebas (PA) (Figura 1).

### MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos consistiram inicialmente de caminhamentos geológicos na mina de N5W e descrições de testemunhos de sondagem para identificar diferenças litológicas, bem como definir zonas com Mn, através de um estudo sistemático incluindo mapeamento lito-estrutural, confecção de seções geológicas, descrição de furos de sondagem e avaliação de dados químicos parciais.

A amostragem para análise química nos testemunhos de sondagem se deu de forma pontual para as intrusões máficas, em locais de ocorrência de oxi-hidróxidos de manganês, verificado através de água oxigenada. Para o minério de ferro foi coletados tanto abaixo como acima destas ocorrências. A coletada foi de aproximadamente 1 metro na canaleta da caixa de testemunho e aproximadamente 5 cm de profundidade. As análises químicas encontram-se em andamento nos laboratórios da Vale e futuramente

serão realizadas também na Acme, visando análises multielementares. Prevê-se também a datação por Ar/Ar, se forem detectados oxi-hidróxidos de Mn-K.

As análises estão sendo realizadas por Difração de Raio-X (DRX), Microscopia Ótica e Eletrônica de Varredura (MEV) nos laboratórios do Instituto de Geociências da UFPA.

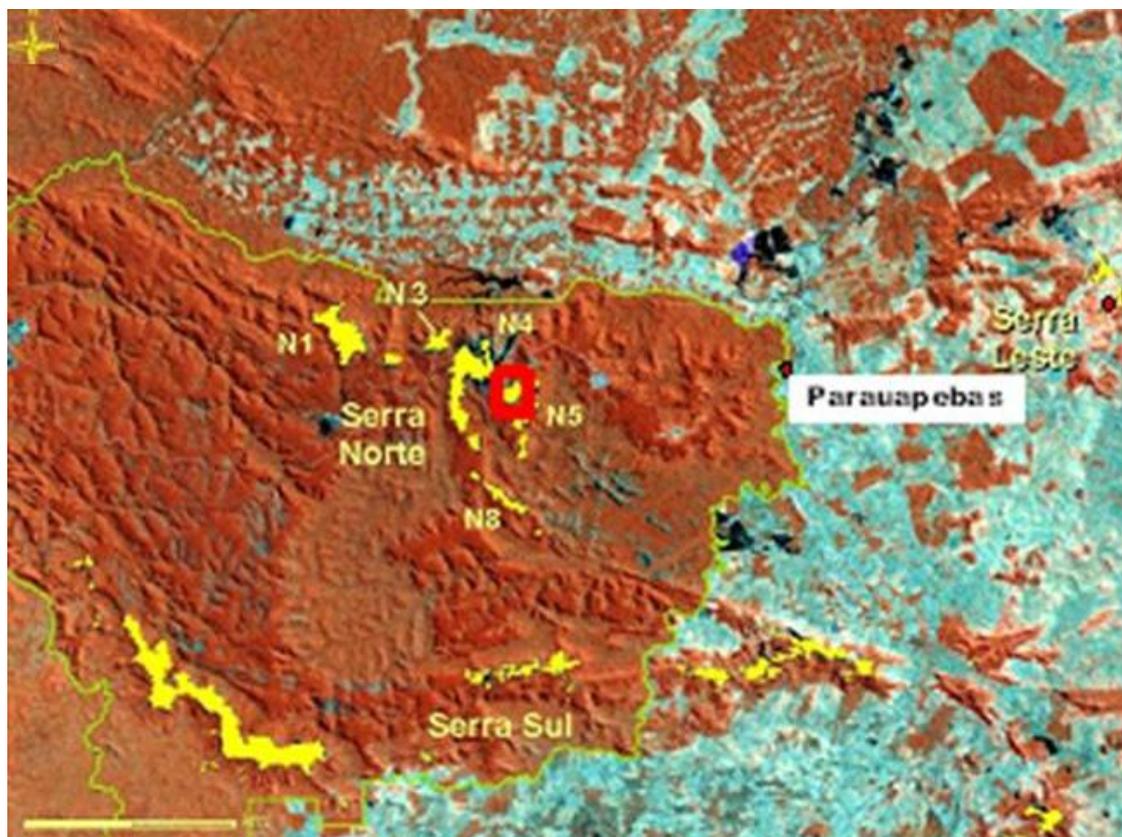


Figura 9- Localização da mina de N5W, em Serra Norte (Vale 1999).

## RESULTADOS

A mina de N5W é constituída predominantemente de hematititos friáveis associados por vezes a oxi-hidróxidos de Mn, além de jaspilitos (Figura 2–A), (Figura 2–B). Diques máficos seccionam estas rochas e o minério (Figura 2–C).



Figura 2- (A) Hematitito friável com mineral de manganês no plano de fratura; (B) jaspilito e (C) fotomicrografia de rocha gabrótica em dique na mina de N5W

A figura 3 mostra o mapa litológico de N5W com os principais litotipos mapeados nesta mina.

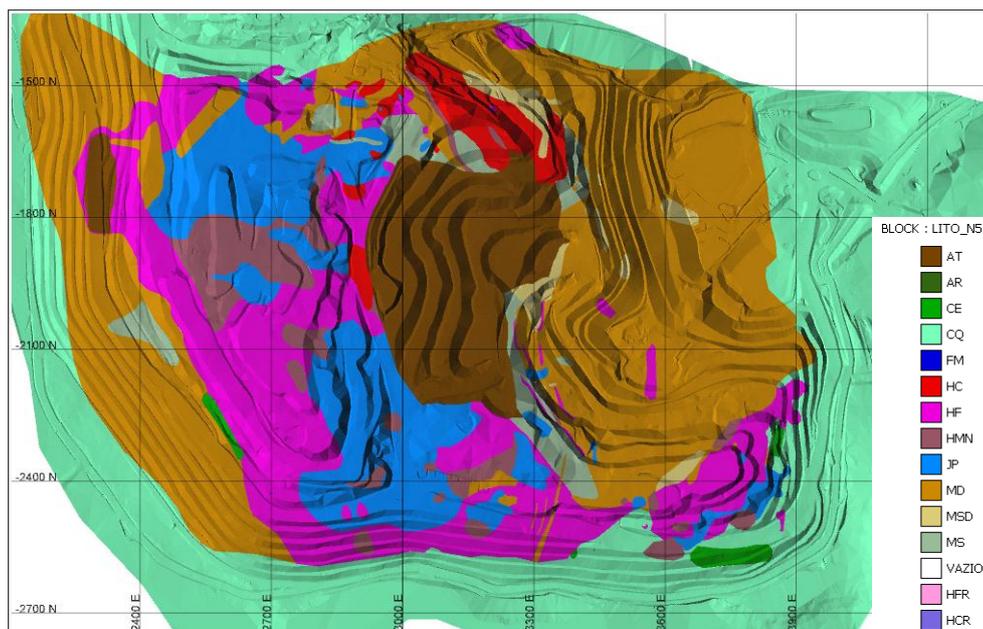


Figura 3 - Mapa litológico de N5W

Constatou-se que os teores de Mn estão relativamente mais elevados próximos a diques e fraturas, principalmente quando comparado com amostras mais distantes dessas estruturas. Cabe ressaltar que o limite de corte nas minas de Carajás é 2.0 % para o manganês e 2.5 para a sílica.

Determinações mineralógicas por difração de Raio-X permitiram identificar hematita como principal minério de ferro e calcofanita, ramsdellita e holandita como principais oxi-hidróxidos de Mn. A formação ferrífera bandada (jaspilito) identificada é formada essencialmente por hematita e quartzo, por vezes com pequenas quantidades de oxi-hidróxidos de Mn.

Boulders métricos de jaspilitos circundados por hematititos friáveis são comuns em N5W. Esses corpos, em muitos casos, são os responsáveis por aumentar o teor de sílica no minério. Esses boulders de jaspilitos apresentam bandamento com a mesma direção da camada que seus produtos de alteração intempérica (hematititos), sugerindo tratar-se de um protominério, (Figura 4), reliquiar no perfil de alteração intempérica, correspondendo à zona saprolítica.

Espera-se com este trabalho uma melhor definição das ocorrências com elevados teores de Mn e sílica.

## CONCLUSÕES

Os teores elevados de oxi-hidróxidos de Mn estão associados à zona de contato com as intrusões de rochas máficas sugerindo origem hidrotermal e intempérica. Enquanto as vênulas ferro-manganesíferas alojadas em planos de fratura e falhamentos origem hidrotermal.

Os minerais com Mn encontrados em N5W divergem dos principais minerais encontrados em perfis lateríticos típicos, mesmo em Carajás. Já os teores mais elevados de SiO<sub>2</sub> representados por quartzo, representam os boulders de jaspilitos dentro do corpo de minério, ou seja zona saprolítica.

## REFERÊNCIA

Macambira, J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 217p.



Figura 4 - Boulders de jaspilite imerso no hematite friável (N5W)

## GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DO MINÉRIO COM IMPLICAÇÕES NA GÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO PALITO, PROVÍNCIA TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ

Marcio Dias Santos<sup>1</sup>, Leonardo Bruno Marreira de Aquino<sup>1</sup>, Vitor Felipe Hage Serra<sup>2</sup>, Marcelo Vitor Gomes Rodrigues de Lima<sup>1</sup>, Marco Antônio Galarza<sup>1</sup>, Jean-Michel Lafon<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, UFPA, mds@ufpa.br; leo\_bruno07@hotmail.com; maviclma@hotmail.com; antogt@ufpa.br; lafonjm@ufpa.br  
<sup>2</sup>Weatherford Indústria e Comércio Ltda, vfhserra@gmail.com

### INTRODUÇÃO

Embora já tenha sido cadastrado pela CPRM em torno de 140 depósitos primários de ouro na Província Tapajós, o depósito aurífero do Palito, no extremo leste daquela província, SW do Pará, é a única mina em operação atualmente na Província Tapajós. Apesar desse depósito se encontrar em fase de lavra pela Mineração Serabi e de seu alto grau de conhecimento geológico, ele ainda carece de dados isotópicos e geocronológicos que podem aprimorar o modelo genético do depósito. Este trabalho visa apresentar os dados geocronológicos, ainda parcialmente inéditos, das rochas graníticas hospedeiras e do minério do depósito aurífero Palito, obtidos nos últimos três anos. As idades Pb-Pb em cristais de zircão dos granitos hospedeiros do minério foram obtidas e publicadas por Lima, Santos & Lafon (2010) para o Granito Rio Novo e por Aquino, Santos & Lafon (2012) para o Granito Palito. Por outro lado, a idade Pb-Pb em sulfeto do minério do Palito, ainda inédita, foi obtida por um dos autores deste trabalho (V.F.H. Serra) como parte de sua dissertação de mestrado, ainda inconclusa.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Para as análises geocronológicas, foram coletadas mais de 7kg de amostras de testemunhos de sondagem dos granitos Palito e Rio Novo e em torno de 5kg de amostras de veios de quartzo mineralizados do depósito Palito. As amostras foram descritas petrograficamente em luz transmitida e refletida e posteriormente trituradas, moídas e peneiradas. Os cristais de zircão foram separados das frações entre 0,250 e 0,180 mm e entre 0,180 e 0,125 mm, por meio de separação densimétrica com água (elutriação) e líquidos pesados (bromofórmio) e separação magnética com o separador Frantz. Uma lupa binocular foi utilizada para catar os cristais de zircão da fração pesada e os cristais de sulfeto (pirita) em amostras de veios de quartzo trituradas e moídas. As análises isotópicas foram realizadas no espectrômetro de massa TIMS Finnigan MAT 262 do Laboratório Pará-Iso do Instituto de Geociências (IG) da UFPA, pelo método Pb-Pb por evaporação-ionização em monocristais de zircão, de acordo com o procedimento de Berreto *et al.* (2013). As análises isotópicas de Pb em sulfetos do depósito Palito, foram realizadas em um espectrômetro de massa ICP-MS Thermo-Finnigan Neptune do Laboratório Pará-Iso, pelo método da lixiviação do Pb, com o objetivo de obter a assinatura isotópica de Pb e a idade da mineralização, por meio das razões isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , conforme estabelecido por Frei & Kamber (1995).

### CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO AURÍFERO PALITO

O depósito aurífero Palito situa-se na confluência dos rios Novo e Jamanxim, no extremo leste da Província Tapajós, onde ocorrem granitos da Suíte Intrusiva Parauari, rochas vulcânicas félsicas da Formação Salustiano (Grupo Iriri), rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Ingarana e rochas graníticas da Suíte Intrusiva Maloquinha, todas de idade orosiriana. O depósito Palito está hospedado nos granitos oxidados cálcioalcalinos, tipo I, Rio Novo e Palito, típicos de arco magmático, sendo que o último é intrusivo no primeiro e ambos cortam o Granodiorito Fofóquinha. Essas rochas foram todas afetadas por uma zona de cisalhamento subvertical sinistral que controla os corpos mineralizados (Fig. 1).

O Granodiorito Fofóquinha é a rocha encaixante dos granitos Rio Novo e Palito, ocorrendo principalmente mais a N e NW da mina. Exibe coloração cinza e textura equigranular, de granulação média a grossa. Os minerais mais abundantes são o plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, seguidos da hornblenda, biotita e magnetita. O Monzogranito Rio Novo foi menos afetado pela alteração hidrotermal e menos mineralizado que o Granito Palito e aflora principalmente nas margens do Rio Novo, afluente direito do rio Jamanxim, na porção leste da área do depósito Palito (Fig. 1). É predominantemente porfirítico, de coloração rosa a rosa-alaranjada, localmente avermelhada e cinza, com fenocristais de feldspato potássico e quartzo, imersos em uma matriz de granulação média a fina constituída por feldspato potássico,

plagioclásio, quartzo e biotita, além de pirita e calcopirita. Pequenos diques de rochas afaníticas (riolito e dacito) ocorrem no Granito Rio Novo, sugerindo tratar-se de um magmatismo raso vulcano-plutônico (Costa, 2008). O Monzogranito Palito é um stock de forma lenticular com a maior dimensão em torno de 1,5 km na direção NE-SW e 300 m de largura, encaixado entre o Granodiorito Fofuquinha e o Granito Rio Novo (Fig. 1). Exibe coloração vermelha, granulação média a grossa, textura inequigranular, chegando a constituir importantes fácies porfíricas próximo ao contato com o Granito Rio Novo (Costa, 2008), interpretadas por Silva (2004) como pulsos magmáticos, na forma de diques, posteriores ao Granito Palito. Além do feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, ocorrem biotita, normalmente alterada, e minerais opacos. O Granito Palito é intensamente alterado hidrotermalmente e a principal rocha hospedeira do minério do Palito. Uma unidade máfica não mineralizada, representada por um corpo gabroico e rochas vulcânicas máficas basálticas, da Suíte Intrusiva Ingarana, ocorre em uma extensa área a oeste e SW da mina. O corpo plutônico, classificado como monzogabro, apresenta-se também hidrotermalmente alterado e ocorre próximo ao depósito, com forma sigmoidal, exibindo uma cauda alongada na direção principal do cisalhamento (NW-SE), compatível com uma cinemática sinistral, evidenciando que a colocação do gabro foi simultânea ou tardia em relação ao cisalhamento (Fig. 1). Os corpos mineralizados do depósito Palito são filoneanos com dimensões centimétricas a métricas, espessura média de 0,90 m e profundidade conhecida até 80 m. O ouro encontra-se associado aos sulfetos, principalmente pirita e calcopirita bastante abundantes nos veios de quartzo. Esfalerita, pirrotita, bismutinita e bismuto nativo são menos abundantes. Os veios de quartzo mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido, em parte brechado e constituído por sericita, clorita, carbonatos e sulfetos. Segundo Costa (2008), os corpos mineralizados constituem um sistema de enxames de veios de quartzo subverticais encaixados em uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NW-SE que faz parte do Lineamento Tocantinzinho. De acordo com Serra (2007) e Serra & Santos (2008), o controle estrutural dos filões é compatível com o sistema de Riedel, em que os principais lodes estão orientados na mesma direção do cisalhamento, com veios menores inclinados em relação a essa direção, tanto de baixo ângulo (R e P), como de médio ângulo (veios *gash*) e mais raramente de alto ângulo (X e R').

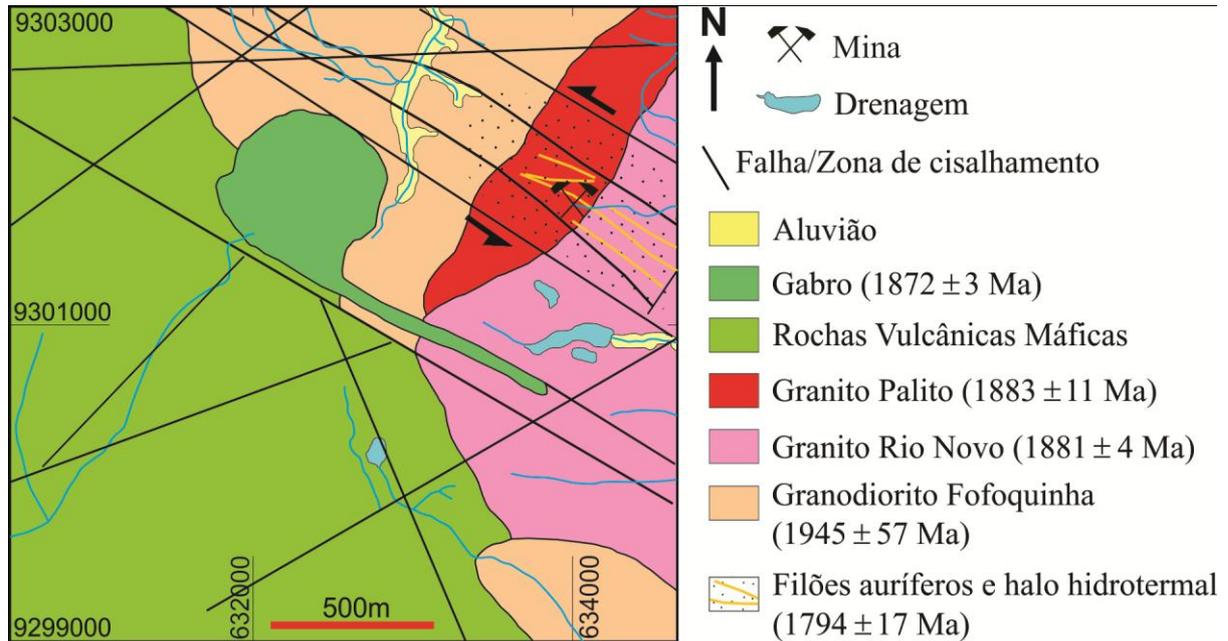
### DADOS ISOTÓPICOS

Para a datação do Granito Palito (Aquino, 2013), três cristais de zircão definiram uma idade média de  $1883 \pm 11$  Ma com  $MSWD = 2,1$  (Fig. 2). Para o Granito Rio Novo (Lima, 2010), três cristais forneceram uma idade média de  $1881 \pm 4$  Ma com  $MSD = 1,2$  (Fig. 2). As idades dos dois granitos demonstram que eles são contemporâneos e relacionados ao evento Parauari. Para o monzogabro, uma idade média de  $1872 \pm 3$  Ma com  $MSD = 0,9$  foi determinada a partir de três cristais (Fig. 2). Essas idades demonstram que a unidade máfica é cerca de 10 Ma mais nova que os granitos Palito e Rio Novo, sendo relacionada ao evento Ingarana. As análises isotópicas de Pb em sulfetos (pirita) do minério do Palito foram realizadas em seis etapas de lixiviação, das quais duas foram eliminadas (L6 e L5) por apresentar erro muito elevado, fornecendo uma isócrona de idade  $1794 \pm 17$  Ma com  $MSWD = 0,23$  (Fig. 3 e 4).

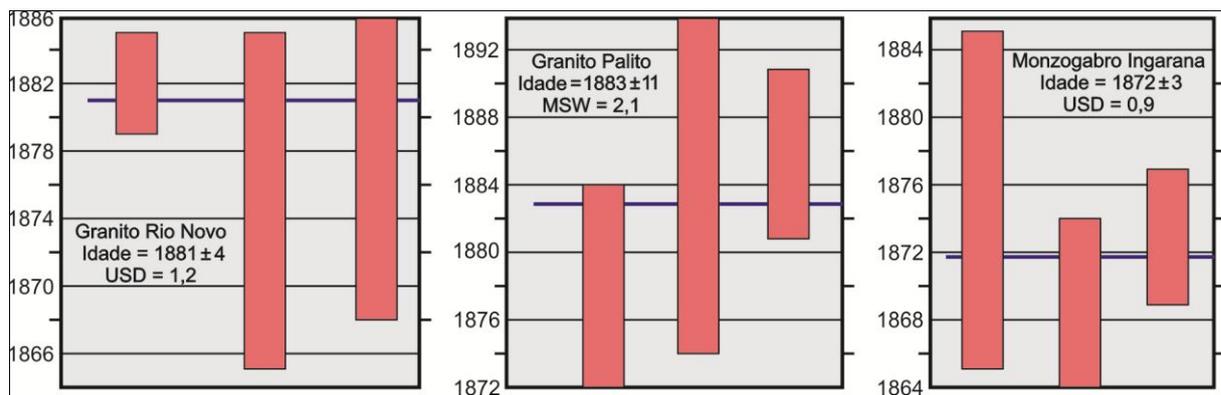
### CONCLUSÕES

As características geológicas do depósito Palito e os dados isotópicos dos granitos hospedeiros e do minério não suportam uma relação genética entre os granitos Palito e Rio Novo, com idades de  $1883 \pm 11$  Ma e  $1881 \pm 4$  Ma respectivamente, e a mineralização filoneana com idade de  $1794 \pm 17$  Ma, aproximadamente 85 Ma mais nova que os granitos, como proposto por Echeverri-Misas (2010) e Juliani *et al.* (2008). Como os corpos mineralizados são controlados pela zona de cisalhamento, é provável que o cisalhamento, a mineralização e a alteração hidrotermal sejam contemporâneos, pois foi o cisalhamento que canalizou os fluidos que depositaram o minério em zonas de transtensão do cisalhamento. Os dados isotópicos e as idades obtidas são coerentes com a geologia do depósito, pois quando o cisalhamento afetou os granitos e condicionou a deposição dos corpos mineralizados, os granitos já estavam rígidos e, portanto, devem ser mais antigos que o cisalhamento e os corpos mineralizados. Se houve influência magmática na gênese da mineralização ela deve ser relacionada a um evento mais novo que o evento Parauari, possivelmente o evento Maloquinha. Os dados geológicos e geocronológicos apresentados aqui para o depósito aurífero do Palito são compatíveis com o modelo orogênico de Groves *et al.* (1998), com uma provável contribuição magmática, ou com o modelo *intrusion related gold deposits* de

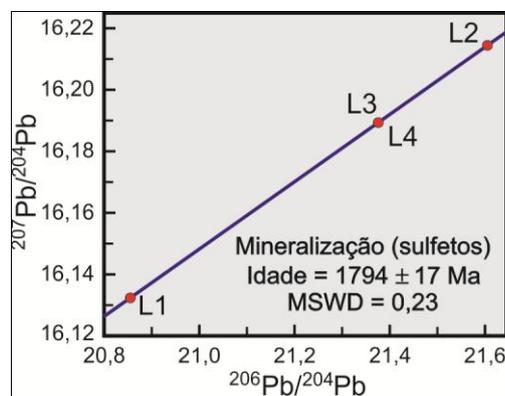
Sillitoe (1991) controlado estruturalmente, ou ainda um modelo híbrido entre o orogênico e o *intrusionrelated*.



**Figura 1**–Mapa geológico da área do depósito aurífero Palito, modificado de Min.Serabi.



**Figura 2** - Diagrama de idade Pb-Pb em cristais de zircão dos Granitos Rio Novo e Palito e Gabro Ingarana, confeccionado no programa Isoplot (Ludwig, 2004), com três grãos.



**Figura 3** - Isócrona  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  do minério aurífero Palito.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$
L1	20,8554	0,0007	16,1323	0,0007
L2	21,6077	0,0008	16,21471	0,0007
L3	21,3770	0,0009	16,1896	0,0005
L4	21,3762	0,0009	16,1895	0,0005

**Figura 4** - As cinco razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  da amostra analisada de piritado depósito aurífero Palito, com os respectivos desvios padrões ( $2\sigma$ ).

## REFERENCIAS

- Aquino L.B.M. 2013. Geologia e geocronologia do Granito Palito e de sua mineralização, depósito aurífero do Palito, Província Aurífera do Tapajós, Itaituba – PA. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências UFPA, Faculdade de Geologia, Belém, 70p.
- Aquino L.B.M., Santos M.D., Lafon J.M. 2012. Geologia e Geocronologia do Granito Palito, Rocha Hospedeira do Depósito Aurífero do Palito. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46. Santos-SP, Anais
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. 2013. Vulcanismo félsicopaleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. Revista do Instituto de Geociências-USP, 13(1):45-70.
- Costa, 2008. Geologia e metalogênese do Depósito Aurífero do Palito. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências UFPA, Belém.
- Echeverri-Misas C.M. 2010. Geologia e gênese do depósito de Au-(Cu) do Palito, Província Aurífera do Tapajós. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 179 p.
- Frei R. & Kamber B.S. 1995. Single mineral lead dating. Earth Planet. Sci. Letters, 129: 261-268.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Marian M., Hagemann S.G., Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geol. Rev., 13:7-27.
- Juliani C., Monteiro L.V.S, Bittencourt J.S., Fernandes C.M.D. 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the paleoproterozoic Uatumã magmatism-Tapajós Gold Province, Amazon Craton. In: Inter. Geol. Cong. 33. General Proceedings, IUGS, CD-ROM.
- Lima, M.V.G.R. 2010. Geologia e geocronologia do depósito aurífero do palito, província tapajós, Itaituba-Pa. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências UFPA, Faculdade de Geologia, Belém, 72p.
- Lima M.V.G.R., Santos M.D., Lafon J.M. 2010. Geologia e Geocronologia do Depósito Aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba - PA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém-PA
- Ludwig, K.R., 2004. Special publication. User's Manual for ISOPLOT/EX: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (version 3.1), 4. Berkeley geochronology center, 71p.
- Serra V.F.H. & Santos M.D. 2008. Controle estrutural do Depósito Aurífero do Palito. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44. Curitiba-PR, Anais, p.155.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster R.P. (ed): Gold Metallogeny and Exploration. Blackie, Glasgow & London. P. 165-209.
- Silva, J.M. 2004. Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 56p.

## MANGANESE MINERALOGY OF THE MATTEWS RIDGE MANGANESE DEPOSITS, GUYANA

*Marcondes Lima da Costa*<sup>1</sup>  
*Carlos H. Bertoni*<sup>2</sup>  
*Henrique Dinis Faria de Almeida*<sup>3</sup>

Instituto de Geociências, UFPA<sup>1</sup>  
ReunionManganese Inc.<sup>2</sup>  
HD-geologia<sup>3</sup>

### INTRODUCTION

The Matthews Ridge manganese deposits are located in northwest Guyana, about 160 km from the capital city of Georgetown. Manganese ore was mined from 1960 to 1968 by Union Carbide and exported via railroad and a fluvial port. Since 2010, Reunion Manganese Inc., a subsidiary of Reunion Gold Corporation from Canada, is exploring these deposits with the objective of re-developing them into a commercial operation. Manganese mineralization is hosted by the Barama Group sedimentary sequence of Proterozoic age and consists of typical saprolitic and detrital deposits formed as a result of supergene enrichment of manganese-rich sediments under a tropical climate. The saprolitic deposits occur along the crest of hills and extend over an area 15 km long.

### MATERIALS AND METHODS

The current work was developed from the systematic chemical, physical and mineralogical analysis of 50 mineralized core and trench samples. The physical analysis comprise density measurements by the hydrostatic method on site and the IG-UFPA laboratory, the mineralogical studies were done by transmitted / reflected microscopy (MOT/MOR) and x-ray diffraction (XRD) at IG-UFPA, while chemical analysis was done by x-ray fluorescence (XRF) and ICP-OES at the laboratory on site

### RESULTS AND DISCUSSIONS

The samples were classified using the following field names: BMF (banded manganese formation), MMF (massive manganese formation), MPH (manganiferous phyllites), PHY (phyllites), DET (detritic), CHE (chert).

The XRD and MOT/MOR analysis (Figure 1) grouped the samples listed below into two major groups:

1) Rocks and manganese ore minerals typically primary: spessartine, rhodochrosite, braunite, hausmannite, besides manganese oxyhydroxides (OHMn) as birnessite, todorokite, lithiophorite, cryptomelane, nsutite, pyrolusite; usually also containing clinocllore and albite. The presence of these OHMn suggests that these rocks are only partially weathered. This fact explains the presence of rhodochrosite, a relatively unstable mineral to weathering. This aspect can be well observed under optical microscope.

2.) Rocks and manganese ores, where the primary manganese minerals are absent or rare, the manganese oxyhydroxides (OHMn) dominate, highlighting birnessite, todorokite, lithiophorite, cryptomelane, more rarely nsutite, pyrolusite; including iron oxyhydroxides (OHFe), which are also found in the first group. Quartz and muscovite (sericite according to optical microscopy) are present in both groups, in varying amounts, usually above 20%. Kaolinite is often (<15%) in all samples, both primary (veinules of kaolin) or as weathering product. This group has been clearly formed by chemical weathering, in which birnessite, todorokite, lithiophorite, cryptomelane, more rarely nsutite and pyrolusite, are categorical mineral indexes, besides gibbsite, goethite.

The MPH are basically composed of sericite, quartz, goethite, with the presence of birnessite and todorokite, which may be products of the weathering of spessartine and / or rhodochrosite in small quantity. The samples are classified as PHY are mineralogically similar to MPH. Two MPH samples (11MRO127A and 11MR239) are, however, light green rocks, finely granular and quite distinct from the other ones because they do not contain OHMn, but a lot rhodochrosite and sericite.

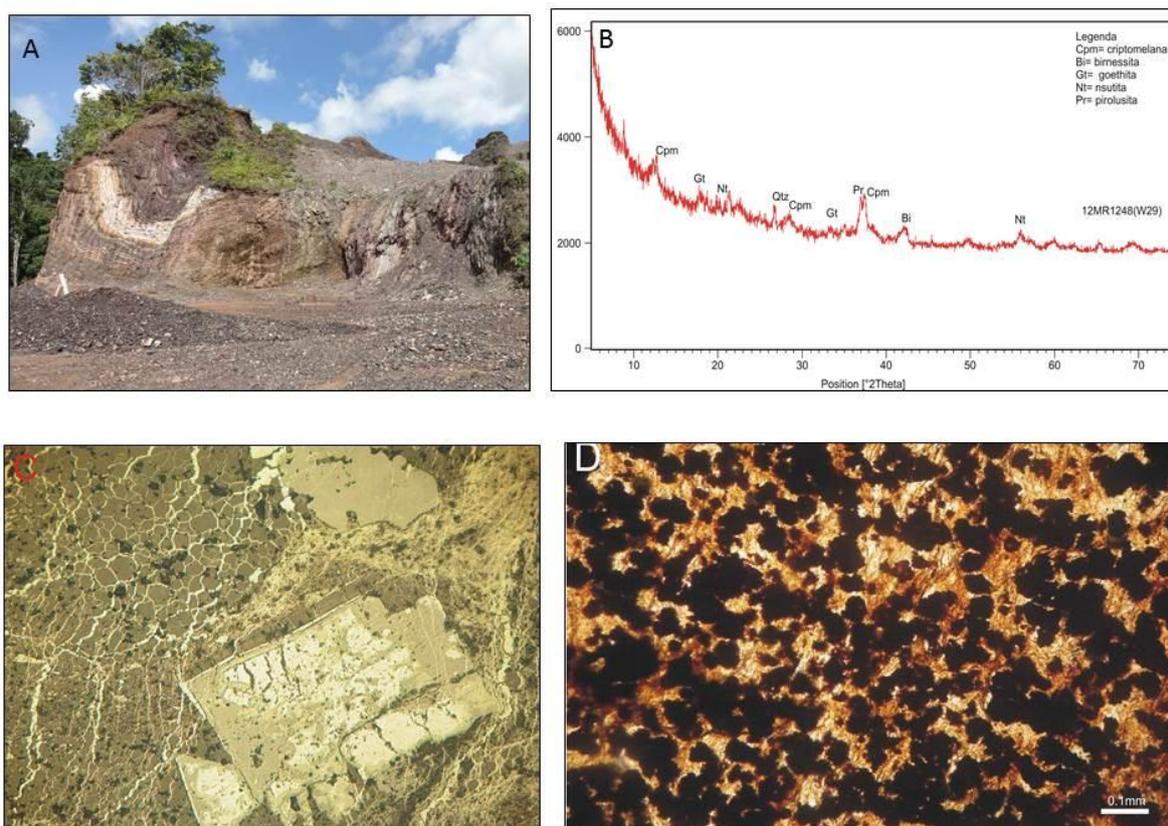


Figure 1 – A. Outcrop of manganiferous ores and associated rocks; B. XRD diagram showing cryptomelane (Cpm), birnessite (Bi), goethite (Gt), nsutite (Nt) and pyrolusite (Py); C. Braunite crystal after bixbyite and/or hausmannite; D. Spessartine grains transformed into OHMn in sericite domain.

The partial chemical composition of distinct manganiferous rocks and ores (Table 1) shows a widespread range of Mn, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe, SiO<sub>2</sub> and even P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and represent the complex mineralogical composition, which is composed of manganiferous silicates, carbonates and oxyhydroxides as already demonstrated previously, what is typical for primary and supergene(lateritic) mananese ore deposits all around the world (Holtrop, 1966; Nicholson, 1992; Varentsov, 1996; Maynard, 2004; Costa *et al.*, 2005).

## CONCLUSIONS

The samples investigated are silicates, carbonates and oxyhydroxides of manganese occurring together with other rock-forming minerals such sericite muscovite, quartz, chlorite, albite and calcite. The most important minerals grouped the samples investigated in only two main sets: partially weathered and very weathered. The partially weathered rocks, a saprolite, still contain manganese silicates, albite, chlorite and spessartine, while the highly weathered rocks carry OHMn, OHFe and clay minerals as well.

The manganese silicates braunite and spessartine are typical primary minerals. The spessartine is typical of phyllic rocks, while braunite of banded massive rocks, in this case by alternating bands of spessartine/rhodochrosite and braunite. The braunite appears to be more stable to weathering, unlike spessartine. Rhodochrosite is the primary manganese carbonate which quickly changes into OHMn and produces several voids. The spessartine changes later, after rhodochrosite, and originates a plasma (cryptocrystalline to amorphous mass) of OHMn and OHFe.

The most abundant OHMn found in Matthews Ridge are of lateritic origin (birnessite, todorokite, cryptomelane and lithiophorite; pyrolusite and nsutite are less frequent) formed mainly from spessartine and rhodochrosite, preserving the structure partially banded or schistose / phyllic.

Cryptomelane, pyrolusite and nsutite suggest more intense weathering, but few samples showed these minerals, in small quantity. It seems that the previous mining removed much of the lateritic manganese

and richer ore, and what remains is representing specifically the initial zone of weathering, the lower saprolite, or it has derived from protore poor in spessartine and rhodochrosite.

Table 1 – Partial chemical composition of manganese rocks and ores from Matthews Ridge.

<i>Samples</i>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Mn</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<i>Samples</i>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Mn</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>
1	10,98	3,72	13,6	<b>36,35</b>	0,21	20	19,75	7,86	21,9	<b>21,79</b>	0,23
2	13,08	3,9	18,1	<b>33,29</b>	0,15	21	14,91	13,13	16,4	<b>24,64</b>	0,3
3	9	2,84	23	<b>34,71</b>	0,13	22	12,24	9,2	11,5	<b>33,81</b>	0,13
4	14,04	4,2	50,3	<b>13,15</b>	0,07	23	9,73	9,19	9	<b>37,89</b>	0,2
5	10,739	3,918	36,485	<b>24,377</b>	0,173	24	8,46	11,59	7,1	<b>36,6</b>	0,46
6	12,53	5,91	49	<b>12,2</b>	0,04	25	11,29	3,18	16	<b>38,15</b>	0,4
7	9,92	2,66	43	<b>23,16</b>	0,09	26	11,4	8,16	38,7	<b>17,55</b>	0,29
8	4,81	1,66	15,8	<b>45,82</b>	0,24	27	10,69	12,25	52,6	<b>6,66</b>	0,18
9	12,16	13,91	18,2	<b>24,69</b>	0,09	28	13,38	3,99	46,5	<b>16,06</b>	0,05
10	20,91	7,84	25,2	<b>20,05</b>	0,04	29	6,57	1,95	21,9	<b>41,63</b>	0,07
11	15,65	3,45	54,1	<b>10,49</b>	0,03	30	7,79	1,89	29,1	<b>23,31</b>	0,09
12	14,72	5,81	55,9	<b>8,14</b>	0,05	31	18,5	4,6	37,6	<b>15,39</b>	0,19
13	17,38	11,74	15,9	<b>23,5</b>	0,08	32	10,94	5,24	51,1	<b>13,44</b>	0,36
14	17,59	12,67	15,1	<b>22,37</b>	0,12	33	14,23	4,03	31,1	<b>24,25</b>	0,11
15	16,39	11,77	12,8	<b>26,23</b>	0,1	34	11,41	3,85	20,5	<b>31,53</b>	0,1
16	13,87	11,05	10,7	<b>30,41</b>	0,12	35	12,37	4,11	11,9	<b>37,9</b>	0,12
17	14,66	9,28	10,3	<b>31,12</b>	0,15	36	15,64	4,73	25,8	<b>24,63</b>	0,09
18	12,01	7,11	9,2	<b>36,24</b>	0,26	37	14,48	3,79	34	<b>22,28</b>	0,18
19	10,14	10,2	8,2	<b>35,79</b>	0,36	<i>Average</i>	<b>12,43</b>	<b>6,26</b>	<b>26,82</b>	<b>25,97</b>	<b>0,20</b>

## REFERENCES

- Costa, M.L., Choque Fernandez, O.J. Requelme, M.E.R., 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: °J. Marini, E. T. Queiroz e B.W. Ramos (eds.) Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM, FINEP, ADIMB, Brasília, p.227-333.
- Holtrop, J.F. 1966. The manganese deposits of Guiana Shield. *Economic Geology* Vol. 60, 1965, pp. 1185-1212.
- Maynard, J.B. 2004. Manganiferous sediments, rocks and ores. In: *Titrease on geochemistry: sediments, diagenesis and sedimentary rocks*, 7: 289-308.
- Nicholson, K., 1992. Contrasting mineralogical-geochemical signature of manganese oxides - Guides to Metallogenesis. *Economic Geology* 87, 1992, p.1253-1264.
- Varentsov, I.M. 1996. Manganese ores of supergene zone: geochemistry of formation. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 342p.

## MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS DE NOVO NATAL, APUÍ - AM

Albuquerque, M.F.S<sup>1</sup>; Horbe, A.M.C<sup>2</sup>; Horbe, M.A; Silva, D.A<sup>3</sup>

1-Programa de Pós Graduação em Geociências, Email- albuquerqueIII@hotmail.com; 2- Departamento de Geociências, Email- ahorbe@edu.br;  
3- Graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, ICE, Av.Gen. Rodrigo Otávio nº 3000 Japiim, CEP- 69070-000 Manaus, Brasil

### INTRODUÇÃO

Na região de Apuí a geologia é composta pelas rochas vulcânicas e subvulcânicas proterozoicas do Grupo Colíder e pelos arenitos, siltitos e carbonatos do Grupo Alto Tapajós constituído pelas formações Beneficente, Juma, Prainha e Terra Preta. Os depósitos neógenos da área são representados pela Formação Içá, a qual compreende arenitos, siltitos e pelitos. Subordinadamente ocorrem crostas lateríticas e latossolos (Reis 2006). Diante deste contexto geológico há registros desde a década de 1950 de ocorrências manganésíferas na região (Liberatore et al.1972). Silva et al.(2012) estudou 5 dessas ocorrências em crostas e colúvio verificou que romanechita, holandita, litioforita, criptomelana, pirolusita e vernadita eram os principais constituintes. Na região de Novo Natal há uma nova ocorrência de manganês associado asiltitos, arenitos e crostas lateríticas que se desenvolveram em contato com rochas vulcânicas (riolito). Este trabalho tem por objetivo estudar esta ocorrência e comparar suas características mineralógicas e geoquímicas com as demais que ocorrem na região e determinar a influência do contexto geológico.

### MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo está localizada no município de Apuí, entre os igarapés Jatuaraninha e Pretinho, afluentes do rio Aripuanã, no sudeste do Amazonas (Figura 1). A mineralogia foi determinada por difração de raios-x e por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os elementos maiores e menores foram determinados e quantificados por ICP-ES em fusão com metaborato de lítio e digestão com HNO<sub>3</sub>, a perda ao fogo por gravimetria, os traços e terra raras por ICP-MS em fusão com metaborato/tetraborato de lítio. Todos analisados na AcmeLab em Vancouver- Canadá.

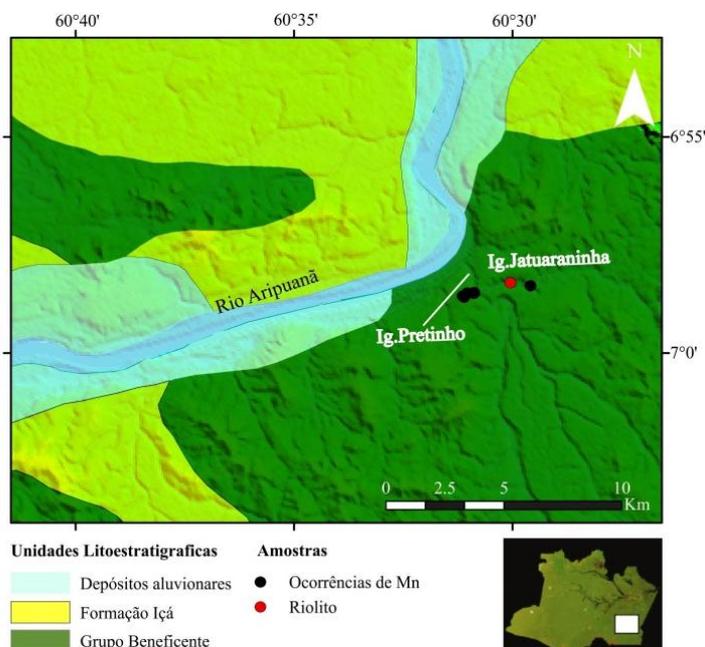


Figura 10: Mapa de localização e de pontos.

### MINERALOGIA E ASPECTOS MACROSCÓPICOS

As ocorrências manganésíferas na região de Novo Natal estão localizadas na zona de contato entre as rochas vulcânicas (riolito) e as sedimentares em área arrasada com até 100 m de altitude. O riolito é rosado, porfirítico, possui matriz afanítica, FK, plagioclásio e quartzo constituem os fenocristais e

subordinadamente ocorrem epidoto e zircão. Localmente, ocorrem geodos de quartzo com até 2 cm de diâmetro em porções caulinizadas da rocha. Sobre este assenta-se siltito rosado de caráter brechóide e composição quartzo-caulinítica. Ao longo das fraturas e fissuras ocorrem pirolusita e romanechita na forma de bastonetes (Figura 2A) além de holandita, manjiroita e penantita. Sobreposto a este ocorre arenito manganífero acinzentado, fino a médio, maciço, poroso, com grãos de quartzo bem selecionados, subarredondados a subangulosos, fraturados e com sinais de corrosão. O cimento destes grãos é composto por pirolusita, criptomelana, coronadita (Figura 2B), hematita e goethita.

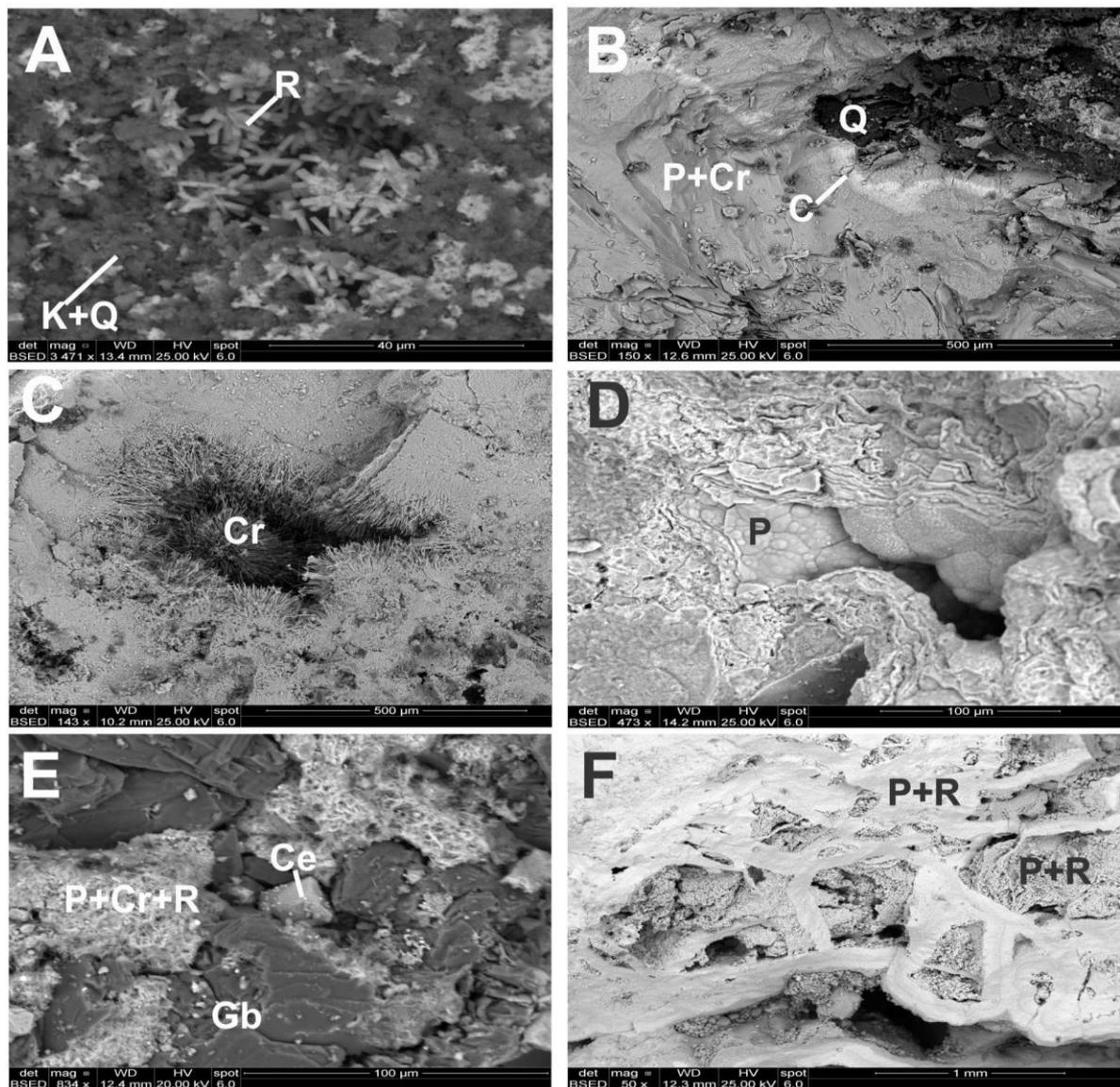


Figura 2- Principais minerais de manganês encontrado no siltito, no arenito e nas crostas. A- Romanechita (R) na forma de bastonetes em meio a matriz quartzo-caulinítica, B- Vênulas de coronadita (C) arenito Mn C- Criptomelana (Cr) acicular radial na crosta maciça, D- Pirolusita (P) botrioidal na crosta maciça, E- Cerianita (Ce) em contato gibbsita (Gb) e com agregado acicular de romanechita (R), pirolusita (P) e criptomelana (Cr) e na crosta vermiforme Mn-Al e F- Detalhe de crosta vermiforme Mn onde o esqueleto da crosta é formado por pirolusita (P) e romanechita (R).

A crosta manganésifera ocorre acima dos arenitos Mn. Tem 3 m de espessura onde é possível identificar 4 fácies: maciça, vermiforme Mn-Al, vermiforme Mn e pisolítica. A crosta maciça possui arcabouço pulverulento, poroso, friável e fraturado constituído por criptomelana acicular radial, pirolusita botrioidal (Figura 2C e D), holandita e coronadita. Há porções endurecidas rosadas com predomínio de gibbsita, caulinita, hematita e goethita. Nas fraturas e cavidades ocorre caulinita amarelada.

A crosta vermiforme Mn-Al apresenta porções marrons azuladas com hábito dendrítico a acicular-radial compostas por criptomelana, romanechita, pirolusita e cerianita (Figura 2E) envolvidas por plasma composto por gibbsita, caulinita, goethita e hematita que perfaz 50-70%. A crosta vermiforme Mn é cinza-azulada, dura, compacta e possui brilho fosco a submetálico. O esqueleto manganêsífero, perfaz 60 a 80 % da crosta, é composto romanechita e pirolusita maciça a botrioidal (Figura 2). As cavidades perfazem 20 a 40% das crostas e são preenchidas por gibbsita, quartzo, anatásio, caulinita, goethita e hematita. A crosta pisolítica ocorre acima da manganêsífera e possui pisólito avermelhado de hematita e gibbsita, envolvidos por plasma gibbsítico rosado com hematita, caulinita e goethita subordinadas. Envolvendo o plasma há uma fina película escura de goethita, romanechita e pirolusita.

## GEOQUÍMICA

O riolito e o arenito se diferenciam das crostas, pois os primeiros possuem conteúdo elevado de Si (46,7- 67,67% de SiO<sub>2</sub>) e baixo de Al (< 1 a 13,58% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e Fe (< 6,0% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). As crostas também se diferenciam entre si, as vermiformes Mn e maciças são mais manganêsíferas (53 a 62,66% de MnO), pobres em SiO<sub>2</sub> (<1%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 6%) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<1% nas vermiformes Mn e < 8,5% nas maciças). As vermiformes Mn-Al e pisolíticas se diferenciam das vermiformes Mn e maciças por serem mais aluminosas (19,35 a 27,87%) e ferruginosas (15,68 a 50,02%), por outro lado têm menos manganês (13,13 a 25,82%). A PF (1,8 e 6,1 respectivamente) é menor no riolito e no arenito devido a grande quantidade de quartzo como indica os teores elevados em Si, e maior nas crostas (11,4 a 19,8 %) por terem minerais hidratados como a gibbsita, goethita, criptomelana, romanechita, pirolusita e coronadita. A razão SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> é muito elevada no arenito (66,71), elevada no riolito (4,98) e muito baixa nas crostas (0,0847 a 0,6118).

O riolito caracteriza por apresentar Rb e Zr superior à média crustal, embora na crosta pisolítica Al-Mn e no topo da vermiforme Al-Mn o Zr também é >1. Os arenitos Mn e as crostas são semelhantes e possuem enriquecimento em As, Ba, Cu (exceto na crosta vermiforme Mn-Al), Co, Ga, Mo, Pb, U e Zn. Os teores Hf são superiores a média crustal apenas no topo da crosta vermiforme Mn-Al e na pisolítica, por outro lado, Th, Ni e Be são enriquecidos apenas nas crostas, com exceção da crosta maciça onde Th e Ni são empobrecidos em relação à média crustal (Figura 3A). Entre os elementos são identificados três grupos: O primeiro é composto por Zn, Pb, Tl, As, Y, Ga, Co, Cu, Ba, Ag e Sr que estão relacionados principalmente ao MnO e ao Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ou estão presentes na romanechita, holandita, criptomelanagoethita e hematita. O segundo grupo é constituído por As, Ag, Tl e Sr que têm comportamento semelhante ao CaO e P, e seus valores de maior expressão são coincidentes. O terceiro grupo é do Rb, K e Na, estes se encontram na estrutura de minerais como a criptomelana e holandita e nos feldspatos do riolito.

O riolito, o arenito Mn e as crostas são enriquecidas em ETRL em relação aos ETRP (Figura 3B). O conteúdo de ETRL é maior onde a razão Si/Al é baixa, com exceção da crosta vermiforme Mn (P1). A soma dos ETRL é mais elevada nas crostas vermiformes Mn-Al (1382,26 e 496,82 ppm) e mais baixas no arenito Mn (86,64 ppm) e na crosta vermiforme Mn (P1) (66,91 ppm). A razão Ce/Ce\* é alta nas crostas vermiformes Mn-Al (10,96 e 26,47) por apresentarem anomalia positiva em Ce (5,63 e 16,59) devido a presença de cerianita, embora anomalia positiva em Ce (1,96) também ocorra no arenito Mn e na crosta maciça. As razões Eu/Eu\* são baixas no riolito (0,57) e na crosta vermiforme Mn-Al (0,49 a 0,53), no arenito e nas demais crostas variam de 0,72 a 0,92. As razões Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> e La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> são elevadas no arenito Mn (4,10 e 4,72). Na crosta pisolítica destaca-se a razão La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> (3,50) e La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> (1,77) e nas demais litologias variam de 0,21- 1,55 e 0,17- 1,62 respectivamente. A razão Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> é alta no topo da crosta Mn-Al (2,73) e na vermiforme Mn (P2) (2,51).

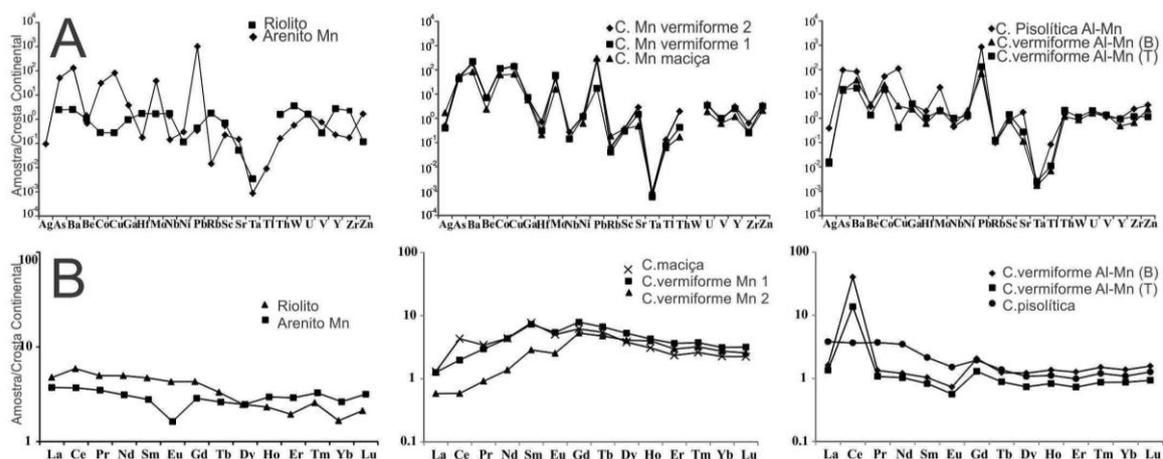


Figura 3: Geoquímica dos elementos traços e terras raras nas rochas e crostas.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

No arenito e nas crostas Mn o hábito dos minerais de Mn exibidos mediante análise de MEV mostraram diferenças, a romanachita é acicular, maciça ou na forma de bastonetes, a criptomelana possui hábito dendrítico a acicular radial, a pirolusita é botrioidal ou maciça e a coronadita é vênular. A romanachita é o principal mineral que justifica os elevados teores de Ba. O conteúdo de Pb, mais elevado no arenito Mn e na pisolítica Al-Mn, se deve à presença de coronadita e holandita subordinada. O  $K_2O$  está associado às crostas onde a criptomelana é o principal constituinte, como é o caso da maciça e da vermiforme Mn-Al. Os altos valores de Ce na crosta vermiforme Mn-Al estão relacionados à presença de cerianita, e assim como verificado por Braun et al. (1990) esta tende a se acumular onde o conteúdo de Fe é mais elevado (28,34- 50,02 % de  $Fe_2O_3$ ). Os valores anômalos de Ce na crosta sugerem relação com o riolito onde a dissolução de epidoto abundante na vulcânica liberou Ce para solução e, posteriormente oxidado formou cerianita. A razão  $Eu/Eu^*$  se mostrou inversamente proporcional à do  $Ce/Ce^*$  nos arenitos e crostas, ou seja, onde a  $Eu/Eu^*$  é baixa, o conteúdo de  $Ce/Ce^*$  é alto assim como nas crostas vermiformes Mn-Al. Comparadas as ocorrências estudadas por Silva et al. (2012), as crostas em Novo Natal se diferenciam por apresentar coronadita e não apresentar litioforita. Com relação à geoquímica as crostas de Novo Natal são enriquecidas em Pb, Cu, ETRLo que permite concluir que estaria relacionado à influência do riolito, por outro lado possuem menor conteúdo em Zn, V e Ni e menores razões  $Eu/Eu^*$  e  $Ce/Ce^*$ , embora a crosta vermiforme Mn-Al possua valor de Ce até 40 vezes superior a crosta continental.

## REFERÊNCIAS

- Braun J., Pagel M., Muller J., Bilong P., Michard A. & Guillet B. 1990. Cerium anomalies in laterite profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 781-795.
- Liberatore, G., J. D. Alecrim, J. B. Medeiros, R. F. Malouf, S. S. Pinheiro, S. M. Achão & J. O. S. Santos. 1972. Projeto Aripuanã – Sucundurí: 1-78. DNPM/CPRM, Manaus.
- Reis N.J. 2006. Rochas carbonáticas da região de Apuí – Amazonas. Série Insumos minerais para agricultura, N° 12. 60p.
- Silva, P.J.M, Horbe A.M.C, Horbe M.A. 2012. Mineralogia e geoquímica de ocorrências manganíferas da bacia Alto Tapajós, sudeste do Amazonas, Brasil. *Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi. Cien. Nat.*, 7, 11-28.

## CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS MINERALIZADAS-BORDA LESTE DO GRANITO MATUPÁ – TERRA NOVA DO NORTE – CRÁTON AMAZÔNICO

Max Salustiano de Lima Júnior<sup>1</sup> (*maxlima\_zuco@hotmail.com*); Elzio S. Barboza<sup>2</sup> (*elziosb@yahoo.com.br*);  
Francisco C. E. Pinho<sup>2</sup> (*aguapei@yahoo.com*); Jonas Rambo<sup>3</sup> (*jonas.mangoni@hotmail.com*)

Bolsista PIBIC- Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT)  
Docente- Departamento de Recursos Minerais (DRM)  
Bolsista CNPq mestrado

### INTRODUÇÃO

Na Fazenda Figueira Branca, localizada em Terra Nova do Norte-MT, há um registro de grande atividade garimpeira, marcada por extensas cavas abandonadas de onde foram extraídas significativas quantidades de minério. A atividade garimpeira teve seu auge entre os anos de 1992 a 1997, período esse em que foram trabalhados veios de quartzo com altos teores de ouro e prata. Essas estruturas de contorno flonear estão encaixadas na borda leste do batólito granítico Matupá Facies 2 (Paes de Barros, 1994; Moura, 1998; Moreton e Martins, 2003), para Província Aurífera Alta Floresta. O objetivo deste trabalho é apresentar uma descrição detalhada dessas cavas garimpeiras, discutindo o controle geológico estrutural e abordando aspectos da natureza geoquímica desses corpos mineralizados.

### METODOLOGIA

Foram selecionadas três corpos mineralizados, hospedados no Granito Matupá ainda nos perímetros da Fazenda Figueira Branca. Nestes corpos foram obtidos dados estruturais e litológicos, gerando um mapa geológico estrutural dessas áreas mineralizadas. Além disso, foi feita amostragem da rocha encaixante, de veios de quartzo e das zonas de alteração hidrotermal adjacentes aos veios, neste caso através de amostragem de canal com 1 m perpendicular ao veio. Um total de 18 amostras foram enviadas para o laboratório *Acme Labs*, e analisados para 47 elementos, fazendo uso do método de ICP-MS.

### RESULTADOS

- **Filão do Lage**

Este corpo mineralizado com ouro foi lavrado a céu aberto, dando forma a uma cava garimpeira alongada segundo W-E com dimensões de 140 x 40 m e até 20 m de profundidade. Assim como os demais locais, a mineralização ocorre associada a veios de quartzo e disseminações na encaixante alterada. Além de veios, foram descritos, diques máficos parcialmente intemperizado e zonas hidrotermalizadas bem marcadas por tonalidade vermelha e amarela do saprolito granítico (Fig.1). Essas zonas hidrotermalizadas estão representadas no mapa geológico em vermelho, quando predomina alteração potássica, e em amarelo, as zonas predominantemente fílicas. O Granito Matupá, encaixante da mineralização é isotrópico, porém quando próximo aos veios apresenta uma clivagem de fraturas sistemática de direção N80°W/subvertical que se estende ao dique máfico presente na cava. O dique tem até 1 m de espessura, já os veios têm na sua maioria 20 cm e formam enxames dispostos paralelamente, nas direções N80°W/75°SW, porém não são raros veios com 5 cm de espessura interceptando os primeiros (E-W), são veios sub-verticais com duas direções preferenciais N04°E e N45°E.

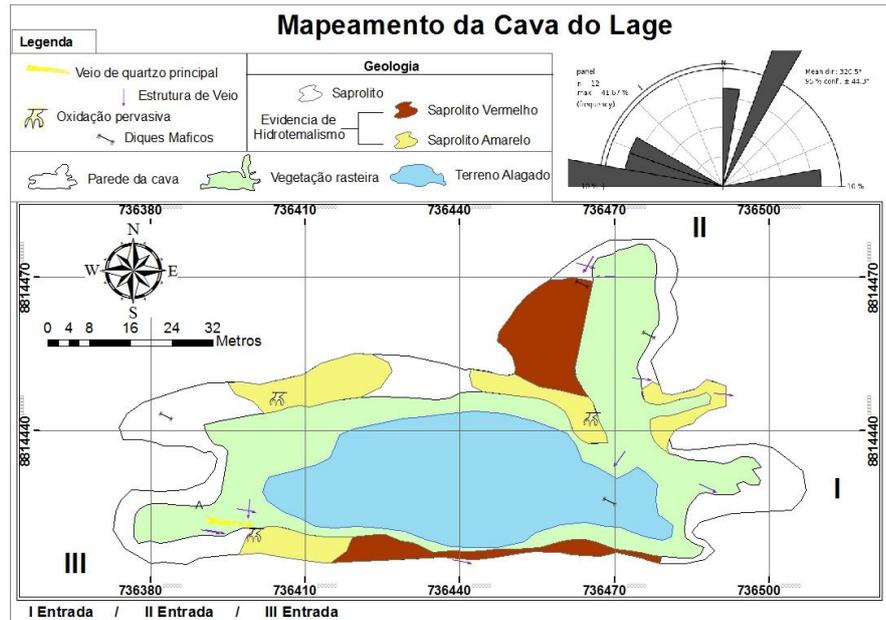


Figura 1 - Mapa geológico estrutural da cava garimpeira Filão Laje com a plotagem de estruturas.

• **Filão do Concheira**

No Filão do Cocheira a lavra a céu aberto atingiu tem 130 x 50 m e profundidade de 10 m. A mineralização está associada a um sistema de finos veios de quartzo variando entre 2 a 4 cm com espaçamentos de 1 m, juntos os veios somam mais de 10 m de zona mineralizada, com atitudes N03°-15°E/75°-88°SE no granito saprolizado (Fig.2). No interior da cava ocorre um dique de diabásio com 1 m de espessura com direção N80°W. O alto grau de intemperismo não permitiu identificar estruturas na cava, do mesmo modo que fragmentos de granitos potassificados e epidotizados, foram coletados porém não sendo possível delimitar esses corpos devido a intensa alteração intemperica no local e condições de terreno.

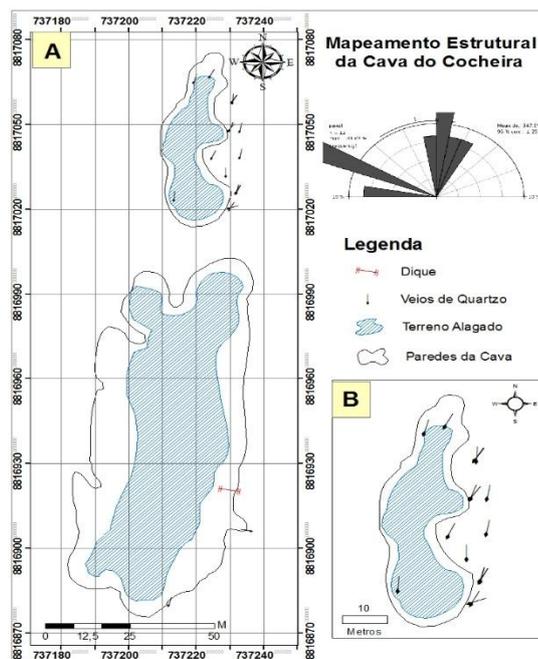


Figura 2 - Mapeamento Estrutural Cava Garimpeira do Cocheira.

- **Filão do Vinte**

O Filão do Vinte é o único em atividade no local, esta sendo lavrado em sub-superfície, o que possibilitou a realização de um mapeamento de galerias subterrâneas. O principal veio de quartzo mineralizado, com ouro se estende por cerca de 30 m de comprimento, sob a forma de um sistema filoneano (NNE-SSW) exposto no teto das galerias. Os veios de quartzo orientam-se segundo N05°E/70°NW podendo variar entre 2 cm a 1 m de espessura (Fig.3). Pontualmente é possível notar uma alteração fílica, que margeia o veio na forma de lentes descontínuas, com cores escuras, compostas por sericita e milimétricas vênulas de quartzo. No interior da galeria ocorre um sistema de diques de diabásio que afloram nas paredes e no teto das galerias, geralmente com atitudes de N80°W/ subverticais podendo variar 3 cm a 1 m de espessura porem com direções ora oblíquos ao *trend* N-S.

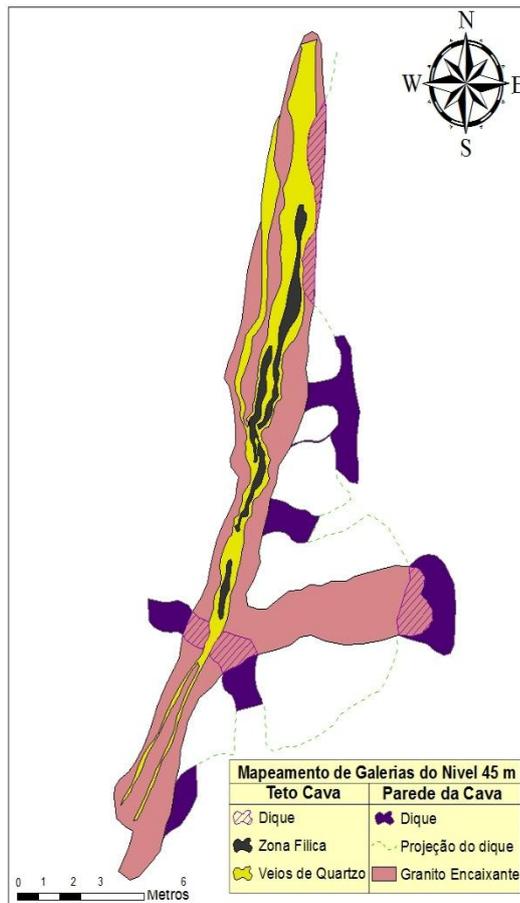


Figura 3 - Mapa Geológico de galerias subterrâneas filão do Vinte.

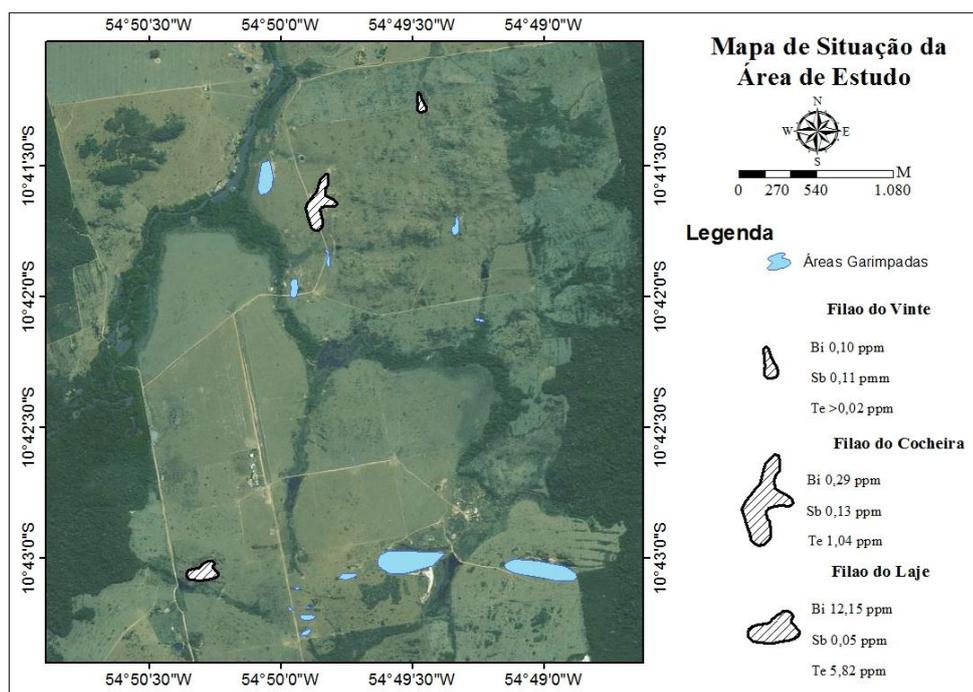
### GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES

As cavas garimpeiras do Laje e do Cocheira apresentaram bons resultados para ouro e prata. Os teores de Au obtidos para o Laje variam entre 3,43 a 0,96 ppm, com anomalias de 17,69 ppm, enquanto os teores do Cocheira oscilam entre 8,38 a 0,66 ppm com anomalias de 28,78 ppm. Os baixos valores do Vinte, resultam de amostragem de rocha encaixante distal ao veio mineralizado. Em geral, não foram identificados os valores S, nas cavas garimpeiras, sendo os teores <0,02 ppm. Os baixos valores em Ag, As, Cu, Zn e Pb são semelhantes para as cavas do Cocheira e do Vinte, enquanto a cava do Laje apresenta valores mais significativos de metais (Qdr.1).

**Quadro 1: Relação da médio de teores de Au, Ag, As, Cu, Zn e Pb (em ppm), para cada garimpo**

Nº de amostras	Garimpos	Au	Ag	As	Cu	Zn	Pb
6	Filao do Laje	5,01	1,58	29,2	40,14	35,4	40,1
7	Filao do Cocheira	6,97	0,829	10,3	5,16	4,5	14,43
6	Filao do Vinte	0,01	0,03	5,4	6,15	11,2	12,21

A disposição dos corpos de minério descritos acima, é representada no mapa (Fig. 4) onde é perceptível o arranjo estrutural dos corpos segundo os padrões NNE e W-E, na figura consta ainda os teores de Sb, Bi e Te de amostras coletadas nesses filões.



**Figura 4 - Mapa local com áreas garimpadas e em destaque as cavas detalhadas nesse estudo.**

## CONCLUSÃO

A mineralização ocorre na forma de sistemas de veios controlados estruturalmente por N80°W e N03°-15°E ambos subverticais. Não foi possível identificar indicadores cinemáticos, porém existe uma clivagem de fratura orientada com direções E-W. A presença de diques maficos e sistemas mineralizados, subparalelos, definindo lineamentos controlados por direções N80°W, configura um padrão de relevos residuais no interior da Fazenda Figueira Branca. Corpos mineralizados como o Filão do Laje entre outras mineralizações alinhadas segundo a direção EW, sugerem um cisalhamento EW em que mostra a importância dessas estruturas na arranjo dos corpos de mineralizados. Estruturas subsidiárias de direção N-S tipo R' de Souza *et al.* 2005 (projeto PRomin Alta Floresta, 2005) em parte mostram-se coincidentes com os filões do Cocheira e Vinte (Fig.4). Estes filões constituem sistemas gerados em ambientes rasos alojados em estruturas subordinadas eminentemente rúpteis, quiçá mais jovens no processo evolutivo dessas zonas de transcorrência E-W. Esses dados evidenciam depósitos tectonicamente controlados em que a mineralização se alojou em sistemas de fraturas, gerados durante a evolução da expressiva zona de cisalhamento E-W de amplitude regional na Província Aurifera Alta Floresta. A assinatura química pode em partes ser caracterizada por Au+Ag+As+Bi+Te (Filão do Laje) e Au+Ag+Sb (Filões do Cocheira e Vinte).

## PANORAMA DA EXPLORAÇÃO MINERAL NO ESTADO DO AMAZONAS: UMA VISÃO INSTITUCIONAL

COELHO, Milliam Caetano Hilário; GOMES, Edson Pinheiro OLIVEIRA, Itaní Sampaio de.

IPAAM, Manaus, Amazonas, Brasil, iso13@ibest.com.br

### INTRODUÇÃO

A atividade de exploração mineral contribui para o desenvolvimento econômico do País e vive hoje um dos melhores momentos dos últimos cinco anos. Este fato impulsionou novas solicitações de licenciamento para pesquisa, lavra garimpeira e extração mineral em terra firme e em leito de rio, durante o primeiro semestre de 2013. Com o objetivo de realizar o levantamento dos recursos minerais do Estado do Amazonas, este trabalho representa uma estatística sobre os bens minerais licenciados no Instituto de Proteção Ambiental do Estado do Amazonas – IPAAM e respectivos municípios detentores desse potencial minerário, bem como a utilização de informações geradas pela Gerência de Recursos Hídricos e Minerais deste Instituto.

Além de um grande potencial para materiais de uso imediato na construção civil, como areia, argila e brita, o Amazonas destaca-se, também, pela produção de minerais metálicos e industriais, gerando impactos na macroeconomia envolvendo: o investimento internacional direto, as exportações, a receita governamental, a renda nacional e o emprego (ICMM, 2012).

Dessa forma, é necessária a divulgação das atividades de exploração que estão sendo licenciadas no interior do Estado do Amazonas, para dimensionar o potencial minerário de cada município e sua contribuição econômica e social no desenvolvimento da região.

### METODOLOGIA

Este trabalho foi realizado no período de janeiro a junho de 2013, envolvendo o levantamento do licenciamento de substâncias minerais ocorridas para pesquisa, lavra garimpeira e extração em terra firme e em leito de rio.

A pesquisa está classificada quanto à abordagem do problema na forma qualitativa e quantitativa, visto que foi realizado levantamento bibliográfico para sua execução e tratamento estatístico dos dados coletados, pois segundo Diehl (2004) a primeira descreve a complexidade do problema, sendo necessário compreender e classificar os processos dinâmicos; enquanto que a segunda, trata do uso da quantificação, tanto na coleta quanto no tratamento das informações.

Inicialmente limitou-se o universo da amostragem, ou seja, restringiu-se a pesquisa às expedições de licenças da Gerência de Recursos Hídricos e Mineração – GRHM do IPAAM no período de seis meses, em seguida foi realizado tratamento estatístico das substâncias minerais exploradas por região, ou seja, para cada município foi classificada somente a substância com maior incidência de exploração; e finalmente, foram confeccionadas as tabelas de percentuais e gráficos, com descrição dos municípios e suas respectivas potencialidades minerárias.

### RESULTADOS

De acordo com o levantamento das concessões de licenciamento mineral realizado entre os meses de janeiro a junho de 2013 na Gerência de Recursos Hídricos e Minerais – GRHM, foram classificadas 349 concessões de licenças representativas do maior potencial minerário de cada município do Estado do Amazonas, das quais destacaram-se as substâncias: areia, argila, granito, laterita/saibro, ouro, seixo e gipsita distribuídos em 42 municípios do Estado do Amazonas, incluindo a capital Manaus (Tabela 01).

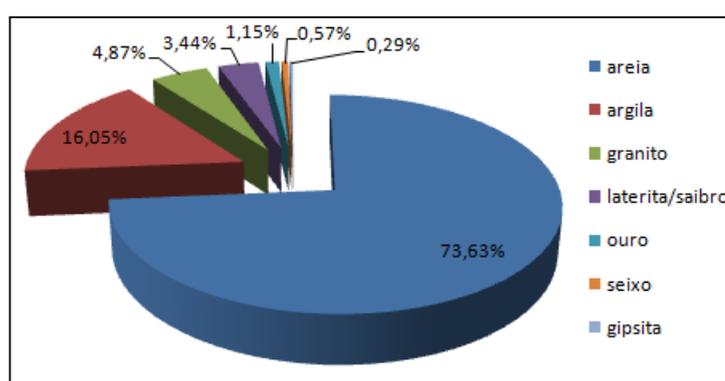
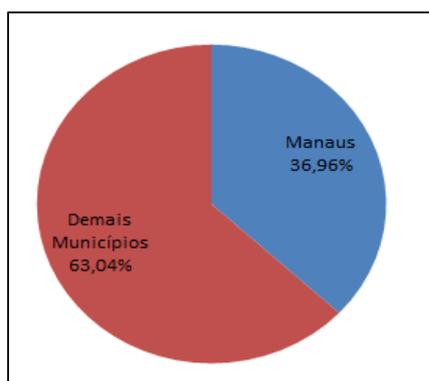
Na Figura 01 pode ser observado que a capital do Amazonas, Manaus, tem como potencial minerário mais representativa a extração de areia, que corresponde a 36,96%, enquanto os demais municípios detêm 63,04% correspondente à extração de outros minerais representativos.

Desses, conforme Figura 02, 73,63% diz respeito à lavra de areia, 16,05% de argila, 4,87% de granito, 3,44% de laterita/saibro, 1,15% de ouro, 0,57% de seixo e 0,29% de gipsita, sendo que os municípios detentores desse potencial minerário são: Apuí, Atalaia do Norte, Autazes, Barcelos, Benjamin Constant, Beruri, Boca do Acre, Borba, Caapiranga, Carauari, Careiro, Coari, Eirunepé, Envira, Fonte Boa, Guajará, Humaitá, Iranduba, Itacoatiara, Japurá, Lábrea, Manacapuru, Manaus, Manaquiri, Manicoré, Marã, Maués, Novo Airão, Novo Aripuanã, Parintins, Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva, São Gabriel da

Cachoeira, Santa Isabel do Rio Negro, Santo Antonio do Iça, São Sebastião do Uatumã, São Paulo de Olivença, Silves, Tabatinga, Tapauá, Tefé e Urucará, dentre os 62 municípios que fazem parte do Estado do Amazonas (Figura 03).

Tabela 01: Substâncias minerais representativas dos municípios do interior do Amazonas.

SUBST. MINERAL	MUNICÍPIOS DO AMAZONAS
AREIA	Apuí, Atalaia do Norte, Beruri, Borba, Caapiranga, Carauari, Careiro, Coari, Eirunepé, Envira, Itacoatiara, Japurá, Lábrea, Manaus, Marãã, Novo Airão, Novo Aripuanã, Parintins, Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva, Santa Isabel do Rio Negro, Santo Antonio do Iça, São Sebastião do Uatumã, Silves, Tapauá e Tefé.
ARGILA	Autazes, Benjamin Constant, Fonte Boa, Guajará, Iranduba, Manacapuru, Maués e Tabatinga
GRANITO	Barcelos
LATERITA/SAIBRO	Boca do Acre e Manaquiri
OURO	Humaitá, Manicoré e São Paulo de Olivença
SEIXO	São Gabriel da Cachoeira
GIPSITA	Urucará



Figuras 01 e 02: Exploração mineral de Manaus em relação aos demais municípios; e substâncias minerais mais exploradas no primeiro semestre de 2013.

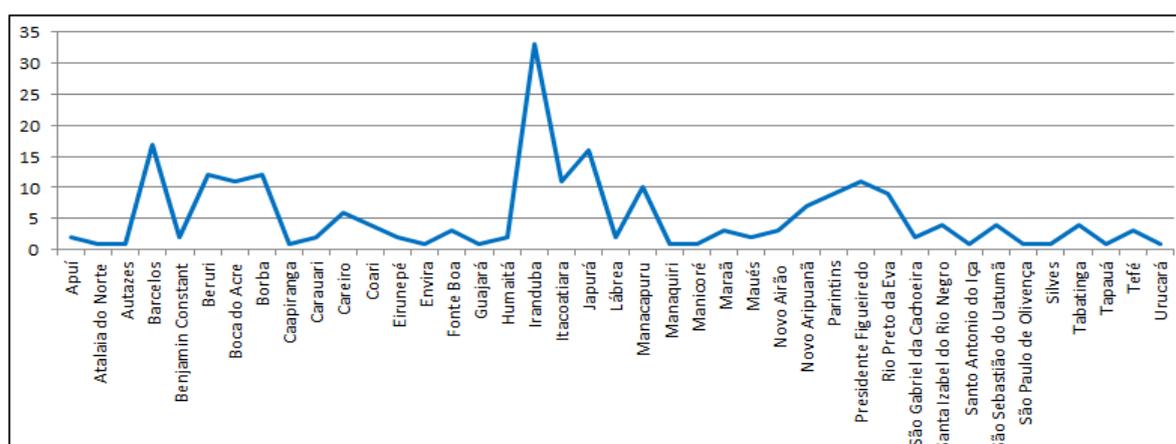


Figura 03: Municípios por número de atividades licenciadas.

## DISCUSSÃO

As atividades de mineração são de fundamental importância para o desenvolvimento de uma região, portanto, é necessário que se tenha conhecimento do potencial minerário de cada município. Apesar de Manaus estar à frente das estatísticas com aproximadamente 37% da exploração, outros municípios destacam-se como: Iranduba, Barcelos e Japurá (Figura 04), enquanto alguns ainda estão descobrindo seu potencial minerário como Autazes, Caapiranga, Urucará, entre outros.

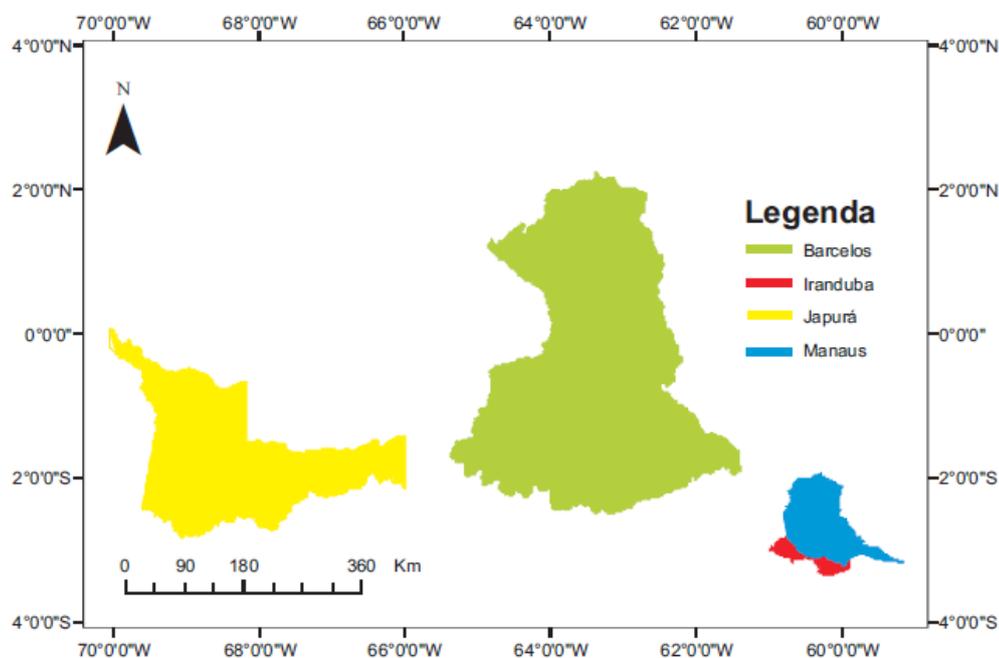


Figura 04: Municípios com maior número de atividades licenciadas no 1º semestre/2013.

Assim, sugerimos a continuidade deste trabalho, uma vez que foi realizado no período de “inverno amazônico”, quando há maior incidência de chuvas no Estado e, por isso, as solicitações de licenciamento encontram-se em menor número. É importante, também, explicitar que as atividades desenvolvidas nesse contexto são fiscalizadas e monitoradas pelos órgãos ambientais competentes em obediência às legislações ambientais federal, estadual e municipal, possibilitando a realização de atividades de exploração com o desenvolvimento de técnicas e procedimentos para recuperação da área degradada.

Conforme IBRAM (2012) podem ser desenvolvidas parcerias com os empreendedores que envolvam temas prioritários como: gestão dos lucros, planejamento do desenvolvimento regional, investimento social, redução da pobreza, conteúdo local e resolução de conflitos. Isto porque a relutância das empresas em relação às questões ambientais está sendo gradualmente substituída por atitudes positivas, caracterizada por ações até mesmo voluntárias e preventivas (BARRETO, 2002).

Assim, torna-se viável uma análise das atividades que estão sendo desenvolvidas no interior do Estado do Amazonas, com as ações de recuperação das áreas degradadas, em uma próxima oportunidade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barreto M. L. et al. 2002. Minería, Minerales y Desarrollo Sustentable en Brasil. Equipo MMSD América Del Sur. In: IEED/WBCSD, 5. p.: 215-339.

Diehl A. A. 2004. Pesquisas em ciências sociais aplicadas: métodos e técnicas. Ed. Pearson Brasil, São Paulo, 200 p.

IBRAM – Instituto Brasileiro de Mineração. 2012. In: ICM. O setor de mineração no Brasil: criar instituições para o desenvolvimento sustentável. Mineração: Parcerias para o desenvolvimento, Série Spotlight, 17, 8p.

ICMM – International Council on Mining & Metals. 2012. The role of mining in national economies. Mining's contribution to sustainable development, 20p.

## INVESTIGAÇÃO GEOCRONOLÓGICA (U-Pb E Ar-Ar) NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ESTANHO LIBERDADE, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA, E SUA IMPLICAÇÃO METALOGENÉTICA

Paulo Sérgio Mendes dos Santos Júnior<sup>1</sup>, Valmir da Silva Souza<sup>2</sup>, Elton Luiz Dantas<sup>2</sup>

1 – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília / Metalmig Mineração, Indústria & Comércio Ltda. / Melt Metais & Ligas Ltda., e-mail: paulosergiomendes@yahoo.com.br

2- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, e-mail: vsouza@unb.br e elton@unb.br.

### INTRODUÇÃO

O depósito de estanho Liberdade foi descoberto no início da década de 2000, porém apenas no final de 2010 começou a ser explotado até meados de julho de 2011, de onde foi extraído cerca de 600 ton. de cassiterita. Atualmente encontra-se desativado, porém a empresa Metalmig Mineração, detentora dos direitos minerais, estuda a possibilidade de reabertura das atividades exploratórias. Esse depósito de estanho está localizado no Município de Campo Novo de Rondônia (Fig. 1), inserido na porção sul do domínio da Suíte Intrusiva Alto Candeias - SIAC (1346 – 1339 Ma), a qual agrupa rochas porfíricas média a grossa e termos equigranulares finos a médios, constituídos em proporções variadas por hornblenda-biotita monzo a sienogranitos rapakivi, além de sienitos e charnockitos (Isotta *et al.* 1978, Bettencourt *et al.* 1999, CPRM 2007). Segundo Bettencourt *et al.* (1999), a SIAC está relacionada aos estágios finais da orogenia Rondoniana-San Ignácio (1.50 – 1.30 Ga), cuja evolução magmática não geraria importantes concentrações metálicas dentro da Província Estanífera de Rondônia. Este trabalho traz novos dados geocronológicos U-Pb e Ar-Ar sobre as rochas da SIAC e sobre o sistema hidrotermal estanífero associado ao depósito de estanho Liberdade, discutindo as relações de tempo e provável evento magmático responsável por esta mineralização.

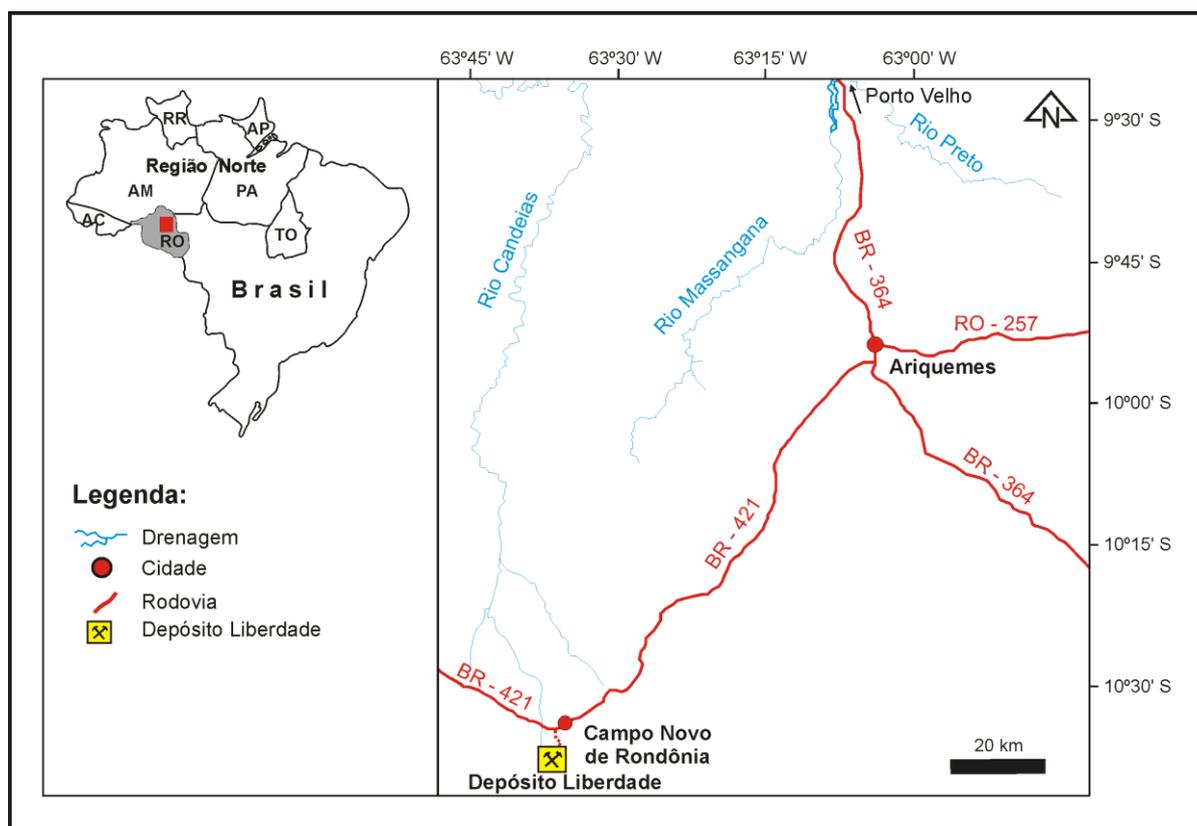


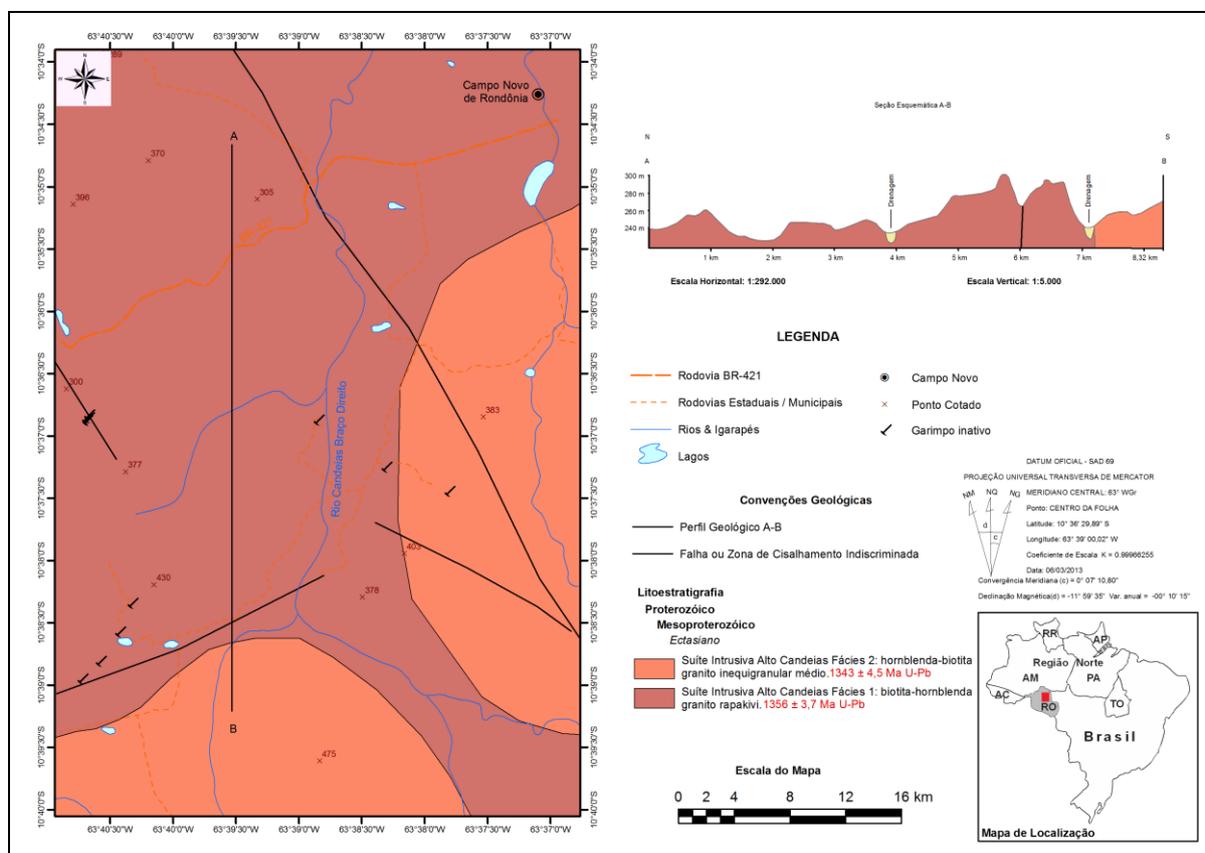
Fig. 1. Mapa de localização do depósito de estanho Liberdade.

### PROCEDIMENTO ANALÍTICO

As análises U-Pb sobre as diferentes fácies petrográficas identificadas dentro da área do depósito de estanho Liberdade, foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília,

aplicando o método LA-ICPMS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*), com equipamento do modelo Neptune da Thermo Finnigan, sobre populações de cristais de zircão, adotando o procedimento analítico proposto por Bühn *et al.* (2009). Já as análises  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  foram realizadas no laboratório de geologia isotópica da *Queen's University, Department of the Geological Sciences & Geological Engineering*, Ontário (Canadá). Utilizou-se cristais de micas de greisens que foram irradiados em um reator nuclear do tipo *McMaster* e o conteúdo de Ar medido em um espectrômetro de massa do tipo MAP 216, usando como referencia o padrão  $\text{H}_3\text{Gr}$  (hornblenda) em 1072 Ma (Roddick 1983).

**Resultados.** Na área do depósito de estanho Liberdade a SIAC está representada por três fácies petrográficas: biotita-hornblenda granito rapakivi, hornblenda-biotita granito inequigranular médio e biotita granito inequigranular fino (Fig. 2). Esta última fácies petrográfica é encontrada apenas na frente de lavra, associada a veios de quartzo e bolsões de greisens mineralizados a cassiterita  $\pm$  arsenopirita, não apresentando escala para ser cartografada. Em geral, os tipos petrográficos são constituídos, em proporções variáveis, por microclínio, oligoclásio, quartzo, hornblenda e biotita, tendo como acessórios ilmenita, apatita, titanita, monazita, zircão e pirita, além de allanita, sericita, clorita, epidoto e grunnerita como minerais secundários. Apresentam composição meta a peraluminosa, subalcalina de alto K, com assinaturas geoquímicas compatíveis aos granitos do tipo A.



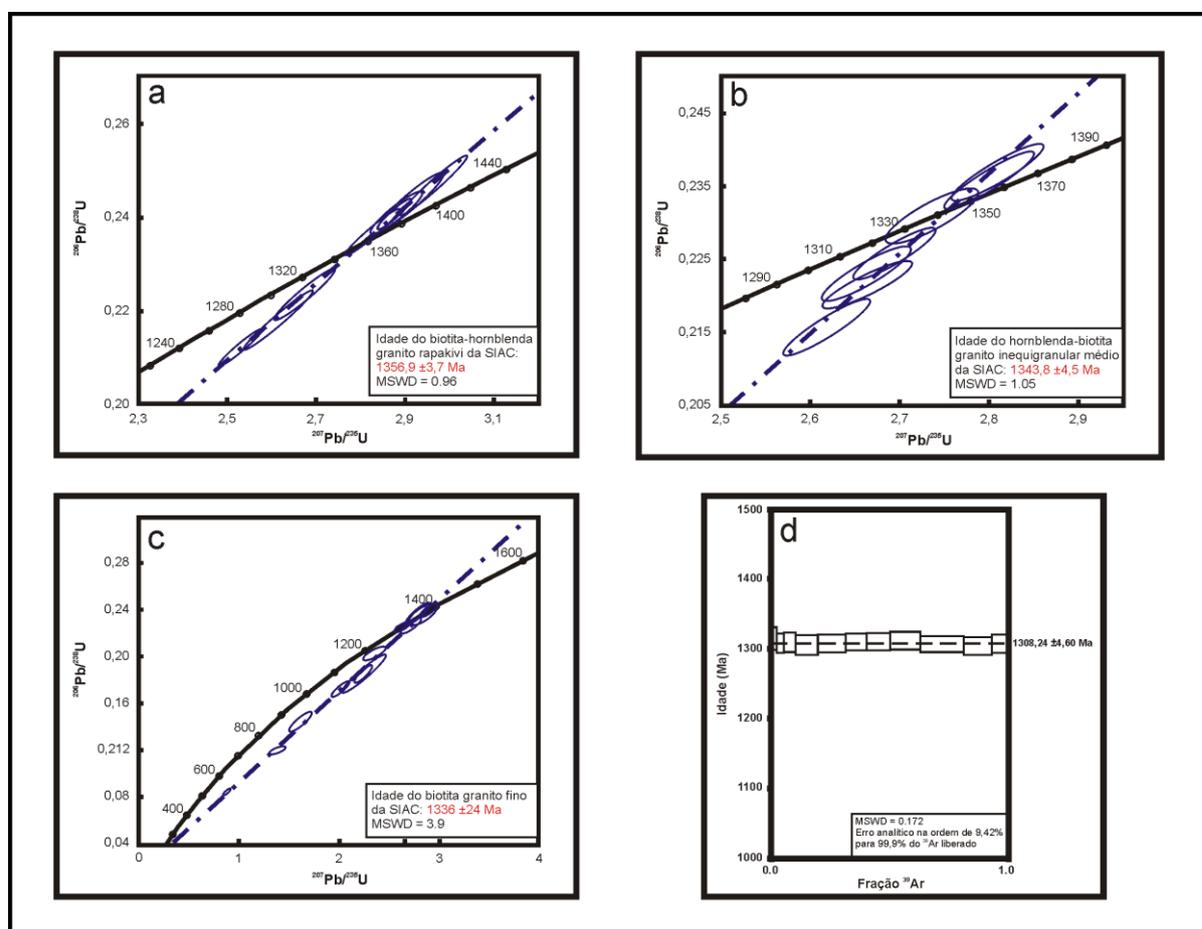
**Fig. 2.** Mapa geológico do depósito de estanho Liberdade.

Nas análises U-Pb os cristais de zircão encontrados nas diferentes fácies de rochas estudadas exibem, em geral, formas subédricas a euédricas com terminações bipiramidais, cor entre vermelho claro, cor-de-rosa e incolores, translúcidos, com tamanho entre 300 e 700  $\mu\text{m}$ , internamente zonados, pouco fraturados e com inclusões minerais.

A amostra CNRO-008 representa a fácies biotita-hornblenda granito rapakivi e apresentou a idade concórdia de  $1356 \pm 3,7$  Ma (Fig. 3a), a amostra CNRO-007 representa a fácies hornblenda-biotita granito inequigranular médio, cuja idade concórdia obtida foi de  $1343 \pm 4,5$  Ma (Fig. 3b), e a amostra CNRO-001D representa a biotita granito inequigranular fino cuja idade concórdia foi de  $1336 \pm 24$  Ma (Fig. 3c). Nesta última amostra verificou-se elevada margem de erro em virtude do grau de discordância nas

análises, provavelmente devido a distúrbios no sistema U-Th-Pb causados pela interação rocha-fluido hidrotermal ou pela frequência de zircões herdados.

Nas análises  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre cristais euédricos de muscovita provenientes de quartzo-mica greisen (amostra CNRO-003), onde o minério de cassiterita ocorre nas formas maciça e disseminada associada a arsenopirita, revelou um espectro de idades marcado por um platô de  $1308 \pm 4,6$  Ma (Fig. 3d), a qual é interpretada como idade de resfriamento do sistema hidrotermal, ocorrido por volta de  $350 \pm 50$  °C.



**Fig. 3. Diagramas Concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em grãos de zircão da amostra CNRO-008 (a), CNRO-007 (b) & CNRO-001D (c), representando as rochas graníticas das fácies 1, 2 & 3, respectivamente, da SIAC, dentro do depósito de estanho Liberdade. Idades platô  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (d), representando a idade de cristalização da mineralização.**

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na Província Estanífera de Rondônia, as fases magmáticas que hospedam as mais expressivas concentrações metálicas (Sn, W, Pb, Cu, Nb, Ta, F e gemas) estão associadas principalmente aos três últimos eventos ocorridos entre 1.314 e 998 Ma, representados pelas unidades regionais conhecidas como Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.314-1.309 Ma), Suíte Intrusiva Santa Clara (1.082-1.074 Ma) e os *Young Granites* de Rondônia (995-991 Ma). Em geral, esses sistemas magmáticos são extremamente evoluídos e fracionados, ricos em voláteis e elementos incompatíveis, alojados em níveis crustais rasos controlados por falhas transcruzais, cujas concentrações metálicas estão vinculadas a greisens, veios, vênulas e corpos pegmatíticos, distribuídos nas cúpulas das intrusões graníticas (Kloosterman 1968, Priem *et al.* 1966 e 1989, Isotta *et al.* 1978, Bettencourt *et al.* 1999 e 2005, Okida 2001, Leite Júnior 2002, Sparrenberg 2003, Souza 2003). Os dados U-Pb revelam que as fácies graníticas identificadas na área do depósito de estanho Liberdade são compatíveis à SIAC, num intervalo de 1356 e 1336 Ma, interpretadas como idade de cristalização, embora a idade da fácies granítica biotita granito inequigranular fino tenha apresentado certo grau incerteza devido ao elevado conteúdo de Pb comum nas análises. Contudo, os dados Ar-Ar do sistema hidrotermal (quartzo-mica greisen) mineralizado a cassiterita ± arsenopirita

revelaram idade platô de 1308 Ma para o resfriamento do sistema em torno de 350° C. Considerando a baixa vocação metalogenética do sistema magmático da SIAC (Bettencourt *et al.* 1999), aliada ao grande intervalo de tempo entre a cristalização magmática e o resfriamento do sistema hidrotermal, ou seja, algo em torno de 28 Ma. Nós consideramos que o evento hidrotermal responsável pela mineralização estanífera no depósito Liberdade está associada à evolução magmática Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.314-1.309 Ma) intrusiva na SIAC, cujas rochas estão em sub-superfície e, portanto, não aflorantes.

### Referencias.

- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R. and Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian. Research*, 95:41-67.
- Bettencourt, J.S.; Leite Jr., W.R.; Goraieb C.L.; Sparrenberger I.; Bello, R.M.S. Payolla, B.L. 2005. Sn-polymetallic greisens-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos*, 80:363-386.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:1–16.
- CPRM 2007. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: Programa Geologia do Brasil (escala 1:1.000.000). MME/CPRM, Porto Velho (RO), 116p.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho, vol. I, 407p.
- Kloosterman J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLVII (278):59-64 e XLVII (280):167-168.
- Leite Jr., W.B. 2002. A Suíte intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP), 305p.
- Okida R. 2001. Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 217p.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verschure R.H. and Bom E.H. 1966. Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, 45:191-192.
- Priem H.N.A., Bom E.H., Verdurmen E.A.Th., Bettencourt J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 2(2):163-170.
- Roddick J.C. 1983. High precision intercalibration of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:887-898.
- Souza V.S. 2003. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcanoplutônico estanífero Bom Futuro (RO). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 240p.
- Sparrenberger I. 2003. Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254 p.

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADAS AOS PEGMATITOS DO MORRO BOM FUTURO, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA

Pedro Luiz Luppi Foster<sup>1</sup>, Washington Barbosa Leite Júnior<sup>2</sup>, Carlos Augusto Tavares Dias<sup>3</sup>, Renato Muzzolon<sup>4</sup>

1WCA Brasil – luppifoster@gmail.com. 2Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - wleite@rc.unesp.br. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – cat.dias@bol.com.br. 4AVISTAR Engenharia – rmuzzolon@yamana.com

### INTRODUÇÃO

A mina Bom Futuro situa-se na região centro-norte de Rondônia. As principais lavras de extração de cassiterita ocorrem nos depósitos primários no morro Bom Futuro e nos placeres adjacentes. Esses depósitos primários são pegmatitos e formam dois sistemas de veios aparentemente subparalelos e anelares e em *stockwork* (Dias, 2012). O sistema mais antigo parece ser o mais importante economicamente e as zonas de alteração hidrotermal são comuns nas paredes dos corpos de ambos os sistemas (Foster, 2012). Esse trabalho revela as principais características texturais e mineralógicas dessas zonas de alteração hidrotermal desenvolvidas sobre algumas das rochas hospedeiras destes pegmatitos.

### METODOLOGIA

Os métodos de estudo incluíram: 1) reconhecimento geológico do morro Bom Futuro com a seleção e descrição detalhada de afloramentos de corpos de pegmatito hospedados em biotita gnaïsse, quartzo-microssienito, topázio riólito pórfiro e topázio granito pórfiro; 2) caracterização petrográfica da zona de alteração hidrotermal com o auxílio de microscópio petrográfico convencional.

### RESULTADOS

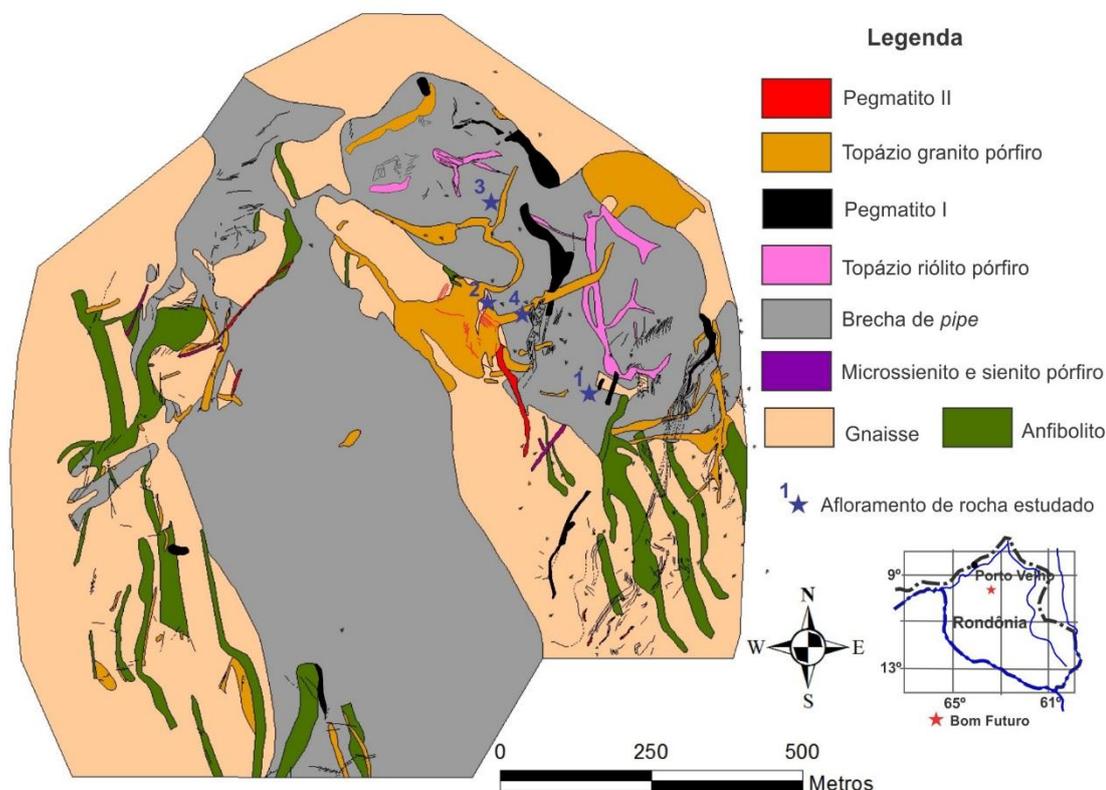
Gnaïsses e anfíbolitos são as rochas mais antigas encontradas no morro Bom Futuro. Na seqüência aparecem principalmente microssienitos e sienitos pórfiros, *pipes* brechados, topázio riólitos pórfiros, pegmatito I, topázio granitos pórfiros e pegmatitos II (Figura 1). Os pórfiros graníticos com topázio são incluídos na Suíte Granitos Últimos de Rondônia (998-974 Ma). Os afloramentos de rocha estudados envolveram os seguintes litotipos (Figura 1): 1) biotita gnaïsse e pegmatito I; 2) quartzo-microssienito e pegmatito II; 3) topázio riólito pórfiro e pegmatito I e 4) topázio granito pórfiro e pegmatito II.

O biotita gnaïsse é cinza, bandado e composto essencialmente por quartzo, microclínio, plagioclásio (oligoclásio-andesina) e biotita, e como minerais acessórios são reconhecidos zircão, apatita e minerais opacos. Os veios de pegmatito I apresentam atitude geral N10°E/35°SE e espessuras variando de 7 a 20 cm. São zonados, com leitos descontínuos compostos principalmente por zinnwaldita ou topázio e quartzo ou quartzo e zinnwaldita. As zonas de alteração hidrotermal são maciças e de cores cinza médio a escuro e atingem poucos centímetros de espessura (< 5 cm) (Figura 2A). A textura é granoblástica fina e os minerais essenciais são quartzo, topázio e zinnwaldita, com fluorita em proporções mais subordinadas (Figura 2B).

O quartzo-microssienito ocorre como um dique, com de cerca de 7,0 m de espessura e atitude geral N20°E/90°, alojado em biotita gnaïsse. Apresenta cor cinza escuro, estrutura maciça e textura equigranular de grão fino a glomeroporfirítica junto às paredes do dique. A composição mineralógica essencial é formada por microclínio, albita e biotita. Os veios de pegmatito II têm uma atitude N60°W/40°NE e espessuras variando de 2 a 15 cm. São também zonados, com segmentos ou leitos descontínuos compostos predominantemente por zinnwaldita ou microclínio ou topázio ou quartzo ou quartzo e topázio. As zonas de alteração (< 3,0 cm de espessura) são maciças e de cores cinza escuro a preta (Figura 2C). A textura é granoblástica fina e a mineralogia essencial é composta por quartzo, topázio, zinnwaldita e fluorita em proporções variadas, além de restos de feldspato alcalino em quantidades mais subordinadas (Figura D).

O topázio riólito pórfiro aparece em diques pouco espessos (1 a 4 m) hospedados em brechas de *pipe*. As cores variam do cinza claro ao rosa claro, a estrutura é maciça, não raramente de fluxo junto às bordas do dique, e a textura é porfirítica, com fenocristais de quartzo, albita e feldspato potássico em matriz de grão muito fino com quartzo, albita, feldspato potássico, topázio e zinnwaldita. Os pegmatitos I (< 5,0 cm de espessura) têm atitude geral N30°W/40°NE e são zonados, com segmentos ou leitos

descontínuos mais ricos em quartzo ou microclínio ou quartzo e microclínio ou em quartzo e topázio. Nesse caso, as zonas de alteração hidrotermal maciças e de cores preta (< 2,5 cm de espessura) são bem visíveis ao longo dos veios (Figura 2E) e têm texturas e composições mineralógica também semelhantes às anteriores (Figura F).



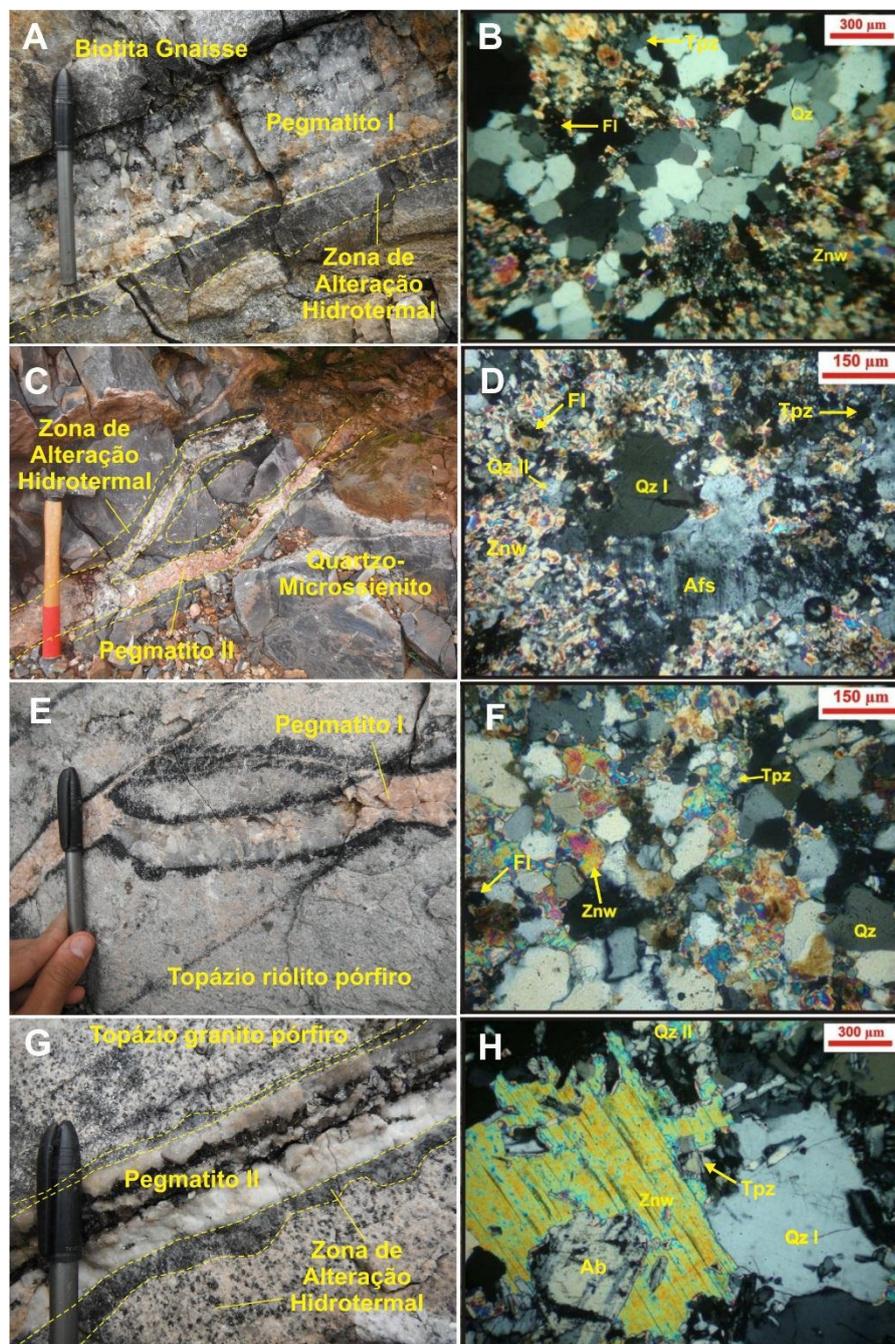
**Figura 1.** Mapa geológico do morro Bom Futuro com a localização dos afloramentos de rocha estudados (modificado de Bettencourt et al., 1995).

O topázio granito pórfiro ocorre como um dique, com cerca de 5,0 m de espessura e atitude geral N70°E/90°, que recorta biotita gnaiss, brecha de *pipe*, topázio riólito pórfiro e pegmatito I. A coloração é rosa claro, a estrutura é maciça e a textura é porfirítica, com fenocristais de quartzo e microclínio em matriz equigranular de grão fino composta por albita, quartzo, microclínio e por topázio e zinnwaldita em quantidades mais subordinadas. Os veios de pegmatito II são pouco espessos (< 5,0 cm) e a atitude geral é N30°W/35°NE. São maciços ou zonados, nesse caso com leitos mais ricos em quartzo e topázio e em zinnwaldita. As zonas mais alteradas são cinza e com espessuras irregulares (< 2,0 cm), enquanto as zonas menos alteradas mostram um aspecto mosqueado (Figura G). Neste caso, os minerais primários (p. ex. albita, quartzo I) estão mais preservados, sendo parcialmente substituídos por agregados de grãos menores de quartzo II, topázio II, zinnwaldita II e fluorita. A zinnwaldita forma também cristais de grão superior aos demais, sendo responsável pelo aspecto mosqueado das zonas menos alteradas (Figuras 2G e 2H).

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Segundo London (2008), zonas de alteração hidrotermal associadas aos pegmatitos a elemento-raro mais evoluídos é esporádica e ocorre após a consolidação de todas as unidades primárias do pegmatito, sendo que a composição da zona de alteração espelha a composição da unidade primária geoquimicamente mais evoluída. Os pegmatitos I do morro Bom Futuro são incluídos na família LCT dos pegmatitos a elemento-raro (Dias, 2012), porém sem uma definição da unidade primária mais evoluída. Esse parece ser também o caso dos pegmatitos II, devido à presença de pelo menos zinnwaldita na moda. A composição mineralógica principal das zonas de alteração hidrotermal estudadas é formada por quartzo, topázio, zinnwaldita e fluorita em proporções variadas (ver também Souza, 2003). Esta associação pode representar a composição das unidades primárias mais evoluídas em ambos os sistemas. Contudo, as relações de espaço e de tempo entre os corpos de pegmatito e as zonas de alteração hidrotermal no morro Bom Futuro

ainda não estão bem entendidas, devido à ocorrência de corpos de pegmatito com e sem zonas de alteração hidrotermal, assim como de zonas de alteração hidrotermal em fraturas sem a presença de vênulas de pegmatito.



**Figura 2.** A – Dique de pegmatito I zonado internamente, com zona de alteração hidrotermal sobre biotita gnaiss; B – Agregado granoblástico composto por quartzo, topázio, zinnwaldita e fluorita; C – Veios de pegmatito II zonados internamente, com zona de alteração hidrotermal sobre quartzo-microssienito; D - Agregado granoblástico composto por quartzo, topázio, zinnwaldita e fluorita, notar quartzo primário (Qz I) e feldspato alcalino parcialmente preservado; E - Vênula de pegmatito I zonada internamente, com zona de alteração hidrotermal sobre topázio riólito pórfiro; F – Agregado granoblástico composto por quartzo, topázio, zinnwaldita e fluorita; G – Vênula de pegmatito II zonada internamente, com zona de alteração hidrotermal sobre topázio granito pórfiro; H – Minerais primários parcialmente substituídos por agregados de quartzo, topázio e zinnwaldita, notar grão superior na zinnwaldita em relação os demais minerais de alteração. Abreviaturas: quartzo (Qz), topázio (Tpz), zinnwaldita (Znw), fluorita (Fl), albita (Ab) e feldspato alcalino (Afs).

## **REFERÊNCIAS**

- Bettencourt, J.S.; Batezelli, A.; Thomazella, H.R.; Silva, L.F.S.; Muzzolon, R.; Leite Júnior, W.B. 1995. Mapa Geológico do Morro Bom Futuro. São Paulo, Empresa Brasileira de Estanho, Relatório Interno.
- Dias, C.A.T. 2012. Geologia e Mineralogia de Pegmatito Mineralizado em Estanho e Metais Associados (Nb, Ta, Zn, Cu, Pb), mina Bom Futuro, Rondônia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 83 p.
- Foster, P.L.L. 2012. Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal associadas aos pegmatitos da mina Bom Futuro, Rondônia. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 80 p.
- London, D. Pegmatites. Québec, Mineralogical Association of Canada (Special Publication 10). 347 p.
- Souza, V. da S., 2003. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 240 p.

## ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SULFETADA DO ALVO PISTA, DEPÓSITO CORINGA, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ

Rafael Guimarães Corrêa Lima<sup>1</sup>, Evandro Luiz Klein<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Belém (PA), Brasil. (e-mail: rafageo10@hotmail.com)

<sup>2</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas, 3645 Belém (PA), Brasil, CEP: 66095-110 (e-mail: evandro.klein@cprm.gov.br)

### INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, faz parte das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 1999) ou Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000) (Fig. 1).

De acordo com modelos metalogênicos vigentes há diversas classes de depósitos na província, tais como relacionados a intrusões, epitermais, pórfiros e orogênicos, além de depósitos entendidos de modo genérico como gerados por processos magmático-hidrotermais (Klein *et al.*, 2001, 2013; Santos *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005, 2011; Coutinho, 2008). Trabalhos de pesquisa mineral na região indicam existência de depósitos primários importantes, entre eles: Tocantinzinho (74t), Coringa (34t), Cuiú-Cuiú (40t), Palito (21t), São Jorge (31t) e Ouro Roxo (20t) (Pereira, 2012).

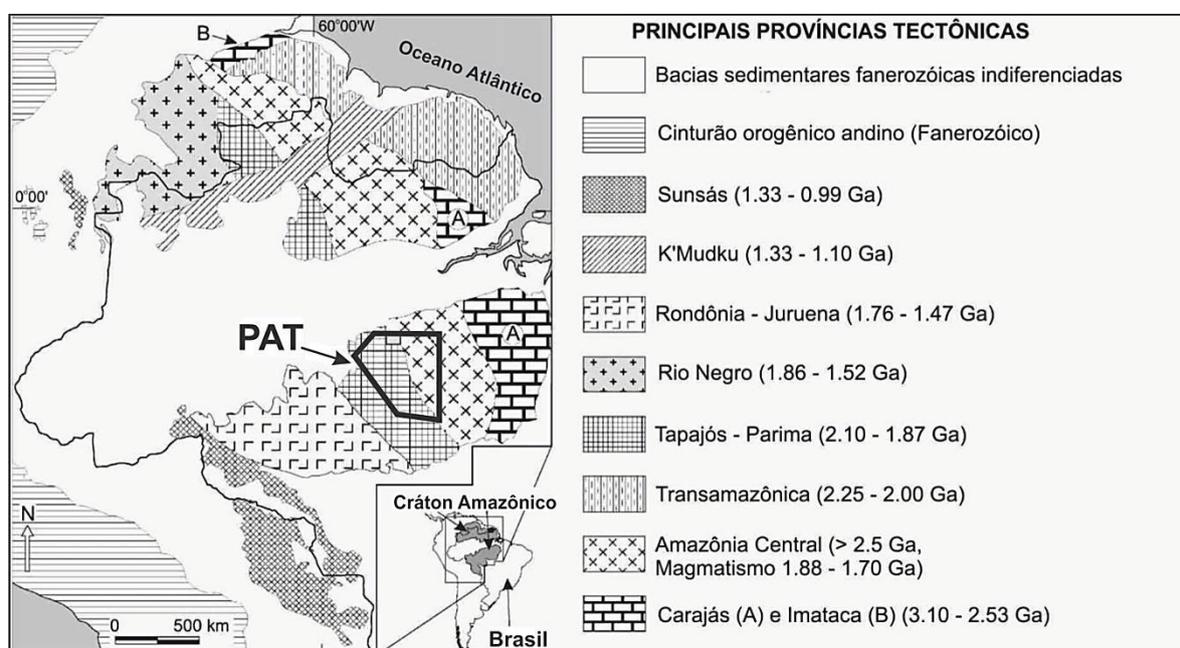


Figura 11: Localização da PAT e das principais províncias tectônicas e geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Santos *et al.*, 2000.

O Depósito aurífero do Coringa (34tAu) está localizado no extremo sudeste da PAT, nas proximidades da cidade de Novo Progresso (Fig. 2). Ocorre sob a forma de sistema de veios e, em mapas vigentes, está associado ao contexto da Suíte Intrusiva Parauari (Fig. 2). Contudo, levantamento geológico em condução pela CPRM mostra associação também com rochas vulcânicas. Este trabalho concentra-se no Alvo Pista deste depósito e tem por objetivo a classificação petrográfica das rochas hospedeiras da mineralização aurífera sulfetada neste alvo.

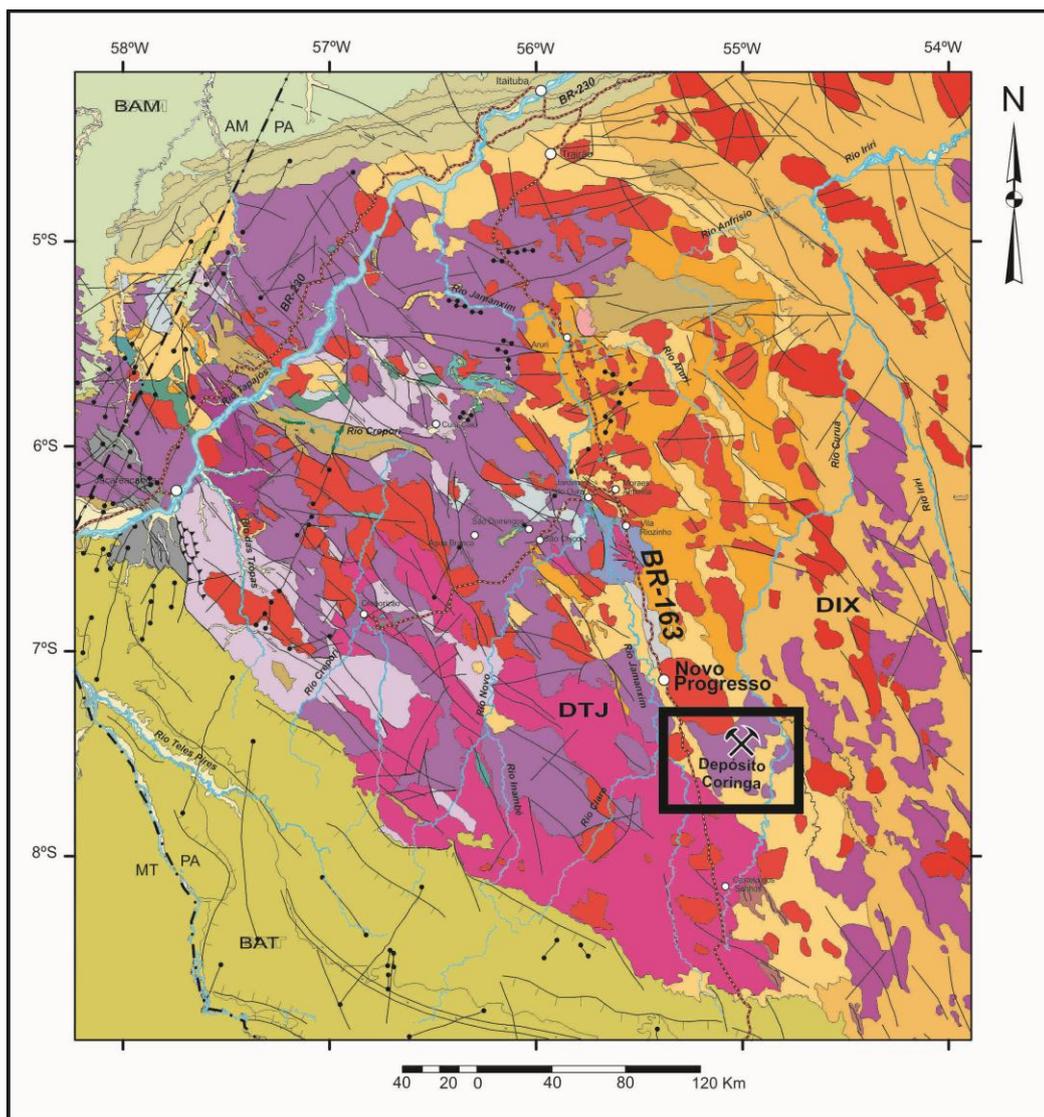


Figura 12: Mapa geológico do Domínio Tapajós (DTJ) com a localização do Depósito Coringa. (Adaptado de Vasquez *et al.*, 2008)

Para a classificação petrográfica destas rochas foram realizadas descrições macroscópicas de amostras de testemunhos de sondagens disponibilizadas pela empresa *MagellanMinerals*. As descrições deram-se com auxílio de lupa (de mão e binocular), HCl diluído a 10% e caneta magnética.

## RESULTADOS

A análise petrográfica macroscópica das rochas do Alvo Pista permitiu determinar dois litotipos diferentes como hospedeiros da mineralização, além dos veios de quartzo sulfetados: (i) Feldspato alcalino Granito equigranular médio e (ii) Brecha. A pirita é o principal mineral da fase sulfetada e ocorre sob a forma de cristais cúbicos isolados, agregados a outros minerais ou em vênulas. Ocorre preferencialmente nos veios e nas brechas, enquanto que no Feldspato alcalino Granito sua ocorrência é mais restrita.

**Feldspato alcalino Granito equigranular médio (FAGr):** Este litotipo (Fig. 3a) apresenta texturas fanerítica, holocristalina, hololeucocrática (< 5% de minerais máficos), com granulação média de 5,0 mm. Exibe cor predominantemente vermelha, com tonalidade rosada e esverdeada como resultado de alteração hidrotermal dos cristais de feldspato alcalino. Sua mineralogia é representada por cristais subédricos de (i) – feldspato alcalino (60%), de cor vermelha, com granulação média de 5,0 mm e (ii) – quartzo (40%) incolor e granulação média de 3,0 mm. Essas rochas são essencialmente isotrópicas.

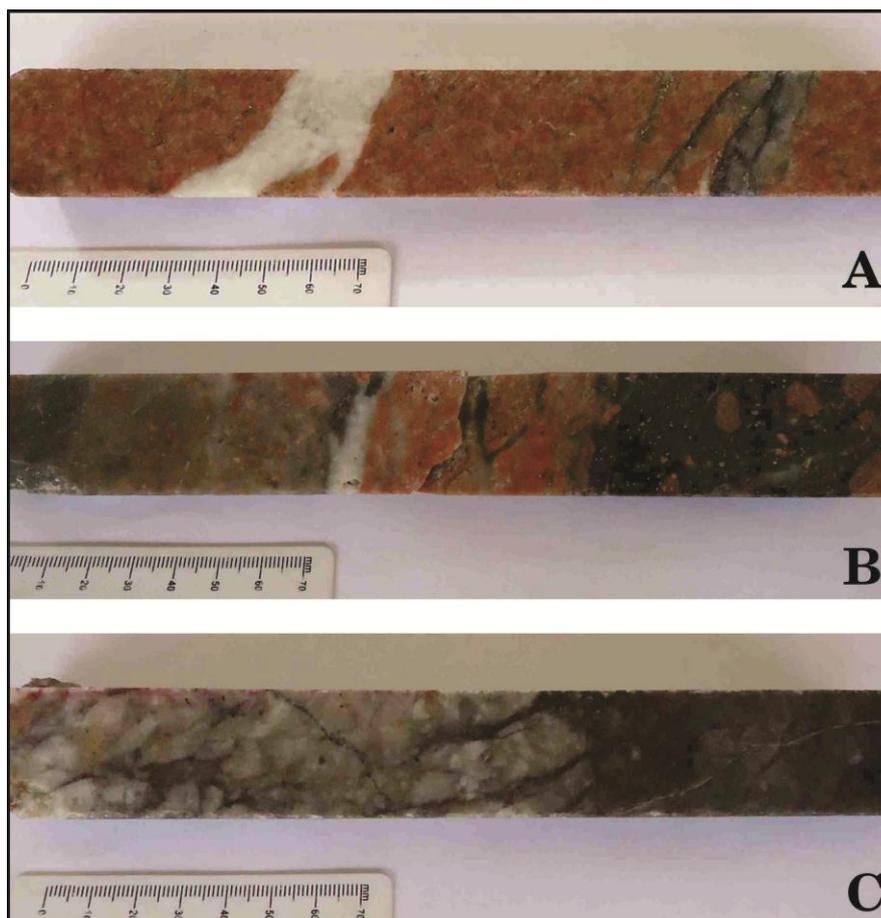


Figura 13: Amostras das rochas do Alvo Pista: A) Feldspato alcalino Granito médio cortado por veios de quartzo; B) Brecha com fragmentos arredondados de feldspato alcalino e C) Veio de quartzo.

**Brecha:** Este litotipo (Fig. 3b) apresenta matriz afanítica de cor cinza. Contém fragmentos angulosos a arredondados, exibindo cor cinza, vermelho e rosa, com tamanho entre 0,2 cm e 1,0 cm. Estes fragmentos são possivelmente de quartzo, hematita e do próprio Feldspato alcalino Granito. A brecha pode ser de origem vulcânica ou hidrotermal e exibe ainda ocorrência significativa de pirita.

**Veio de Quartzo:** Apresenta-se leitoso, com cores branca e cinza em tons claro e escuro (Fig 3c). Consistem em uma rede de vênulas de quartzo (cinza) e hematita (roxa). Em porções brechadas ocorrem fragmentos angulosos do feldspato alcalino granito de cor vermelha com porções levemente esverdeadas. Os sulfetos ocorrem ao longo de vênulas e são predominantemente pirita, e galena subordinadamente.

### CONCLUSÕES PRELIMINARES

A avaliação petrográfica macroscópica do granitoide hospedeiro da mineralização aurífera no Alvo Pista mostra que o mesmo é um feldspato alcalino granito e suas características diferem daquelas atribuídas à Suíte Intrusiva Parauari. Entende-se, aqui, que se trata de granito de colocação crustal rasa associado à Suíte Maloquinha, conforme várias definições na literatura (p. ex., Vasquez *et al.*, 2008 e suas referências). As brechas necessitam maior investigação (incluindo microscópica), para melhor definição sobre sua origem hidrotermal ou vulcânica.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Coutinho M.G.N. 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previewal para ouro em SIG. Rio de Janeiro, CPRM, 420 p.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold

- province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints. *ChemicalGeology*, **215**:95-125.
- Juliani C., Echeverri-Misas C.M., Lagler B., Usero G., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2011. 1.87 Ga Au quartz-alunite and Cu-Mo-(Au) adularia-sericite epithermal and Au-(Cu) porphyry mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton. *In: SGA Biennial Meeting, Chile, [CD-ROM]*.
- Klein E.L., Chaves C.L., Pinheiro F.G.R., Guimarães S.B., Moore D., Araujo A.C.S., Assunção R.F.S., Queiroz J.D.S., Silva Jr. C.A.S. 2013. Campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós: geologia e modelo genético em construção. *In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado-RS (em CD-ROM)*.
- Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner.Depos.*, **36(2)**:149-164.
- Pereira E.L.S. (2012). Panoramic view of the prospects & investments in the Tapajós-Xingu provinces. V Brazilian Symposium on Mineral Exploration – SIMEXMIN. Disponível em: <http://www.adimb.com.br/simexmin2012/>. Acessado em 15 Jun 2013.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Miner.Depos.*, **36**:278-299.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **v. 22, n. 3**, p. 174-182, 1999.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008b. Compartimentação Tectônica. *In: M.L. Vasquez; L.T. e Rosa-Costa (orgs.). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.*

## ZONEAMENTO HIDROTHERMAL E DE CONTEÚDO METÁLICO: VHMS DE ARIPUANÃ-MT, GRUPO ROOSEVELT, PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

Rafael Gonçalves da Motta<sup>1</sup>, Julio Cezar Souza Santos<sup>1</sup>, Carlos Eduardo Artur<sup>1</sup>, Aline Rose dos Anjos Dias<sup>1</sup>, Paulo Fernando Ravacci Pires<sup>1</sup>, Lucio Molinari<sup>1</sup>, Antonio Ferreira de Mello Junior<sup>2</sup>, Raul Eigenheer Meloni<sup>3</sup>, Hércio José dos Prazeres Filho<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Votorantim Metais; <sup>2</sup>Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Unesp; <sup>3</sup>Instituto de Geociências - USP. rafagmotta@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O depósito polimetálico de Aripuanã-MT, localizado a N do município homônimo, está inserido na bacia metavulcânica-sedimentar do Grupo Roosevelt (1,76-1,75 Ga - U/Pb por Neder et al. 2002), na província Rondônia-Juruena (Santos et al. 2008), porção ocidental do Cráton Amazônico. O Grupo Roosevelt é caracterizado por rochas metavulcânicas félsicas, riolíticas a riodacíticas, intercaladas com filitos, quartzitos e xistos.

As características hidrotermais e de zoneamento metálico enquadram o depósito como de sulfeto maciço hospedado em rochas vulcânicas (VHMS). Após sua formação todo o conjunto foi submetido à orogênese de idade 1,56 Ga (Rb/Sr rocha total por Tassinari, 1981).

O depósito é conhecido desde a década de 1990 e atualmente a Votorantim Metais possui os direitos minerais sobre ele.

### EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO DO DEPÓSITO

O empilhamento estratigráfico do depósito se resume a três unidades: capa, representada por metassedimentos; zona hidrotermal, exalativa e de alimentação (*feeder zone*), envelopando as zonas mineralizadas; e, lapa, representadas por rochas metavulcânicas e metapiroclásticas.

A unidade metassedimentar é constituída essencialmente por termos pelíticos, representados por meta-argilitos, metassiltitos e metassiltitos carbonáticos. Ao longo de toda unidade metassedimentar é comum a intercalação de pequenas camadas de rochas metapiroclásticas, as quais apresentam espessura média de 30 cm, podendo apresentar contato abrupto de topo e base ou gradacional no topo. Subordinadamente, próximo ao contato com as rochas hidrotermalizadas, são encontradas metamarga com actinolita.

A zona com rochas hidrotermalizadas ocorre na interface entre as rochas metassedimentares e as rochas metavulcânicas/piroclásticas. Ocorre de maneira *stratabound*, encaixada na superfície  $S_0$ , relacionada à zona exalativa, ou discordante da mesma quando relacionada à zona de alimentação.

As rochas metapiroclásticas representam o produto do metamorfismo, em condições de baixo grau, de sequência piroclástica, composta por tufos cineríticos, tufos de cristal, lapilli tufos e ignimbritos, levando à formação de (biotita)-(clorita)-sericita xistos. Comumente são observadas texturas primárias como púmice, fiames e *broken phenocrysts*.

Os litotipos que compõem a unidade de rochas metavulcânicas exibem estrutura predominantemente isotrópica, com exemplares anisotrópicos localizados nos quais a foliação é ressaltada pela isorientação de delgados filetes de material oxidado. É comum a presença de amígdalas preenchidas por material oxidado de cor ocre, isorientadas segundo o plano de foliação. As rochas exibem textura equigranular orientada, gradando a lepidoblástica conforme a proporção de sericita, entretanto alguns litotipos exibem textura micro-ocelar, glomeroporfírica e blastoafanítica.

### FACIOLOGIA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A zona hidrotermal possui dois componentes: um *stratabound* dividido da base para o topo em zona clorítica, zona carbonática e zona sericítica; e outro discordante, com características de *stringer*, dividido do centro para a periferia do *pipe* em zona clorítica, zona clorítica-sericítica e zona sericítica.

A zona de alteração hidrotermal sericítica ocupa o topo e as porções distais do envelope hidrotermal da zona *stratabound*. Possui estrutura maciça à bandada, quando foliada é representada por sericita xistos e, subordinadamente, por clorita-sericita xisto. Hospedam disseminações de cristais de pirita, esfalerita e galena, os quais ocorrem de forma concordante a subconcordante ao bandamento, ou remobilizados na foliação  $S_1$ . Reflete temperaturas de formação mais baixas se comparadas às outras fácies de alteração hidrotermal. A menor temperatura e distância da exalação implicam em alteração na proporção modal dos

metais. Isso pode ser observado na relação esfalerita/galena (Zn/Pb) que é menor, por vezes próximo a 1, se comparados com outros tipos de alteração hidrotermal, em que Zn predomina.

A zona de alteração hidrotermal carbonática apresenta grande expressão no depósito. É caracterizada por mármore com texturas e estruturas variadas. Ocorre maciço, bandado, brechado e/ou como vênulas. O mineral dominante é a calcita, subordinadamente dolomita. Textura tipo *bladed calcite* pode ser observada nessa zona, típica de *boiling zone*. Hospeda os melhores teores de Zn e Pb no depósito, contidos em esfalerita e galena, respectivamente. Os sulfetos podem ocorrer disseminados ou em pacotes maciços, que podem atingir dimensões métricas concordantes às estruturas primárias dos carbonatos. Pirita e pirrotita ocorrem como outras fases sulfetadas.

A zona de alteração clorítica *stratabound* apresenta-se próxima às zonas de alimentação do sistema mineral (*stringer*). A rocha possui bandamento  $S_0$ , o qual delimita as mineralizações *stratabound*. O conteúdo metálico é bastante variado, podendo ocorrer associações somente com esfalerita e galena ou mistura com esfalerita, galena, pirrotita, calcopirita e pirita. A passagem da zona clorítica *stratabound* com as zonas hidrotermais sotopostas e sobrepostas ocorre de maneira gradacional. Em direção ao topo é interdigitada à zona carbonática, podendo ocorrer talco, tremolita e calcita. Em direção à base o contato com a zona clorítica *stringer* é marcado pela diminuição modal de galena e esfalerita, até esses minerais tornarem-se ausentes.

O halo externo da alteração hidrotermal na zona de *stringer* é a alteração sericítica. Geralmente é acompanhada de intensa silicificação. São quartzo-sericita xistos de granulação muito fina e estrutura foliada à maciça. As rochas nesta zona são as que apresentam maior deformação, com foliação  $S_1$  marcada pela isorientação de sulfetos, principalmente pirita e pirrotita, subordinadamente calcopirita. Contudo, sulfetos em textura *stringer* podem estar preservados.

Na zona de *stringer* a passagem entre as zonas de alteração sericítica (halo externo) e a zona de alteração clorítica (halo interno) é representada por uma zona de alteração sericítica-clorítica gradacional.

A zona de alteração clorítica de estrutura maciça é acompanhada por venulações de quartzo, em geral centimétricas e ambos possuem sulfetos. É comum a presença de calcopirita, pirrotita e subordinadamente pirita, com textura *stringer* marcante. Podem apresentar trechos de sulfeto maciço com essa assembléia. A alteração clorítica é a maior portadora de mineralizações a Cu-Au e é interpretada como o halo mais interno ao *pipe* de alimentação do sistema mineral. Pode apresentar como minerais de ganga feldspato potássico, biotita, magnetita e granada.

A figura 1 apresenta de modo esquemático a formação do depósito e a posterior deformação.

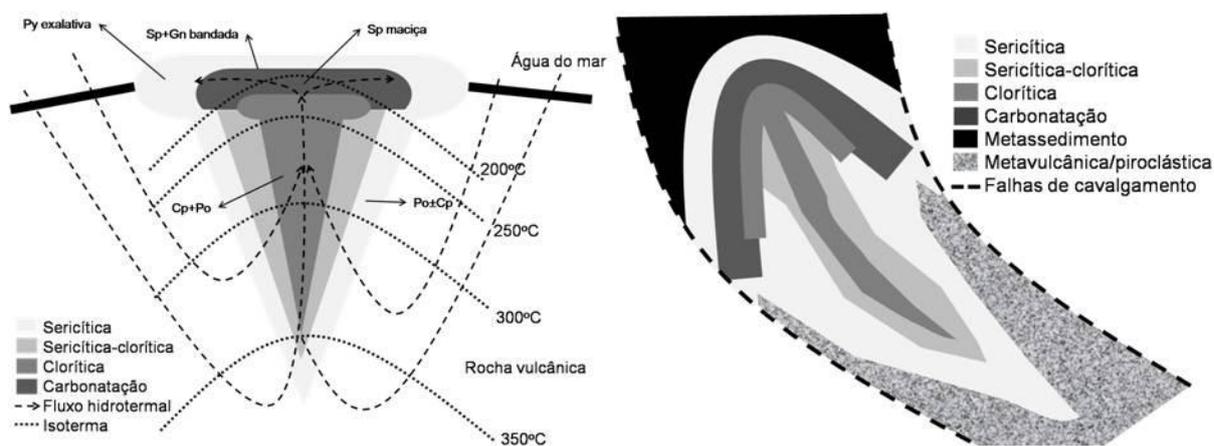


Figura 1. Perfil esquemático da formação do depósito; a-Tempo de formação; b- Após deformação.

## ZONEAMENTO METÁLICO

A zona *stringer* apresenta zoneamento no conteúdo metálico característico. O primeiro metal a precipitar é o Au, seguido pelo Cu, que é procedido pela zona Zn-Pb (*stratabound*). De acordo com a figura 2, observa-se que a possível trajetória  $T$ -pH inicia-se com um fluido salino com pH muito baixo e temperaturas elevadas. Ao ocorrer a ascensão do fluido e a interação com a água do mar mais fria que ainda percola, esse fluido diminui sua temperatura e aumenta seu pH, fazendo com que os metais presentes na solução encontrem condições adequadas de precipitação. Outro fator importante para a diminuição do

pH e temperatura em fluidos hidrotermais é a ebulição do fluido (*boiling*), pois o mesmo fraciona-se em duas fases: líquido (rico em sais, reação 1, com Au como exemplo) e vapor (com remoção de CO<sub>2</sub>, reação 2), com expansão adiabática do líquido (consequente diminuição de temperatura):

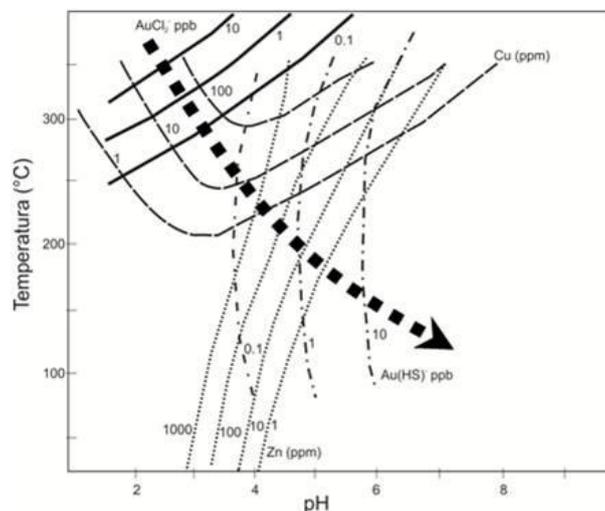


Figura 2. Diagrama T-pH com a trajetória de formação do depósito indicada pela seta pontilhada.

Quão menor a solubilidade do metal, menor será sua capacidade de transporte e maior será sua precipitação. Assim, o primeiro metal a se precipitar será o Au, transportado por cloretos. Em seguida ocorre a precipitação de Cu, que ocorre concomitante a precipitação de Au carregado por sulfetos. Com a diminuição da temperatura, toda zona Cu-Au é precipitada. O Zn, entretanto, não é muito sensível a variações de temperatura para sua precipitação, sendo o fator mais importante a mudança do pH. Isso ocorre na zona exalativa em que o fluido hidrotermal, de pH ácido, mistura-se a água do mar de pH neutro a básico (pH ~ 7,8). Esse zoneamento é facilmente observado em seções obtidas através dos furos de sondagem (figura 3).

## CONCLUSÃO

O zoneamento metálico e hidrotermal observado no depósito de estudo, possui características típicas que o enquadram na classificação de VHMS. São observadas duas zonas hidrotermais distintas: *stratabound* e *stringer*. A primeira apresenta da base para o topo: zona clorítica, zona carbonática e zona sericítica e mineralizações ricas em Zn-Pb. A zona *stringer* apresenta halo interno clorítico que grada para o halo externo sericítico, em que é possível observar na base mineralizações auríferas e no topo mineralização rica em Cu.

## AGRADECIMENTO

Os autores agradecem a Votorantim Metais pela cessão de dados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Neder R.D., Leite J.A.D., Figueiredo B.R., McNaughton N.J. 2002. 1.76 Ga vulcano-plutonism in the southwestern Amazonian Craton, Aripuanã-MT. Brazil: Tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research* **119**:171-187.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale Jr F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**:120-152.
- Tassinari C.C.G. 1981. Evolução Geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências-USP.

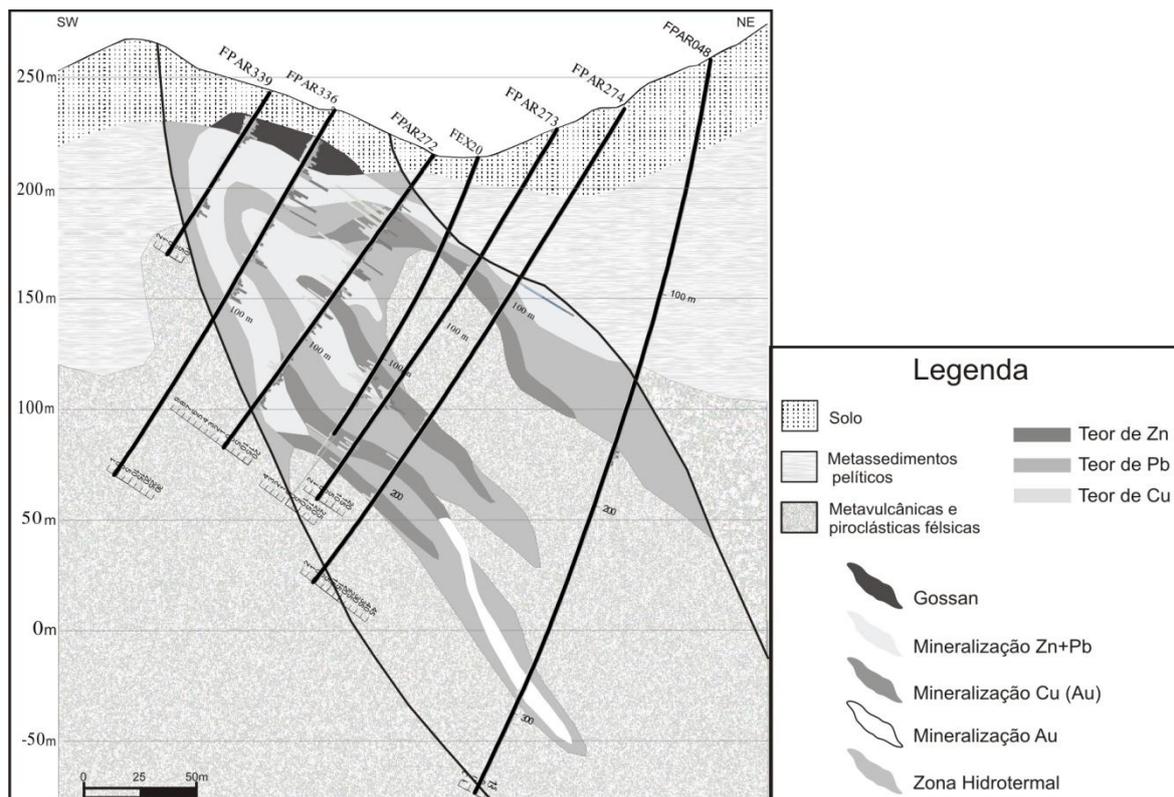


Figura 3. Seção geológica obtida através dos furos de sondagem.

## TIMING OF GOLD METALLOGENY IN THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE: EVIDENCE FROM PYRITE AND MOLYBDENITE Re-Os ISOTOPIC DATING

Roberto Perez Xavier (*xavier@ige.unicamp.br*)<sup>1</sup>, Rafael Rodrigues de Assis<sup>1</sup>, Robert Creaser<sup>2</sup>, Antonio João Paes de Barros<sup>3</sup>, Emilio Miguel Junior<sup>4</sup>, Verônica Godinho Trevisan<sup>1</sup>, Andersson Serrato<sup>1</sup>, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros<sup>5</sup>, Francisco E. C. Pinho<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Universidade Estadual de Campinas, <sup>2</sup>University of Alberta (Canada), <sup>3</sup>Companhia Mato-Grossense de Mineração (METAMAT), <sup>4</sup>Braço Norte Mineração Ltda, <sup>5</sup>Departamento de Recursos Minerais – Universidade Federal de Mato Grosso

### INTRODUCTION

The Alta Floresta Gold Province (also referred to as Juruena – Teles Pires Gold Province; Silva & Abram 2008) in the southern portion of the Amazon Craton is formed primarily by plutono-volcanic sequences generated in continental arc settings during the Paleoproterozoic (Tassinari & Macambira 1999; Souza et al. 2005). This province extends over 500 km NW-SE and has historically been an important gold-producing region (160 t Au between 1980 and 1999; Paes de Barros 2007), in particular its easternmost segment (Novo Mundo – Peixoto de Azevedo – Matupá region), where the majority of gold deposits are concentrated and exploited by artisanal prospectors (garimpeiros). Based on mode of occurrence, ore mineral association and geochemical signature, gold mineralization in the province may be subdivided into two groups: (i) disseminated (e.g., Luizão, X1 and Pé Quente deposits) and structurally-controlled vein-type (e.g., Paraíba and Buriti deposits) Au ± Cu (Bi, Te, Ag, Mo), represented dominantly by pyrite and variable concentrations of chalcopyrite; and (ii) structurally-controlled vein-type Au + Zn + Pb ± Cu (e.g., Francisco and Bigode deposits), with pyrite and significant concentrations of sphalerite, galena and minor chalcopyrite. The great majority of these gold deposits are hosted by relatively oxidized I-type, calc-alkaline to sub-alkaline, medium to high K, metaluminous to slightly peraluminous, granitic rocks (tonalite-granodiorite to syenogranite) and more subordinately in volcanic/volcaniclastic sequences (Paes de Barros 2007; Assis 2011). This close spatial relationship has strongly suggested that the timing of gold metallogeny in the eastern sector of the AFGP should be temporally equivalent to the emplacement of the host granitic systems. On this geological basis, relative timing of gold mineralization has been constrained within at least two main periods: (i) 1,98 – 1,95 Ga (e.g., Luizão, Edú and Pé Quente deposits; Paes de Barros 2007; Miguel Jr 2011); (ii) 1,87 – 1,85 Ga (e.g., Serrinha deposit; Moura 1998). However, ages that reflect the absolute timing of gold emplacement have not yet been properly determined. In this work, we report for the first time Re-Os pyrite and molybdenite isotopic dating of three disseminated intrusion-hosted gold deposits of the AFGP with the aim of providing absolute ages for regional gold metallogeny and assess its genetic links with felsic magmatism in the province.

### INTRUSION-HOSTED DISSEMINATED Au ± Cu DEPOSITS

The group of the disseminated Au ± Cu (Bi, Te, Ag, Mo) deposit types in the eastern sector of the AFGP is mainly represented by the Luizão, Pé Quente and X1 deposits. The Novo Mundo granitic pluton and the Pé Quente intrusive suite are the hosts to the Luizão and Pé Quente gold deposits, respectively. The Novo Mundo pluton comprises syenogranite, monzogranite and monzonite, whereas the Pé Quente intrusive suite contains quartz-monzodiorite-leucomonzonite, medium- to coarse-grained monzogranite and tonalite (Paes de Barros 2007; Assis 2011). Single zircon Pb-Pb and SHRIMP U-Pb systematics yielded crystallization ages ranging from 1956 to 1970 Ma for the Novo Mundo pluton (Fig. 1; Paes de Barros 2007). U-Pb dating of zircon by LA-ICPMS gave a crystallization age of 1979 Ma for a monzonite host of the Pé Quente gold deposit (Fig. 1; Miguel Jr. 2011). The X1 deposit is hosted by porphyritic biotite granodiorite-tonalite and quartz-feldspar porphyry. SHRIMP U-Pb zircon ages of the former vary from 1910 Ma to 1873 Ma, whereas the latter yield a much younger age of 1773 Ma (Assis in prep).

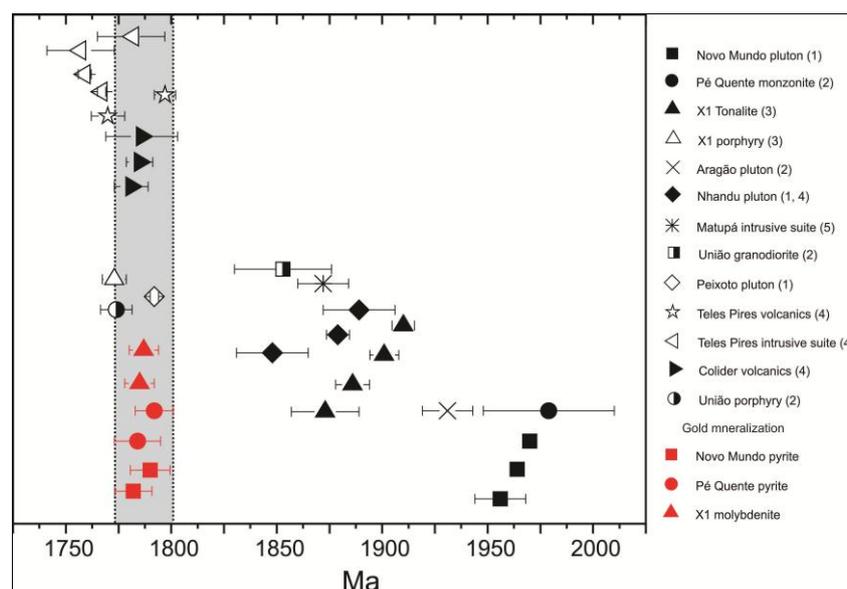


Figure 1. Summary of geochronological data of granitic plutons, intrusive suites and volcanic rocks from the eastern sector of the Alta Floresta Gold Province extracted from (1) Paes de Barros (2007); (2) Miguel Jr. (2011); (3) Assis (in prep); (4) Silva & Abram (2008), (5) Moura (1998). Ages of gold mineralization from pyrite and molybdenite Re-Os isotopic geochronology (gray area) are from Luizão, Pé Quente (Gabriel orebody) and X1 deposits hosted, respectively, by Novo Mundo pluton, Pé Quente monzonite and tonalite - quartz-feldspar porphyry.

At the Luizão and X1 deposits, gold ores within hydrothermal alteration zones with sericite/muscovite, chlorite, quartz and abundant disseminated pyrite, commonly with chalcopyrite, and inclusions of sphalerite, galena, molybdenite, Bi-Te-Ag phases and Au (Ag = 4% up to 30 wt%; Paes de Barros 2007; Rodrigues 2012). The mineralizing zone at the Pé Quente deposit (Gabriel orebody) displays similar ore association dominated by pyrite and Au with Ag concentrations in the 14.2 wt% to 46.3 wt% range, but sits mainly within sodic alteration (Assis 2011).

### Re-Os AGES OF GOLD-RELATED PYRITE AND MOLYBDENITE

Re-Os ages have been obtained in two pyrite separates from the Luizão and three pyrite separates from the Pé Quente deposits, whereas Re-Os analyses were performed in two molybdenite separates from the X1 deposit. Luizão and Pé Quente pyrite contains Re concentrations ranging from 5.1 to 8.3 ppb and from 16.9 to 27.7 ppb, respectively. In contrast, X1 molybdenite shows much higher Re concentrations varying from 142.2 to 168.6 ppm. The Os in all cases are radiogenic. Re-Os model ages of pyrite are in the range of  $1782 \pm 8.9$  to  $1790 \pm 9.4$  Ma for Luizão and of  $1792 \pm 9.0$  to  $1784 \pm 11$  for Pé Quente (Fig. 1). The weighted average of five model ages is  $1786.3 \pm 4.1$  Ma, with a MSWD of 0.80. A very similar age range is indicated by Re-Os ages of molybdenite from the X1 deposit:  $1785 \pm 7$  to  $1787 \pm 7$  Ma (Fig. 1).

### PRELIMINARY CONCLUSIONS

A summary of the geochronological data reveals that the intrusive granitic rocks from the eastern sector of the AFGP can be broadly assembled into three main groups (Fig. 1). Group I marks the age interval between 1931 and 1979 Ma, as represented by Novo Mundo and Aragão plutons and Pé Quente monzonite. Group II is defined by intrusions with ages varying from 1910 Ma to 1848 Ma, in which are included Nhandu pluton, Matupá intrusive suite, X1 tonalite, and União granodiorite. Granitic rocks from the Teles Pires intrusive suite, Peixoto pluton, X1 and União porphyries all belong to Group III with ages tightly constrained in the range of 1773 Ma to 1782 Ma. This latter group also contains temporally related felsic to intermediate volcanic rocks with ages between 1770 Ma and 1797 Ma (Teles Pires volcanics) and 1781 Ma and 1786 Ma (Colider volcanics; Fig. 1).

The pyrite and molybdenite Re-Os results from the three disseminated gold deposits are the first geochronological constraints on the timing of gold metallogeny in the AFGP. The striking feature shown in this geochronological context is that pyrite and molybdenite Re-Os ages reveal that gold deposits in the eastern sector of the AFGP formed within a narrow age interval from 1782 Ma to 1792 Ma which remarkably overlaps, within their respective uncertainties, the ages of the Group III granitic rocks. This is opposite to the current view proposed in previous works (Paes de Barros 2007; Silva & Abram, 2008; Miguel Jr. 2011) in the following aspects: (1) gold metallogeny in the province may be actually restricted to a major single event that lasted approximately 10 Ma and not marked by multiple stages, as suggested by the geological relationships; (2) the pyrite and molybdenite Re-Os ages in the investigated deposits are substantially different from the ages of their felsic intrusive host rocks, except in the case of the X1 deposit, where the age of the quartz-feldspar porphyry overlaps molybdenite Re-Os ages; (3) there seems to be no genetic connection between plutonism associated with Group I and II intrusive rocks, as suggested by geological relationships; (4) Group III intrusives and related volcanic rocks are probably the closest representatives of the causative magmatism that may have triggered, with the aid of regional structures, large-scale magmatic –hydrothermal systems and promoted gold mineralization.

These new Re-Os pyrite and molybdenite ages open new perspectives for gold exploration in the province as widespread plutonic suites, such as those temporally related to Teles Pires intrusive suite, now may become prime targets.

## REFERENCES

- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 456pp.
- Miguel Jr E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 81pp.
- Moura M.A. 1998. O maço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrometal e metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 238 pp.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154pp.
- Silva M.G., Abram M.B. 2008. Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. In: Informe de Recursos Minerais, Programa Geologia do Brasil, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Série Ouro, no. 16, 212pp.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 164pp.
- Rodrigues R.M. 2012. Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 70pp.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3):174-182.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to METAMAT, Rio Novo Mineração Ltda and Graben Mineração S/A for the logistic support provided during the field trips to researchers and students from the Institute of Geosciences-UNICAMP. Special acknowledgment is due to the University of Alberta for providing the Re-Os results for this work. This research has been financially supported by the INCT - Geociências da Amazônia (GEOCIAM) (MCT/CNPq/Fapespa 573733/2008-2) and CNPq Edital Universal 474793/2010-9.

## ROCHAS HOSPEDEIRAS E ENCAIXANTES DO DEPÓSITO CORINGA, PROVÍNCIA TAPAJÓS

Stella Bijos Guimarães (*stella.guimaraes@cprm.gov.br*)<sup>1, 2</sup>; Evandro L. Klein (*evandro.klein@cprm.gov.br*)<sup>1, 2</sup>;  
César Lisboa Chaves <sup>1</sup>; Joana D'Arc Silva Queiroz <sup>2</sup>

<sup>1</sup> CPRM – Serviço Geológico do Brasil; <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG, Universidade Federal do Pará (UFPA)

### INTRODUÇÃO

A Província Tapajós, localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, é uma das maiores províncias metalogenéticas do Brasil.

Nesta província dominam granitoides e sequências vulcânicas paleoproterozoicas, além de complexos gnáissicos e sequências metavulcanossedimentares (Klein & Vasquez, 2000). Nos últimos anos surgiu uma grande quantidade de novos dados geocronológicos e isotópicos (Santos *et al.* 2000, 2004; Vasquez *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2002, 2005), geoquímicos das principais associações magmáticas (Lamarão *et al.* 2002) e de depósitos auríferos, alguns deles associados com atividades hidrotermais (Klein *et al.* 2001; Santos *et al.* 2001; Nunes 2001; Juliani *et al.* 2002). Como resultado desses, foram propostos alguns modelos de evolução geotectônica para a província.

A Província Tapajós foi a região com maior produção de ouro do país nas três últimas décadas do século passado, com uma produção oficial acumulada de 211,5 t (Faraco *et al.* 1997) ou, segundo estimativas não oficiais, mais de 900 t, com uma produção anual de 60 a 80 t entre 1975 e 1990, o que correspondeu a mais da metade da produção anual brasileira de ouro nas décadas de 70 e 80.

O Depósito Coringa é um depósito que difere da maioria dos depósitos conhecidos no Tapajós por ser um depósito polimetálico (Au, Ag, Cu, Pb, Zn), porém até o momento apenas o ouro é explorado de forma econômica, com minério principalmente concentrado em veios e vênulas além de estreitos halos de alteração.

O depósito está geologicamente inserido numa região caracterizada por magmatismo paleoproterozoico com embasamento composto pelo Complexo granito-gnáissico do Cuiú-Cuiú, de fácies anfíbolito, formados entre 2033 Ma e 2005 Ma. Associada a esses segmentos ocorre a sequência metavulcanossedimentar do Grupo Jacareacanga, metamorfisada em fácies xisto verde e localmente anfíbolito, representante de uma sedimentação embacia oceânica (Santos *et al.*, 2000).

Esses conjuntos metamórficos foram intrudidos por suítes de granitoides e de rochas máficas de idades, assinaturas geoquímicas e ambiências distintas, com ou sem componentes extrusivos associados. As unidades de granitoides mais expressivas, que ocorrem como batólitos, estão agrupadas nas suítes intrusivas Creporizão, Parauari e Maloquinha.

Zonas de cisalhamento regionais de orientação NW-SE cortam várias unidades, e as ocorrências de ouro são controladas por estas mesmas estruturas.

### METODOLOGIA

A pesquisa objeto deste trabalho encontra-se em sua fase inicial e até o momento foram executadas etapas de campo para reconhecimento regional e local para coleta de dados e material, além de amostragem de furos de sondagem disponibilizados pela Empresa *Magellan Minerals* atual detentora dos direitos minerários da área do depósito.

A partir do conjunto de amostras coletadas estudos petrográficos preliminares do depósito foram realizados a critério de conhecer e entender os processos que foram submetidas as rochas hospedeiras e encaixantes do depósito.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

O conhecimento a cerca da geologia local do depósito ainda é escasso, restringe-se aos relatórios internos da *Magellan Minerals*. Isto posto, ressalta-se a importância de determinar a gênese do depósito e relações com as encaixantes bem como sua relação com a evolução da Província Tapajós.

O mapa Geológico do Estado do Pará (Vasquez & Rosa-Costa, 2008) aponta a Suíte Parauari como unidade predominante na área, mas em reconhecimento de campo mostrou abundância de rochas vulcânicas (riolitos) e ignimbritos, provavelmente pertencentes ao Grupo Iriri (? Fm.

Salustiano), sobrepostos a, ou em contato direto com granitoides que se assemelham ao que na literatura se atribui às suítes Parauari e Maloquinha. Rochas máficas também são presentes associadas aos granitos.

As estruturas mineralizadas do depósito Coringa são coincidentes com o *trend* N-NW e seccionam tanto granitos como riolitos. A estrutura/sistema de veio principal mede cerca de 7 km (composta por cinco segmentos de blocos) e há pelo menos mais quatro estruturas mineralizadas que totalizam cerca de 10 km de comprimento de estruturas mineralizadas (Gunesh, 2002).

O sistema de cisalhamento do Coringa (345°/70°-85°) proposto por Gunesh (2002) que se desenvolveu em zona de cisalhamento dextral com *trend* principal orientado segundo o azimute 310°, e o movimento no sentido horário gerou espaços que proporcionaram a instalação da mineralização.

Os corpos graníticos aflorantes na área do depósito são geralmente arredondados e representam os altos topográficos. Macroscopicamente são granitos rosados, granulares, compostos essencialmente por cristais de quartzo (40%) e feldspato potássico (55%).

Os riolitos descritos dos furos de sonda apresentam textura porfírica com fenocristais claros e matriz escura. A matriz quando alterada torna-se avermelhada na proximidade dos veios. A matriz é composta por microcristais de quartzo e sanidina, e os fenocristais são de plagioclásio e sanidina. A biotita ocorre em quantidades menores, geralmente alterada para clorita.

Os veios mineralizados são circundados por zonas de alteração da encaixante que não é texturalmente destrutiva e é caracterizada por uma alteração clorita-hematita distal, e alteração sericítica ± (pirita-galena-esfalerita) próxima aos veios (Figura 1).

A alteração clorita-hematita pode medir até 10m no granito e 50m nos riolitos, circundando vários veios e vênulas. A alteração sericítica ocorre até 0,5 m no granito e até 1 m no riolito. Aparentemente não há relação entre a espessura do veio e a espessura da alteração.

A espessura dos veios varia de 15 cm a 4 m, sendo a mineralização com alto teor de ouro é associada a veios de quartzo contendo significativas quantidades de sulfetos de metais base (>8% Pb e 6% Zn) (Gunesh, 2002).

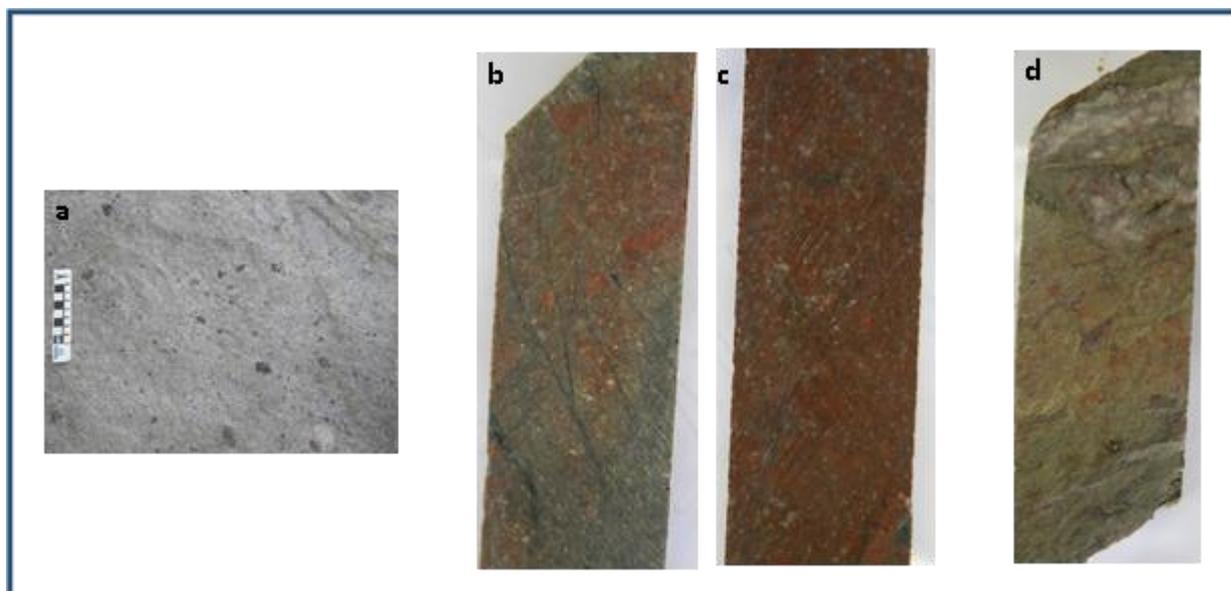


Figura 1: a) Exemplo de afloramento de rocha vulcânica (ignimbrito) aflorante na área do depósito; b) Amostra de riolito hospedeiro apresentando alteração clorita-hematita; c) Amostra de riolito hospedeiro apresentando alteração hematítica mais desenvolvida; d) Amostra de riolito hospedeiro apresentando alteração sericítica. Os testemunhos de sondagem medem 3 cm de largura.

## REFERÊNCIAS

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., 1997 – Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (eds.). contribuições à Geologia da Amazônia. SBG, Belém, 1:423-437.

Gunesh, Kevin J. 2002. Coringa Project State of Para, Brazil NI 43-101 Technical Report for Magellan Minerals.

- Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-granite system - Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, 199(1-4):225-256.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha SB21-Z-A-Vila Riozinho, Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota Explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, CD-Rom.
- Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarimmineralizations, Tapajós Province, Amazonian craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36(2):149-164.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J-M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4):189-223.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications of the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:277-292.
- Nunes C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal High Sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 174 p.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.; Flechter, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131:73-109.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, 3:67-83.
- Vasquez, M.L. & Rosa-Costa, L.T. (organizadores). 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém: CPRM.

## CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO CAMAIÚ NO ENTORNO DO GARIMPO ELDORADO DO JUMA E A RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

Ulisses Antonio Pinheiro Costa<sup>1</sup>, Marcely Pereira Neves<sup>1</sup>, Heitor Grazziotin<sup>1</sup>, Antonio Charles da Silva Oliveira<sup>1</sup>, Marcelo Esteves Almeida<sup>1</sup>, Stella Bjos Guimarães<sup>2</sup>, Miquéas Barroso Silva<sup>1</sup>

<sup>1</sup> CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Manaus; <sup>2</sup>Sede Brasília  
ulisses.costa@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como objetivo descrever as principais características geológicas da sequência vulcanoclástica hospedeira de mineralização aurífera, aqui denominada Formação Camaiú, em sua área de afloramento às margens do Rio Juma, município de Novo Aripuanã, sudeste do Estado do Amazonas (fig. 1) e os controles da mineralização no garimpo Eldorado do Juma.

### METODOLOGIA

O mapeamento geológico foi desenvolvido conjuntamente a uma malha geoquímica de coleta sistemática de solo com estações a cada 500m em linhas espaçadas em 1km, nas proximidades do garimpo Eldorado do Juma. Amostras de rocha mais representativas foram selecionadas para petrografia e DRX. As informações de campo e petrográficas foram integradas para geral das rochas hospedeiras da mineralização.

### CONTEXTO GEOLÓGICO E TRABALHOS ANTERIORES

O arcabouço geológico da área inclui unidades paleoproterozoicas do domínio Roosevelt-Juruena (segundo os conceitos de Províncias Geocronológicas de Santos, *et al.* 2006), com rochas de 1.79 (Suíte Colíder, que reúne vulcânicas félsicas cálcio-alcálico de médio a alto K, segundo Oliveira *et al.*, 2012) a 1.75Ga (granitoides cálcio-alcálicos de alto K e transicionais das suítes Teodósia, descritos por Almeida *et al.*, 2010 e Igarapé das Lontras, caracterizada em CPRM 2011, no prelo). Observam-se ainda coberturas sedimentares proterozóicas, nas quais se incluem as rochas do Grupo Vila do Carmo (Costa *et al.* 2010), alvo desse estudo, e do Grupo Beneficente, redefinido por Reis *et al.* (2011) e de sedimentação relacionada ao mesoproterozóico. A bacia paleozoica é representada por rochas sedimentares do Grupo Alto Tapajós (Reis *et al.* 2006), cortados por enxames de diques mesozoicos e parcialmente encobertos por sedimentação cenozoica e aluviões, além de coberturas detrito lateríticas.

A denominação *Formação Camaiú* utilizada neste estudo faz referência ao trabalho de Liberatore *et al.* (1972) que inicialmente descreveu as rochas vulcanogênicas (tufos e brechas) no Rio Camaiú, na cachoeira Fumação, a pouco mais de 100km a leste. A sequência vulcânica/vulcanoclástica da área do garimpo foi inicialmente descrita por CPRM 2010, que caracterizou a mineralização aluvionar, além de realizar coleta sistemática de solo em uma das frentes de lavra e estudos isotópicos.

### GRUPO VILA DO CARMO: FORMAÇÃO CAMAIÚ

No atual estudo as rochas do Grupo Vila do Carmo são separadas em Formação Camaiú (base) e Formação Eldorado do Juma (topo). A Formação Eldorado do Juma é composta basicamente por quartzos arenitos maciços e bem selecionados, porém não relacionados à mineralização aurífera e não serão alvo de detalhamento nesse trabalho. A idade mínima para a sedimentação do Grupo Vila do Carmo é balizada por *sills* e *stocksmáficos* do diabásio Mata-Matá, datado em  $1576 \pm 4$  Ma (Betiollo *et al.*, 2009), por método U-Pb SHRIMP.

A Formação Camaiú reúne riolitos ignibríticos, tufos (cinzas, cristal e lítico), arenitos líticos com contribuição vulcânica e mais subordinadamente, brechas vulcânicas. Os riolitos/ignibríticos são geralmente observados em afloramentos pouco extensos, com blocos de menos de 1m dispersos na superfície, geralmente com elevada alteração intempérica. A alteração mascara a cor original, vermelho intensa, da matriz quartzofeldspática da rocha, gerando colorações cinza arroxeadas e pórfiros argilizados. Quando pouco alterada se observa uma matriz vítrea a muito fina, envolvendo cristais de feldspatos e quartzos euédricos, com até 2mm de diâmetro. Por vezes são observadas vênulas muito estreitas (<1mm), preenchidas por material cinza levemente esverdeado. Em lâmina delgada as características são de uma rocha vulcânica porfirítica com matriz criptocristalina quartzo-feldspática com porções devitrificadas. Um

mineral de hábito lamelar e totalmente sericitizado (possivelmente piroxênio), com cristais de até 1,5mm ocorre disperso ou em agregados nas bordas de cristais maiores de feldspatos. O quartzo ocorre de forma muito subordinada e como cristais arredondados com bordas corroídas (*vuggy quartz*), por vezes inclusos nos cristais maiores de feldspatos. Os opacos sempre estão associados ao pseudomorfo de piroxênio, ao redor do mesmo, na forma de cristais subédricos ou nas fissuras desses cristais. O epidoto parece ser uma fase secundária, aparece como agregados radiais finos, de até 0,5mm em cavidades ou nos pórfiros de feldspato alcalino. Brito *et al.* (2008) obtiveram idade de  $1770 \pm 18$  Ma pelo método U-Pb-LA-ICPMS, o que levou na época à correlação com magmatismo Teles Pires.

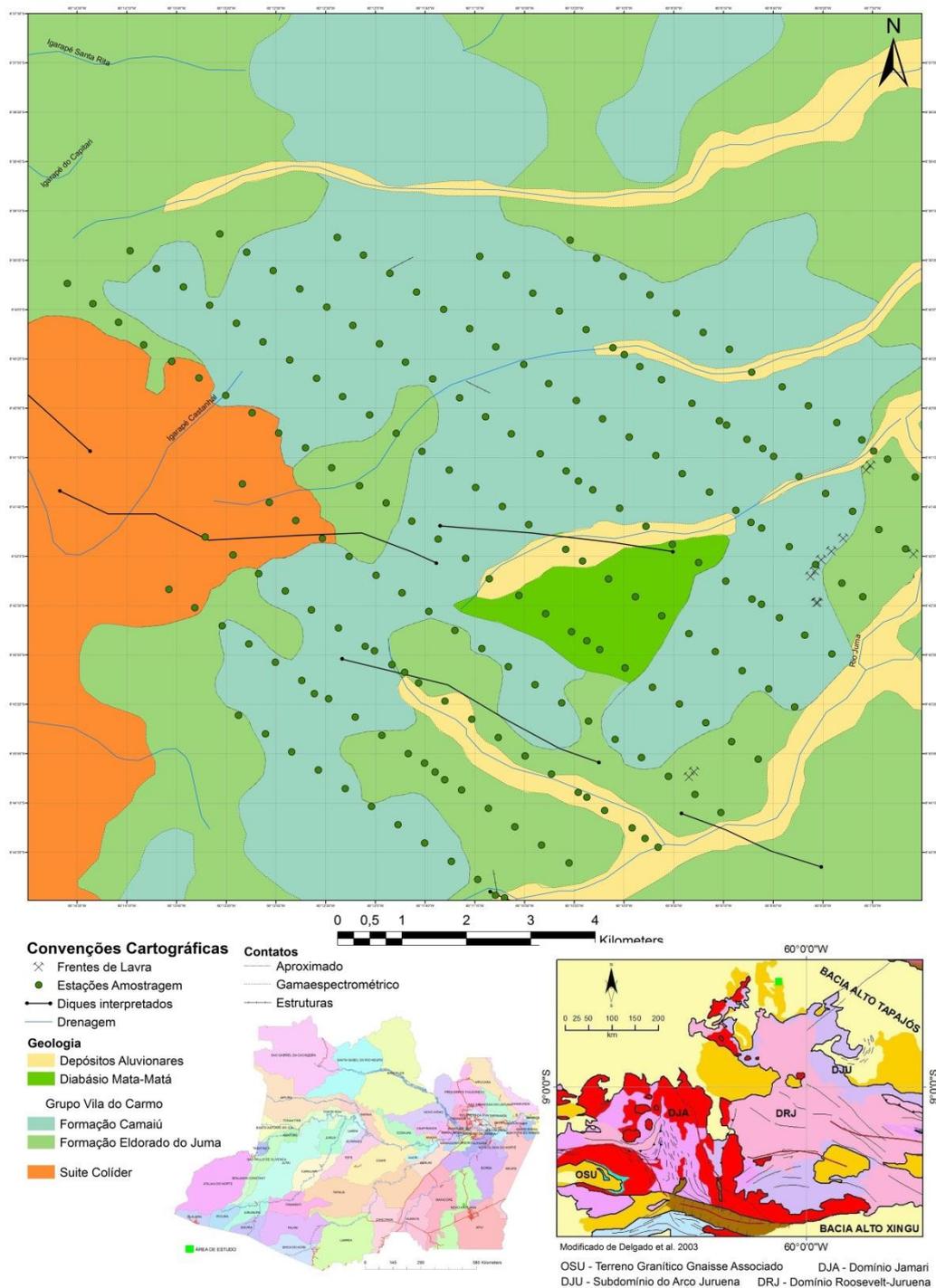


Figura 1: Localização e arcabouço geológico da área de estudo.

Estratigraficamente acima dos riolitos/ignibritos encontramos tufos propriamente ditos, aparentemente em contato gradual. Na parte mais inferior predominam tufos a cristal, mudando para cima para tufos de cinzas, muito alterados no perfil intempérico/laterítico imaturo que predomina na área. Observa-se uma espessura de 4-8m onde se intercalam camadas centimétricas subhorizontais de tufos cineríticos arroxeados e camadas esbranquiçadas sílticas, extremamente alterados, convertendo o perfil em uma “lama” plástica. Vulcanoclastos e cristais de feldspatos e quartzo são muito raros nesse horizonte. Em lâmina petrográfica distingue-se uma matriz muito fina (vítrea), com cristais e porções devitrificadas dispersas, com forte orientação de fluxo, pouco soldado. Os cristais são principalmente minerais opacos euédricos a subédricos de até 0,2cm de diâmetro e cristais de feldspatos (completamente argilizados), com texturas esqueléticas (reabsorção), ambos envoltos por uma massa circular de material devitrificado. Fragmentos de púmice e *chards* de formas diversas são observados. A característica mais marcante da sucessão de tufos observada nas frentes de lavra, e que está diretamente relacionada à mineralização aurífera, é a intensa venulação do tipo *stockwork*, respeitando uma direção preferencial N40-30E, com inflexão para NNE próximo às margens do Rio Juma, cujo curso encontra-se aproximadamente encaixado na direção uma zona de cisalhamento N-S (zona de deformação do Rio Juma, segundo CPRM, 2010), que sofre ainda interferência de estruturas rúpteismais jovens NW-SE. As vênulas são milimétricas a centimétricas e análise por DRX revelou serem compostas pela associação caulinita, illita, quartzo e zinwaldita.

Acima das vulcânicas/vulcanoclasticas se observam quartzo arenitos a litarenitos finos a médios, geralmente bem selecionados, de cor branca a levemente rosado/amarelado. Nas frentes de lavra é comum observar os *sets* centimétricos, separados por leitos com granulação mais grossa, com estratificação plano-paralela e algumas vênulas argilosas discordantes. Variedades ferruginosas não são incomuns, mostrando matriz fina vermelha, com grãos de hematita de até 0,5cm e clastos argilosos dispersos. A contribuição vulcânica é variável nessas rochas, geralmente marcada por litoclastos de rochas vulcânicas félsicas. A petrografia revelou para os quartzo arenitos granulometria muito fina a fina, moderadamente selecionado, com baixo grau de esfericidade e subangulosos. Zircão, turmalina e fluorita também estão presentes em quantidades inferiores a 2%. Fragmentos de rochavítrea são observados. O cimento é silicoso e a moderada a alta recristalização é notada através de feições como forte extinção ondulante e contatos interlobados e pontos tríplices. Os opacos ocorrem como finas películas e agregados intergranulares. CPRM (2011, no pelo) realizou datações U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de quartzo arenitos dessa unidade às margens do Rio Aripuanã, cerca de 80km a sul, obtendo maior população em 1744Ma, e outras populações em intervalos de idades mais antigas.

## CONCLUSÕES

A mineralização aurífera primária no Garimpo Eldorado do Juma está condicionada à ocorrência de vênulas dominadas por caulinita e illita com arranjo *stockwork* e direção geral NNE, com interferência de estruturas NW-SE. Nas rochas riolíticas na seção inferior, apesar de muito intemperizados, ainda é possível reconhecer sinais de epidotização e sericitização pervasiva. Resultados de análise mineralógica de concentrados de batéia, ainda não publicados, em áreas adjacentes ao garimpo mostram quantidades consideráveis de barita. Apesar das evidências microtermométricas apresentadas por Guimarães *et al.* (2012) obtidas em quartzo de veios apontarem para um fluido de temperatura em torno de 300°C, as demais características apontam para uma mineralização do tipo *epithermal gold*, como os autores já destacaram. Depósitos deste tipo são em sua maioria de idade mesozoica a terciária, devido à profundidade rasa (~1,5km) e alta susceptibilidade a erosão, porém já são reconhecidas algumas ocorrências mais antigas, inclusive proterozóicas, no Canadá (e.g. depósito de Mallery Lake, Taylor, 2007). O nível de conhecimento geológico na área ainda é baixo e as condições de acesso/cobertura vegetal/grau de intemperismo dificultam de sobremaneira a definição das feições diagnósticas da mineralização. Porém este estudo ainda é de caráter preliminar e novos dados analíticos são esperados para ajudar no entendimento do quadro metalogenético.

## REFERENCIAS

Almeida M E, Scandola J E, Costa U A P, Splendor F, Betiollo L M, Bahia R B C, 2010. Geologia, litogeoquímica e petrogênese da Suíte Teodósia: exemplo de magmatismo calico-alcalino de alto-K estateriano, no sudeste do Estado do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., 45, Belém, Anais.

- Betiollo L.M., Reis N.J., Almeida M.E., Bahia R.C., Splendor F., Costa U.P., Luzardo R. 2009. Magmatismo Máfico Calimiano (Sill Mata-Matá), rio Aripuanã, Amazonas – Implicações Geológicas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, AM, Resumos Expandidos.
- Brito, R.S.; Silva, M.S.; Silveira, F.V.; Larizzati, J.H.; Chemale Júnior, F. 2008. Dados preliminares de litogeoquímica, U-Pb-icpms laser ablation, Sm-Nd e Sr-Sr das rochas encaixantes das mineralizações de ouro do garimpo Eldorado do Juma-Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., 44. 26-31.
- Costa U A P, Splendor F, Almeida M E, Bahia R B C, Betiollo L M, Reis N J, Oliveira A C S, Oliveira A A, Souza A G H. 2010. Geologia e recursos minerais da folha SB.20-Z-D (Sumaúma) sudeste do Estado do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., 45, Belém, Anais.
- CPRM. 2010. Metalogenia do distrito aurífero do rio do Juma Nova-Aripuanã, AM. Série Ouro - Informes Gerais, n. 17.
- CPRM. 2011. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumaúma, Folha NB.20-Z-D. Escala 1:250.000. Estado do Amazonas. Superintendência Regional de Manaus (no prelo)
- Guimarães, B. S., Brito, R.S., Silveira, F. V., Almeida, M. E. 2012. Caracterização das mineralizações de Ouro do Garimpo do Eldorado do Juma (AM). In: Simp. Bras. De Expl. Min., 5. Anais.
- Liberatore G., Alecrim J.D., Medeiros J.B. de, Malouf R.F., Pinheiro S. da S., Achão S.M., Santos J.O.S. 1972. Projeto Aripuanã – Sucundurí. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.), 8 v.
- Oliveira A A, Costa U A P, Almeida M E, Oliveira A C S, Reis N J, Splendor F, Betiollo L M, Bahia R B C, 2012. O magmatismo Colíder no Sudeste do Estado do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., 46, Santos, Anais.
- Reis N J, Bahia R B C, Almeida M E, Costa U A P, Betiollo L M, Oliveira A C S, Oliveira A A. 2011. O Supergrupo Sumaúma no contexto de evolução da folha SB.20-Z-D (Sumaúma) sudeste do Estado do Amazonas. In: Simp. Geol. Amaz. 12, Boa Vista, Resumos Expandidos.
- Reis, N.J. 2006. O Quadro Estratigráfico da Bacia Alto Tapajós na Região de Apuí, Amazonas – Implicações sobre seu Status Paleozóico. In: Cong. Bras. Geol., 43, Aracaju. Anais: p.104.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G. de, Riker, S.R.L., Souza, M.M. de, Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, CD-ROM.
- Taylor, B.E. 2007. Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 113-139.

## CARACTERIZAÇÃO DE UM DEPOSITO DE CAULIM DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO NO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO-AM.

Weberton Luis Pereira<sup>1</sup> ([weberton.geologo.ufam@hotmail.com](mailto:weberton.geologo.ufam@hotmail.com));  
Raimundo Humberto Cavalcante Lima<sup>2</sup> ([humbertoclima@ufam.edu.br](mailto:humbertoclima@ufam.edu.br)).

Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas

### INTRODUÇÃO

A argila é um material que constitui matéria prima básica para a fabricação de diversos produtos industriais, tais como: cerâmicos, papéis, refratários, plásticos, tintas, cimentos, etc. Apresenta bastante variação, principalmente, em termos de gênese, textura, composição e propriedades tecnológicas, fatos que condicionam as suas aplicações potenciais e efetivas. Existem tipos de argilas diferenciados, tanto pela coloração, mineralogia e tamanho das partículas que perfazem o mesmo.

Entende-se por argila branca ou caulim, o material formado por um grupo de silicatos hidratados de alumínio, principalmente caulinita. Além disso, o caulim, também, contém outras substâncias sobre a forma de impurezas, destes traços até a faixa de 40 – 50% em volume, consistindo, de modo geral, de quartzo, palhetas de mica, grãos de feldspatos, óxidos de ferro e titânio, etc. A fórmula química dos minerais do grupo da caulinita é  $Al_2O_3 \cdot mSiO_2 \cdot nH_2O$ , onde  $m$  varia de 1 a 3 e  $n$  de 2 a 4 (GOMES, 2002).

Segundo Gomes (2002) nos depósitos residuais ou primários o caulim aproveitável, isto é, o rendimento do caulim, varia entre 10% e 25% da massa da rocha caulinizada, enquanto que nos depósitos sedimentares ou secundários, o teor de caulim aproveitável pode atingir valores da ordem de 85-95%, como sucede nos depósitos da bacia do Baixo Amazonas. A Amazônia apresenta grande potencial para depósitos de argilominerais cujas características genéticas estão associadas ao intemperismo e sedimentação, além de diagênese e hidrotermalismo. Os argilominerais podem ser originados por herança, transformação e neoformação, fatores estes relacionados ao ambiente de ocorrência. As duas importantes bacias sedimentares intracratônicas, localizadas ao norte do país, as bacias do Amazonas e Solimões, são as principais fontes desses minerais.

A partir dessas informações o objetivo da pesquisa foi caracterizar química, física e mineralogicamente as unidades argilosas da formação Alter do chão com a perspectiva de se conhecer esses materiais e seu comportamento quanto à alteração intemperica.

### GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Amazonas limita duas principais áreas de embasamento rochoso no interior do Cráton Amazônico, cujas idades têm sido estabelecidas no intervalo Arqueano - Proterozóico: ao norte, o Escudo das Guianas, e a sul, o Escudo Brasil – Central. Envolve uma área de aproximadamente 480.000 km<sup>2</sup> que atravessa os estados do Pará a leste e Amazonas a oeste.

No Mesozoico, durante o desmembramento dos continentes sul-americano e africano, ocorreram eventos de magmatismo básico e de sedimentação. A reativação de falhas NW-SE vieram culminar com a deposição dos sedimentos da formação Alter do Chão no Cretáceo Superior (WANDERLEY FILHO, 1991).

Segundo os autores: Nogueira et al. (1997a e 1997b), Monteiro et al. (1998), Soares (1998), Horbe et al. (2001), CPRM (2002), Peixoto (2006). Na Amazônia ocidental brasileira, devido às dificuldades de acesso, desenvolvimento de solos espessos e densa cobertura de floresta somente em algumas áreas são possível observar as relações litoestratigráficas e estruturais entre diferentes tipos de rochas. Uma dessas áreas envolve parte dos municípios de Manaus e Presidente Figueiredo, região nordeste do Estado do Amazonas, na qual está exposto um empilhamento estratigráfico que abrange rochas do Paleoproterozóico ao Fanerozóico. A partir da década de 1990, com a pavimentação da rodovia BR-174, novas viciniais foram abertas e expuseram melhor as relações litoestratigráficas e estruturais entre os diferentes tipos rochosos, favorecendo o aprofundamento nas investigações geológicas na região.

#### *Formação Alter do Chão*

Na área da pesquisa, são encontradas exposições da formação Alter do Chão lateritizada, a qual hospeda depósitos caulim e espodossolos de areias brancas desferrificadas. Segundo Costa & Moraes

(1997), os depósitos de caulim na região ocorrem nos horizontes inferiores dos perfis lateríticos, possuem teores relativamente altos em SiO<sub>2</sub> e baixos em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e foram desenvolvidos a partir do Paleógeno.

Cabe à formação Alter do Chão o registro do “embasamento sedimentar” da área de estudo. A unidade tem ampla distribuição ao norte da calha do rio Amazonas onde comparecem os baixos cursos dos rios Preto da Eva, Urubu e Uatumã, bem como ao sul da calha do rio Amazonas, no interflúvio Maués – Açu/Parauari – Cicantá.

Segundo Costa (1991), grande parte dos afloramentos da formação Alter do Chão apresenta-se na forma de perfis lateríticos imaturos, cuja espessura varia de alguns metros a dezenas de metros. Contudo, em muitos os casos, o registro do horizonte saprolítico na base do perfil, possibilita a identificação da unidade rochosa, uma vez que são ainda identificadas nesta zona muitas das características mineralógicas e estruturais originais da rocha, como arenitos caulíníficos esbranquiçados, às vezes creme, amarelados ou arroxeados, finos a grossos e friáveis. Por vezes ocorrem argilitos caulíníficos esbranquiçados a avermelhados.

## METODOLOGIA

Durante o levantamento de campo foram coletadas 3 amostras de um depósito de caulim da formação Alter do Chão no km 45 da BR-174 próximo ao igarapé Cabeça Branca, onde estas foram submetidas à análises físicas, mineralógica e químicas.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

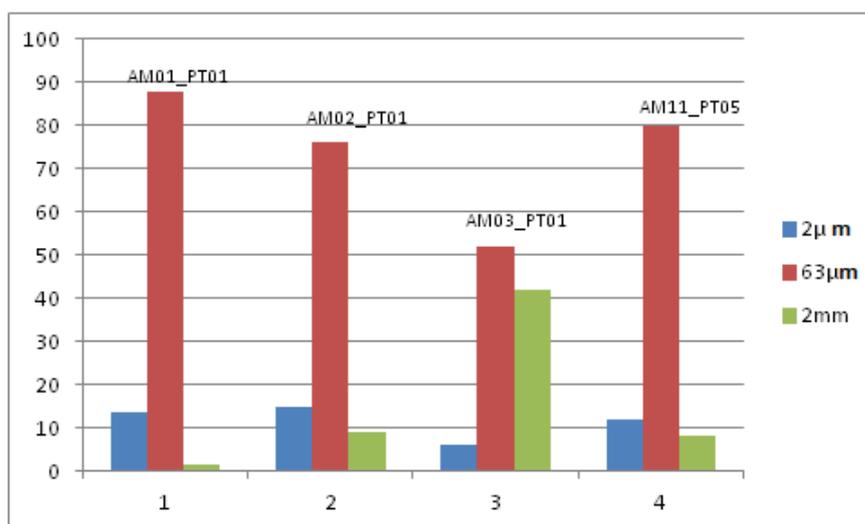


Figura 14: Histograma comparativo da granulometria das amostras estudadas.

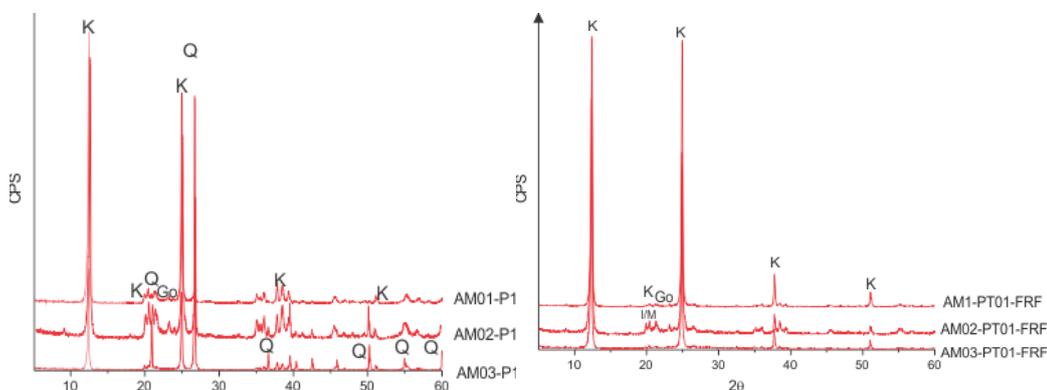


Figura 15: Difratograma das amostras e seus respectivos minerais, K: caulinita, Q: quartzo, G: goethita, I/M: illita/muscovita.

**Tabela 1: Composição química dos principais óxidos identificados nas amostras.**

Amostras	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	K <sub>2</sub> O (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	Perda Fogo (%)	Outros (%)
Am01_PT01	19,20	7,30	62,44	0,96	0,77	< 0,1	8,83	0,12
Am02_PT01	27,39	0,58	60,82	0,90	0,22	< 0,1	10,02	< 0,1
Am03_PT01	15,96	0,33	77,16	0,29	< 0,1	-	6,14	< 0,1

## CONCLUSÃO

Com os dados obtidos pode-se esclarecer como está disposto o perfil caulínítico da Formação Alter do Chão na área de estudo, quanto à granulometria, mineralogia e química. Pode-se evidenciar texturalmente níveis diferentes do mesmo, nível silte-arenoso e silte-argiloso. No nível silte-arenoso pode observar a presença de caulinita em sua maioria e em porcentagem menor illita/muscovita. Evidenciou-se, também, a grande porcentagem de SiO<sub>2</sub>, possivelmente, devido a maior concentração de quartzo observado pela granulometria e mineralogia.

No saprólito fino, observaram-se, dois níveis silte-argiloso com pouca presença de grânulos tamanho areia, evidenciando um maior desenvolvimento do perfil. Texturalmente designado por nível esbranquiçado e nível avermelhado. O nível avermelhado ocorre pela presença de hidróxidos de ferro conforme indicado pela mineralogia e química, identificando o mineral goethita.

Portanto o estudo nos mostrou um perfil imaturo, onde se pode encontrar um saprólito grosso e um saprólito fino subdividido química e mineralogicamente. Este perfil permitiu a identificação dos argilominerais, caulinita, illita/muscovita. Também existe a presença de outros minerais como goethita e quartzo. A espectrometria de fluorescência detectou os constituintes químicos referentes aos minerais caulinita (al<sub>2</sub>si<sub>2</sub>o<sub>5</sub>(oh)<sub>4</sub>), illita/muscovita (kal<sub>2</sub>(si<sub>3</sub>al)o<sub>10</sub>(oh)<sub>2</sub>), goethita (feo(oh)), quartzo (sio<sub>2</sub>) e possivelmente anatásio (tio<sub>2</sub>), este último não foi identificado na mineralogia devido sua presença ser pequena, ou seja, inferior a capacidade de detecção do difratômetro. Com a pesquisa foi possível compreender melhor a evolução química, física e mineralógica da unidade argilosa e seu comportamento quanto à atuação do intemperismo na região.

## AGRADECIMENTOS

À FAPEAM pelo suporte financeiro e concessão de bolsa de iniciação de pesquisa ao primeiro autor, pelo suporte laboratorial da CPRM, UFPA e UFAM, pelas análises Física, Química e Mineralógica respectivamente.

## REFERÊNCIAS

- Costa, M.L. & Morais, E.L.; O caulim de Manaus-Itacoatiara: Aspectos mineralógicos e geoquímicos-Geociências (fundação para o desenvolvimento da UNESP), São Paulo, Brasil, p.35-53, 1997.
- Gomes, C. S. F. Argilas: Aplicações na indústria, Aveiro, O liberal, 2002.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Costa M.L., Suguio K. A lateritização da gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo Balbina, nordeste do Amazonas. In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. Contribuições à Geol. da Amazônia. Manaus, SBG-NO, v. 2, p.145-176. 2001.
- Monteiro E.A., Nava D.B., Correia M.C. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia – PRIMAZ. Manaus, MME/CPRM, CD-ROM. 1998.
- Nogueira A.R., Souza V., Soares E.A.A. Contribuição à tectônica cenozóica da região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus - AM. In: SBG, Simp. Est. Tect., 5, Pirinópolis, Atas, p. 123-125, 1997b.
- Peixoto S.F.; Mineralogia e geoquímica de perfis lateríticos no nordeste do Estado do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Dep. de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 122p, 2006.
- Peixoto S.F.; Horbe A.M.C. Bauxitas do nordeste do Amazonas. Rev. Bras. Geoc., **38**(2):406-422, 2008.
- Soares E.A.A.; Fácies litorâneas e feições glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na região de Presidente Figueiredo – AM, Bacia do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 98p, 1998.
- Wanderley Filho J.R.; Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 125p, 1991.



## Capítulo 8 – Geoquímica

1. A JAZIDA DE FOSFATOS LATERÍTICOS DE SAPUCAIA (BONITO-PA) .....	723
2. DEPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA EM SOLO DA FLORESTA NACIONAL DO TAPAJÓS – ESTADO DO PARÁ .....	727
3. ASPECTOS QUÍMICOS E MINERALÓGICOS DOS SOLOS DO ENTORNO DO COMPLEXO INDUSTRIAL DE BARCARENA-PA E SUA UTILIZAÇÃO COMO REVESTIMENTO DE FUNDO DE BACIAS DE DISPOSIÇÃO DA LAMA VERMELHA DA ALUNORTE-PA .....	730
4. MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, BACIA DO SOLIMÕES-ACRE .....	733
5. MATERIAL PARTICULADO ATMOSFÉRICO DA AMAZÔNIA – FONTES E PROPRIEDADES .....	737
6. ANÁLISE GEOQUÍMICA DOS SOLOS EM ÁREAS DE SEPULTAMENTO PRÉ-HISTÓRICO, SÍTIO ARQUEOLÓGICO CEMITÉRIO CAIXA D'ÁGUA BURITIZEIRO –MG .....	740
7. ANÁLISE GEOQUÍMICA AMBIENTAL DO RIO DAS VELHAS NO SEGMENTO ENTRE A CIDADE DE VÁRZEA DA PALMA E O DISTRITO DE BARRA DO GUAICUÍ-MG FOZ COM O RIO SÃO FRANCISCO: ESTUDO DA CONCENTRAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE METAIS PESADOS NA ÁGUA SUPERFICIAL, NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE E SOLOS, SUA LIBERAÇÃO, TRANSPORTE E REAÇÕES QUÍMICAS NO MEIO AMBIENTE .....	744
8. AVALIAÇÃO DA QUALIDADE AMBIENTAL DA ÁGUA SUPERFICIAL DO CÓRREGO QUATRO VINTÉNS NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA – MG .....	748
9. AVALIAÇÃO GEOQUÍMICA AMBIENTAL DA ÁGUA SUPERFICIAL DO BAIXO CURSO DO RIO DAS VELHAS-MG ..	751
10. GEOQUÍMICA DO GRANITO BARRA MANSÁ - TERRENO ALTO GUAPORÉ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	754
11. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ARENITOS DO GRUPO TUCURUÍ .....	757
12. USO DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PORTÁTIL EM LEVANTAMENTO GEOQUÍMICO DE SOLO .....	761
13. MINERALOGIA E QUÍMICA DOS SEDIMENTOS LAMOSOS DE CURUÇÁ, COSTA NORTE DO BRASIL .....	764
14. ANÁLISE DA QUALIDADE GEOQUÍMICA AMBIENTAL E BIOLÓGICA DA ÁGUA SUPERFICIAL DA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA DO CÓRREGO DA PRATA NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA-MG .....	768
15. INTERAÇÕES GEOQUÍMICAS ENTRE A ÁGUA E O SOLO DE MANGUE, COMO PROCESSO DE MODIFICAÇÃO DA FERTILIDADE, EM BRAGANÇA, NORTE DO BRASIL .....	771
16. ANÁLISE MINERALÓGICA E QUÍMICA DO ARGILITO DA FORMAÇÃO PIRABAS NA PRAIA DO ATALAIA, SALINÓPOLIS- PA .....	774

## A JAZIDA DE FOSFATOS LATERÍTICOS DE SAPUCAIA (BONITO-PA)

Alessandro Sabá Leite<sup>(1)</sup>; Marcondes Lima da Costa<sup>(2)</sup>

(1)Universidade Federal do Pará, alessandro.leite@live.com

(2)Universidade Federal do Pará, mlc@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O depósito mineral de Sapucaia, situado na zona rural do município de Bonito, região nordeste do Estado do Pará (figura 1), faz parte de um conjunto de ocorrências de fosfatos de alumínio lateríticos localizados predominantemente na zona costeira dos estados do Pará e Maranhão. Estes depósitos foram alvos de estudo desde o início do século passado, quando as primeiras descrições de bauxita fosforosas foram mencionadas na região NW do Maranhão (Shaw *et al*, 1925). Costa & Costa (1987) delinearam o perfil geoquímico da solução sólida crandallita-goyazita-florencita presente no horizonte aluminofosfático de Sapucaia, e posteriormente, a assembleia de minerais pesados dispersos ao longo do perfil de alteração (Costa *et al* 1991). Os fosfatos lateríticos constituem produtos secundários de alto teor de  $P_2O_5$  e  $Al_2O_3$ , tornando-os favoráveis para a produção de fertilizantes agrícolas. Técnicas recentes de beneficiamento dos fosfatos de Sapucaia, que elevaram significativamente a solubilidade de  $P_2O_5$  em citrato neutro de amônio e conseqüentemente sua eficiência agrônômica, viabilizaram a instalação da primeira indústria de produção de termofosfatos do Brasil, com início das operações previsto para 2014. A partir da descrição e análise de testemunhos de sondagem, produzidos durante o programa de pesquisa mineral da Fosfatar Mineração, foi definido um perfil-tipo para os fosfatos lateríticos da jazida de Sapucaia.

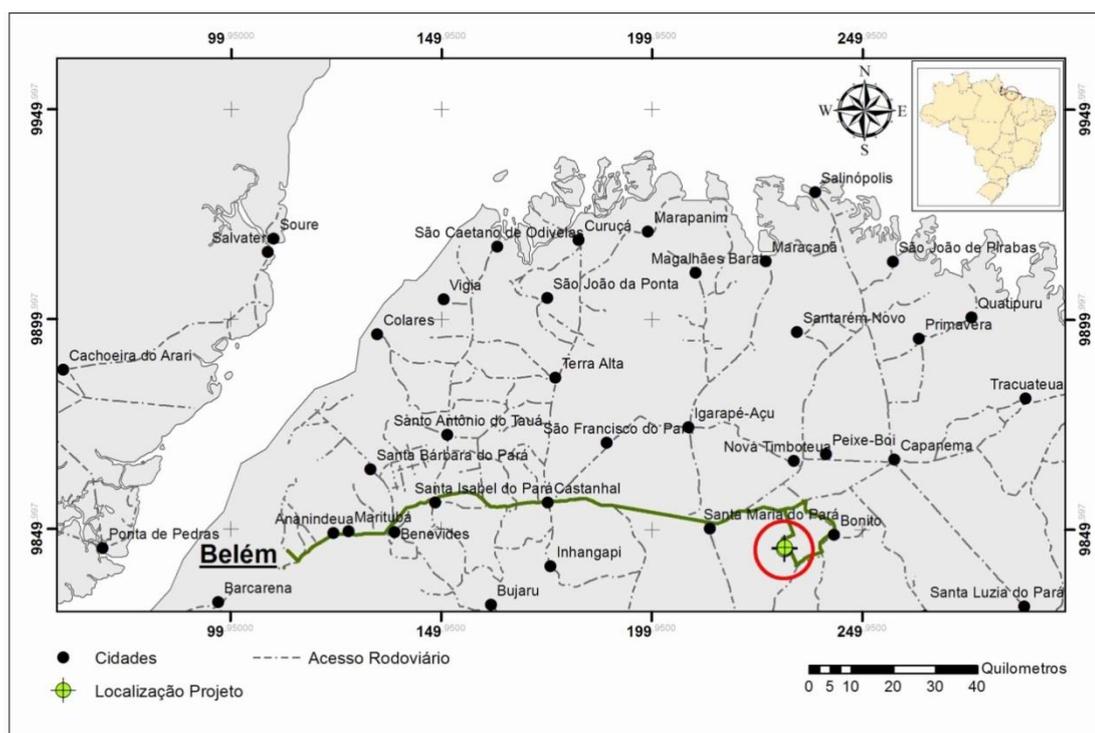


Figura 01 – Mapa de localização da jazida de fosfatos de Sapucaia, com acesso rodoviário a partir de Belém – PA.

### METODOLOGIA

Durante os trabalhos de pesquisa que visaram a quantificação das reservas do depósito Sapucaia conduzidos pela Fosfatar Mineração, foram descritos afloramentos produzidos pela abertura de trincheiras e remoção de material estéril. Amostras de testemunho de sondagem foram utilizadas para a confecção de lâminas delgadas, análise química de rocha total (Lab. Acme) e difratometria de Raios X (UFPA) para a determinação das fases minerais presentes e suas respectivas concentrações a partir de cálculos estequiométricos.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O morro Sapucaia possui relevo moderadamente abaulado, com declives suaves gerados por sedimentos areno-argilosos que recobrem parcialmente o horizonte laterítico (figura 1A). O topo do perfil é caracterizado pelo nível pisolíticoferro-alumino fosfático que em níveis específicos, imprime textura do tipo “pele-de-onça” (figura 1B), com pisólitos constituídos por oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, envoltos por cimentação fosfática rica em crandallita-goyazita e quartzo. O contato com a possante crosta alumino fosfática abaixo é bem definido pela forte redução no volume de minerais ferruginosos deste horizonte, que apresenta coloração tipicamente creme a cinza claro. Esta interface é sinuosa e irregular, marcando fortes depressões em superfície que refletem variações na espessura geral do corpo, onde pontualmente, alcança oscilações de até 9 metros. A crosta possui textura maciça (figura 1C) com variações relacionadas a profundidade, tonando-se porosa a cavernosa (dissolução mineral) em direção a base, com fraturas preenchidas por mineralização fosfática secundária. A mineralogia do horizonte é constituída predominantemente por fosfatos aluminosos do subgrupo da crandallita (tabela 1 e figura 4), em maior volume com a série crandallita-goyazita (<63,94%) e subordinadamente com as séries woodhouseíta-svanbergita (<25,25%) e wardita-millisita (<2,31%). Associados aos fosfatos encontram-se ainda em menor proporção hematita, goethita, caulinita, quartzo, muscovita e anatásio, e em nível de acessório a raro estão zircão, estauroлита, turmalina, anatásio, andalusita e silimanita, identificados ocasionalmente durante análise em microscópio (figuras 3B e 3C). A transição para o horizonte saprolítico na base é gradual e contínua, marcada pelo aumento no volume de caulinita e redução dos minerais fosfáticos. A base do perfil de alteração registra uma espessa camada caulínica, de coloração branca a amarela, com níveis arenosos e ferruginosos, constituída principalmente por caulinita e quartzo e, em menor proporção por crandallita-goyazita, illita e muscovita. A geoquímica do perfil (tabela 2) reflete enriquecimento em  $P_2O_5$  em todos os horizontes descritos, com maior concentração na crosta maciça (<27,74%) e menor na zona caulínica, seguido por CaO,  $Na_2O$ , SrO e S que estão ligados a mineralogia dos fosfatos. Observa-se ainda uma correlação inversa entre  $SiO_2$  e  $Al_2O_3$ , entre  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3$  e positiva entre  $SiO_2$  e  $Fe_2O_3$ , que ratificam a natureza laterítica do perfil. Desta forma, a sucessão dos horizontes lateríticos, composição mineralógica e padrão geoquímico permitem correlacionar a jazida de fosfatos lateríticos de Sapucaia com as demais ocorrências registradas na região.



Figura 2 –A) Foto panorâmica da porção norte do morro Sapucaia, com a cobertura sedimentar parcialmente removida e horizonte alumino fosfático exposto. B) Bloco do horizonte pisolítico de textura tipo “pele-de-onça”. C) Bloco métrico do horizonte laterítico maciço. D) Fragmento de testemunho do horizonte caulínico na base do perfil.

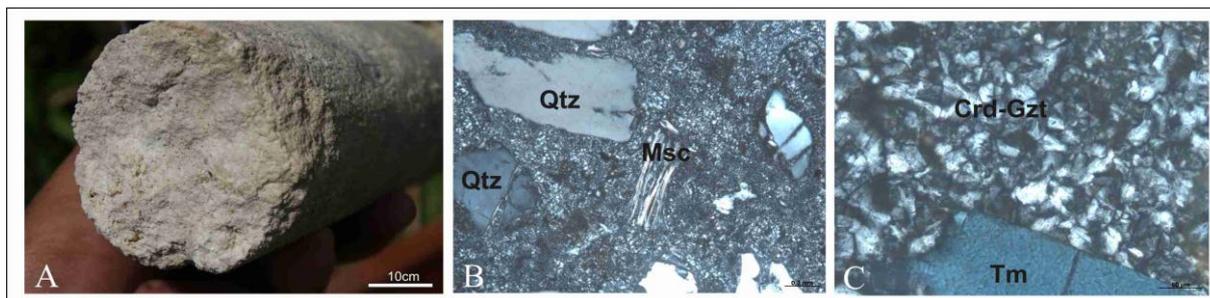


Figura 3 –A) Fragmento do testemunho de sondagem utilizado nas análises com fosfato aluminoso maciço. B e C)Fotomicrografias do horizonte fosfático com grãos angulosos e fraturados de quartzo (Qtz), turmalina (Tm) e muscovita imersos na matriz constituída por fosfatos da série crandallita-goyazita (Crd-Gzt).

Tabela 1 – Estatística básica para a constituição mineralógica do perfil aluminofosfático descrito em Sapucaia. Crd: Crandallita; Gzt: Goyazita; Fln: Florencita; W-S: Woodhouseíta-svanbergita; W-M: Wardita-millisita; Msc: Muscovita; Cau: Caulinita; Qtz: Quartzo; Gth/Hmt: Goethita/Hematita; Ana: Anatásio; *n*: número de amostras consideradas.

Mineral (%)	Crd	Gzt	Fln	W-S	W-M	Msc	Cau	Qtz	Gth/Hmt	Ana
<i>Min</i>	35,02	5,25	0,06	5,60	0,39	0,00	1,22	0,85	1,75	0,40
<b>SPD-7D</b>										
<i>Max</i>	63,94	20,48	0,17	25,25	2,31	3,30	7,32	19,29	19,29	1,86
<i>Med</i>	46,57	14,80	0,11	12,63	1,01	0,94	4,19	7,02	8,43	1,14

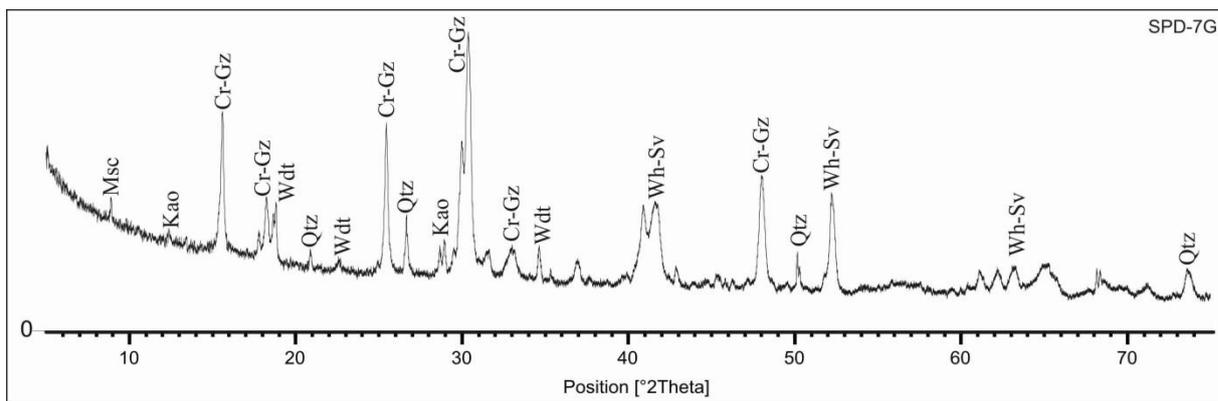


Figura 4 –Difratograma de Raios X em amostra do horizonte fosfático maciço.Crd-Gz: Crandallita-goyazita; Wh-Sv: Woodhouseíta-svanbergita; Wdt: Wardita-millisita; Msc: Muscovita; Kao: Caulinita; Qtz: Quartzo.

Tabela 2 – Concentração dos elementos maiores (wt%) no perfil de laterítico de Sapucaia.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	SrO	SO <sub>3</sub>	P.F.
<b>SPD-7A</b>	9,00	26,35	8,68	0,10	6,86	0,07	0,07	1,21	23,47	0,00	5,58	1,52	18,3
<b>SPD-7B</b>	12,42	22,93	19,29	0,06	5,31	0,05	0,11	1,55	18,10	0,00	3,71	1,62	16,1
<b>SPD-7C</b>	21,09	27,82	3,61	0,12	5,72	0,10	0,39	0,72	20,15	0,01	5,11	1,02	15,0
<b>SPD-7D</b>	5,55	24,73	19,13	0,05	5,66	0,03	0,05	1,86	19,41	0,01	4,42	2,57	18,7
<b>SPD-7E</b>	2,16	33,54	1,75	0,03	9,86	0,18	0,06	0,90	27,09	0,00	4,17	4,62	20,1
<b>SPD-7F</b>	2,78	32,00	2,22	0,06	9,62	0,05	0,00	1,34	27,74	0,01	4,82	2,74	19,1
<b>SPD-7G</b>	12,79	27,44	4,30	0,11	6,78	0,07	0,10	0,40	24,29	0,00	5,91	2,07	17,0

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Costa M.L.; Costa W.A.M. 1987. Distribuição dos terras raras na solução sólida crandallita-goyazita de Sapucaia (Bonito-Pará). *In:IV Congresso Brasileiro de Geoquímica*, vol. I, p. 53-69.
- Costa W.A.M.; Costa M.L.; Ferreira M.J.C. 1991. Espectro de minerais pesados no perfil laterítico fosfático de Sapucaia (nordeste do Pará). *In: III Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém-Pará. Anais,

p. 512-526.

Leite A.S.; Costa M.L. 2012. Geologia e mineralogia dos fosfatos lateríticos de Sapucaia. (Bonito/PA). *In:* V Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. Ouro Preto-MG. Sessão Pôster.

Santos P.H.C.; Costa M.L.; Leite A.S.; Silva G.J.S.; Marques G.T.; Almeida H.D.F. 2012. Mineralogia do Caulim de Sapucaia (Bonito-Pará). *In:* 46 Congresso Brasileiro de Geologia e 1 Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa. Santos-SP. CD-ROM.

Shaw E.W.; Wrigth W.H.; Darnell J. 1925. The mineral resources of Maranhão. *Brazil Economy Geology*, (20): 929-932.

## DEPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA EM SOLO DA FLORESTA NACIONAL DO TAPAJÓS – ESTADO DO PARÁ<sup>1</sup>

Figueiredo, B. R.<sup>1,2</sup>; Da Silva, R.<sup>2</sup>; Angélica, R. S.<sup>3</sup>; Nascimento, F. S.<sup>2</sup>; Oliveira, P. L.<sup>1</sup>

(1) Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, (2) Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, (3) Universidade Federal do Pará - UFPA  
Email: berna@ige.unicamp.br

### INTRODUÇÃO

Pesquisas atuais sobre o fluxo de poeira no planeta e sobre natureza física e química de aerossóis têm contribuído para o melhor entendimento de fenômenos climáticos, variações meteorológicas e agravos à saúde relacionados à poluição atmosférica. Uma linha adicional de pesquisa compreende os estudos voltados para avaliar a influência da deposição de material particulado atmosférico (MPA) na composição química de solo. Estudos anteriores sobre aerossóis na Amazônia revelam que há diferenças significativas nas propriedades físicas e químicas desses materiais segundo o tipo de fonte (queima de biomassa, poeira fina de fontes distantes, aerossol marinho), área de coleta (área virgem ou modificada) e ainda segundo a estação do ano (seca ou chuvosa).

De acordo com o conhecimento acumulado sobre a física e a química da atmosfera na Amazônia (Artaxo et al., 2002, 2005, 2010), as partículas derivadas de fontes biogênicas ou outras podem conter uma série de elementos associados como Na, Mg, P, S, K, Ca, Zn e Rb, muitos dos quais, nutrientes essenciais para as plantas. Além dos compostos orgânicos, os autores ainda mencionam a contribuição de aerossóis provenientes das nuvens de poeiras transoceânicas muito finas. É também destacada a contribuição de aerossóis marinhos na forma de sais inorgânicos, detectados até mesmo nas áreas mais centrais da bacia amazônica, bem como a presença de quantidades menores de material biológico.

As propriedades e as fontes de partículas de aerossóis na bacia Amazônica foram objeto de extenso trabalho de revisão e atualização por Martin et al. (2010). Com base nos estudos revisados, os autores postulam, essencialmente, que as fontes de aerossóis na bacia são dominadas por emissão natural e antrópica da biosfera (queima de biomassa e produção de partículas biológicas primárias e secundárias) com exceção apenas de algumas áreas urbanizadas e eixos rodoviários.

O objetivo do presente estudo foi estudar as propriedades físicas e químicas de aerossóis com o propósito de detectar a influência da deposição atmosférica em solo superficial na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós (FLONA), Estado do Pará. Na área de estudo, segundo Vasquez, Souza e Carvalho (2008), ocorrem rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, do Cretáceo Superior (arenitos, pelitos e conglomerados) e os tipos de solos mais comuns são o latossolo amarelo distrófico (argiloso a muito argiloso), argilossolo vermelho eutrófico e neossolo quartzênico órtico (IBGE, 2007).

### METODOLOGIA

As amostras de solo foram coletadas em um perfil situado nas proximidades da torre de observação meteorológica do Km 67 da FLONA. Representam segmentos a cada 2 cm de profundidade nos primeiros 20 cm do topo do perfil e uma amostra de solo mais profundo (40-60 cm). Também foi coletada uma amostra da rocha parental (arenito argiloso da Formação Alter do Chão), em afloramento na rodovia BR 163. Essas amostras de solo foram secadas ao natural e apenas a fração granulométrica inferior a 177 µm foi analisada pelas técnicas de Difratometria de raios X e Fluorescência de raios X no LCM-IG-UFPA.

As amostras de particulados foram obtidas em coletor em cascata tipo Moudi, 12 estágios, em membranas de policarbonato, durante três eventos com duração de 7, 13 e 14 dias, no período de julho a dezembro de 2012. Na FLONA, as coletas foram realizadas na parte superior de uma torre de observação do Km 67 (BR 163) a uma altura de 43 m. Na mesma época da amostragem na FLONA foram também coletadas

<sup>1</sup> Este trabalho é uma contribuição ao IUGS-GEM Dust Working Group e contou com financiamento de CAPES e CNPq (projetos 473238/2011-0 e 304446/2011-4). Foram várias as pessoas que contribuíram para a realização desta pesquisa, em especial, Arnaldo Cardoso (UNESP) e Emmanoel V. Silva Filho (UFF).

amostras de material particulado no Campus Tapajós da UFOPA, no bairro do Salé, área urbana de Santarém, às margens do Rio Tapajós, no alto de um reservatório de água a 10 m de altura. Foram quatro eventos de amostragem (7, 14, 7 e 7 dias de duração) entre junho e novembro de 2012. O fluxo de ar utilizado em todas as amostragens oscilou em torno de 30 L/mim.

Devido à pequena quantidade de material coletado, as amostras correspondentes aos 12 estágios foram agrupadas em apenas duas frações: (i) fração grossa com partículas de dimensões 1,8-10 µm e (ii) fração fina com partículas de dimensões inferiores a 1,8 µm. Para a digestão do material particulado foi utilizada solução ácida HNO<sub>3</sub>+HCl na proporção 3:1 seguido de evaporação total, ressuspensão em água deionizada e ácido nítrico (2%) e filtração em membrana de 0,22 µm. Os extratos foram analisados por ICP-MS para dezenas de elementos, incluindo metais-traço, e a qualidade dos resultados foi monitorada com a análise simultânea do material certificado de referência NIST 1648a.

## RESULTADOS

A amostragem do perfil de solo foi realizada em solo quartzo-argiloso com predomínio de caulinita de baixa cristalinidade. As análises de Difractometria de raios X das 11 amostras de solo do perfil revelaram composição mineralógica bastante similar, dominada por caulinita e quartzo, com goethita e anatásio em menor proporção, além picos bem pequenos de mica e feldspato observados em algumas amostras. A amostra de rocha parental revelou composição mineralógica semelhante, porém a caulinita exibe cristalinidade superior às anteriores, revelada por picos (001) mais estreitos e de maior intensidade. A região típica do *triplet* de Hinckley (em torno de  $2\theta = 20-21^\circ$ ) apresenta também uma melhor separação dos dois picos, denotando menor quantidade de defeitos da estrutura. Observa-se ainda a presença de goethita, aparentemente não aluminosa como as anteriores, além de, possivelmente, hematita.

A composição química dessas amostras de solo foi determinada por Fluorescência de raios X para um grupo de oito óxidos maiores (disco fundido) e 16 elementos menores e traço (pastilha prensada). Para melhor observação das prováveis variações dos teores dos elementos em função da profundidade, essas concentrações de metais em solo (X<sub>i</sub>) foram normalizadas tomando-se como base a composição da rocha parental (concentração de metal em rocha X<sub>r</sub>) e assumindo o alumínio (Al) como elemento imóvel na rocha e solo, utilizando-se a seguinte fórmula para o fator de enriquecimento (FE) em função das concentrações:

$$FE = (X_i/X_r) / (Al_i/Al_r)$$

Após a execução dessa operação para todos os teores de elementos, observou-se notável enriquecimento relativo dos teores de Mn, Ni, Sr e Zn nos primeiros quatro centímetros do topo do perfil como indicado na figura 1.

Com respeito ao material particulado, no período de junho a dezembro de 2012, as concentrações de MPA na atmosfera variaram de 26 a 3 µg/m<sup>3</sup> no Salé e de 14 a 3 µg/m<sup>3</sup> na FLONA, intervalos que correspondem, aproximadamente, à mesma ordem de grandeza encontrada em outros estudos na Amazônia (Artaxo et al., 2002). As menores concentrações de aerossol foram obtidas nos eventos de amostragem de dezembro coincidindo com os valores mais altos de precipitação atmosférica local. Como esperado, as concentrações mais altas de metais nas amostras de particulados foram encontradas para a fração fina e mesmo assim apenas para alguns elementos que apresentaram concentrações significativamente acima dos limites de detecção. Estes foram, Al, Fe, Cr, Mn e Ni em MPA da FLONA e Al, Fe, Mn, Cr, Ni, Zn, Cu em MPA do Salé. Entre os metais-traço, o níquel apresentou os teores mais altos em MPA da FLONA e do Salé, de até 6,4 ng/m<sup>3</sup> na fração fina.

## CONCLUSÃO

O enriquecimento relativo em metais como Mn, Sr, Zn e Ni nas porções superficiais de um perfil de solo no segmento norte da Floresta Nacional do Tapajós, município de Belterra, PA, foi tentativamente relacionado a efeitos de deposição atmosférica na região, medidos por meio da análise química de amostras de material particulado coletadas na mesma área. Foi observada uma correspondência entre enriquecimento de metais na porção superficial de perfil de solo e a presença de metais em material particulado, em especial na fração fina, e com destaque para o níquel.

Preliminarmente, é possível atribuir o enriquecimento relativo de Mn, Sr e Zn em solo a processos naturais e, secundariamente, ao aporte de partículas provenientes da atividade agrícola em área contígua, favorecido pela direção predominante dos ventos (direção leste segundo Arbage et al., 2011). Quanto à

ocorrência simultânea de Ni em solo superficial e MPA, e sua provável origem relacionada à queima de biomassa, não é possível ainda propor interpretação segura face à quantidade insuficiente de dados de composição química desses materiais até o momento.

Devido à pequena quantidade de massa de partículas coletadas e considerando-se ainda o curto período de coleta (junho-dezembro de 2012) e as limitações inerentes à metodologia de coleta, os resultados analíticos e conclusões deste estudo devem ser tomados com cautela à espera de estudos adicionais no futuro. A presente pesquisa encontra-se em andamento com a previsão de tornar a base de dados químicos de solo e aerossóis mais completa visando um melhor entendimento da relação solo-deposição atmosférica em floresta na região oriental da Amazônia.

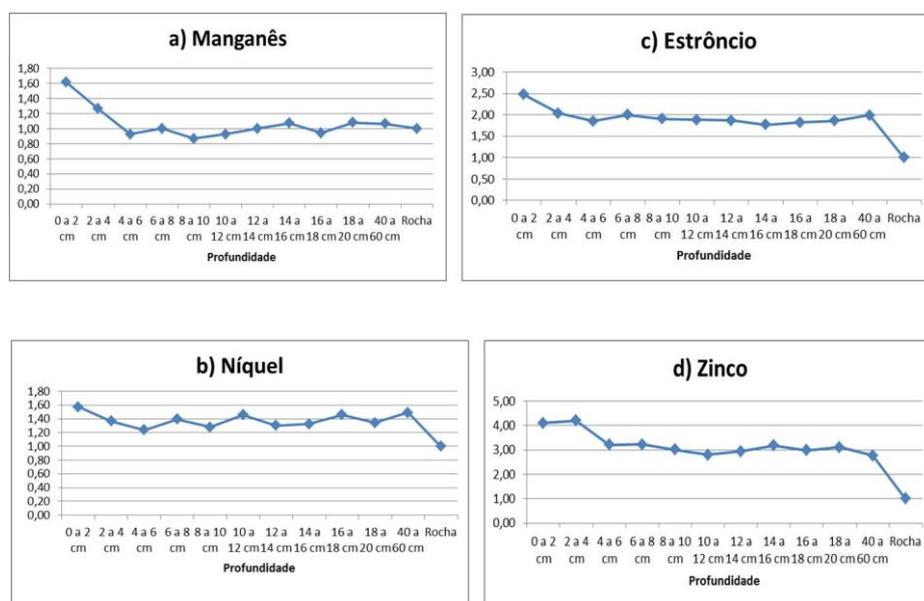


Figura 1 – Variação do fator de enriquecimento em manganês, níquel, estrôncio e zinco em função da profundidade em perfil de solo na Floresta Nacional do Tapajós (PA).

## REFERÊNCIAS

- Arbage, M. C. A.; Figueiredo, B. R.; Da Silva, R.; Khader, C. A. M. 2011. Análise estatística descritiva da velocidade média e variabilidade da direção do vento na Floresta Nacional do Tapajós/PA. In: Brazilian Micrometeorology Workshop, VII, Santa Maria.
- Artaxo, P.; Gatti, L.V.; Leal, A.M.C.; Longo, K.M.; Freitas, S.R.; Lara, L.L.; Pauliquevis, T.M.; Procópio, A.S.; Rizzo, L.V. 2005. Química atmosférica na Amazônia: A floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amazonica*, **35** (2), 185-196.
- Artaxo, P.; Martins, J. V.; Yamasoe, M. A.; Procópio, A. S.; Pauliquevis, T. M.; Andreae, M. O.; Guyon, P.; Gatti, L. V.; Leal, A. M. C. 2002. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, **107** (D20), 8081–8095.
- Artaxo, P.; Rizzo, L.V.; Paixão, M.; De Lucca, S.; Oliveira, P.H.; Çara, L.L.; Wiedemann, K.T.; Andreae, M.O.; Holben, B.; Schafer, J.; Correia, A.L.; Pauliquevis, T.M. 2010. Aerosol particles in Amazonia: their composition, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles. In: M. Keller, M. Bustamante, J. Gash and P. Silva Dias (eds), Amazonia and Global Change, AGU, Washington, p. 233-250.
- Martin, S.T., Andreae, M. O., Artaxo, P., Baumgardner, D., Chen, Q., Goldstein, A.H., Guenther, A., Heald, C. L., Mayol-Bracero, O. L., McMurry, P. H., Pauliquevis, T., Pöschl, U., Prather, K. A. Roberts, G. C., Saleska, S. R., Silva Dias, M. A., Spracklen, D. V., Swietlicki, E., Trebs, I. 2010. Sources and properties of Amazonian aerosol particles, *Reviews of Geophysics*, **48**, RG2002 /2010, 42 p.
- IBGE 2007. Pedologia, Mapa Esquemático de Solos, Estado do Pará, Brasil, IBGE.
- Vasquez, M. L., Sousa, C. S., Carvalho, J. M. A. (Orgs) 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.

## ASPECTOS QUÍMICOS E MINERALÓGICOS DOS SOLOS DO ENTORNO DO COMPLEXO INDUSTRIAL DE BARCARENA-PA E SUA UTILIZAÇÃO COMO REVESTIMENTO DE FUNDO DE BACIAS DE DISPOSIÇÃO DA LAMA VERMELHA DA ALUNORTE-PA

*Braga, R. M. Q. L.-Universidade Federal do Pará-UFPA; Costa, M. L.-Universidade Federal do Pará-UFPA; Boscov, M. E. G-Escola Politécnica de São Paulo EPUSP-SP.*

### INTRODUÇÃO

O complexo industrial situa-se no Município de Barcarena a nordeste do Estado do Pará é constituído da unidade industrial da Alumina do Norte do Brasil S/A (Alunorte), criada para produzir e comercializar alumina,  $Al_2O_3$  e abastecer a Alumínio Brasileiro S/A (Albrás) para a produção do alumínio. A área industrial ocupa 100 hectares, com mais de 1000 hectares de reserva para estocagem de resíduos, provenientes do processo de obtenção da alumina.

A geologia da área de domínio de Barcarena está representada pelos sedimentos Plio-Miocênicos da Formação Barreiras. Dominam siltitos e argilitos na base aflorante, com lentes conglomeráticas na zona intermediárias, inseridas em arenitos a arenitos conglomeráticos, com estruturas sedimentares, indicativas de sedimentação flúvio-lacustre (Benvenuti, 1995). Estes sedimentos encontram-se indistintamente alterados pela lateritização imatura, com a formação de horizontes mosqueado, crosta ferruginosa e latossolos amarelos (Costa, 1991). Nas depressões, vales e na zona costeira os sedimentos lateritizados da Formação Barreiras são recobertos por depósitos argilas e areias, recentes correspondem aos domínios das várzeas periodicamente inundados pelos rios, igarapés e furos.

Os afloramentos mais expressivos do Grupo Barreiras na área estão representados na falésia de Vila do Conde, em que se pode observar siltitos e argilitos na base, já mosqueados, localmente com transição para a rocha-sã, formada por argilitos cinzas; na parte intermediária o material se torna mais arenoso, por vezes conglomerático, e foi sobrepostos por crostas ferruginosas colunares a concrecionária; no topo, nos últimos 2 a 4 metros domina material arenoargiloso, amarelo, localmente concrecionário, correspondente ao que se denomina regionalmente de Latossolos Amarelos, capeados no topo por 10 a 20 cm de solos cinza escuros.

Os solos sob e nos arredores do complexo industrial de Barcarena são predominantemente do tipo Latossolo Amarelo Distrófico desenvolvidos a partir dos sedimentos do Grupo Barreiras, intensamente lateritizados, que também podem estar recoberto por areias brancas, representativas de podzóis, frequentes na região.

As características dos solos dessa região (lateritas), geralmente remetem seu emprego como material de construção (rodovias e residências), mas também podem ser avaliados para fins de revestimentos de fundos de bacias de resíduos, mas precisamente os provenientes do processo Bayer na transformação da bauxita em alumina, conhecido como lama vermelha (LV).

Este trabalho teve como objetivo investigar e avaliar o solo na área do complexo industrial de Barcarena, para emprego de barreira selante nas camadas de revestimento do fundo de bacias de disposição da lama vermelha, sob o ponto de vista ambiental.

### MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo consistiu inicialmente na elaboração e descrição dos perfis geológicos, e a partir destes estabelecer e coletar as amostras representativas. O local de coleta encontra-se na área leste da região das bacias de disposição de LV, denominada área 54, subjacente a uma camada superficial rica em matéria orgânica a uma profundidade variando de 0,5 a 1,5 m em relação à superfície natural do terreno, após a retirada de um horizonte antrópico (aterro) e húmus. A representatividade deste solo na região de influência de Barcarena foi investigada através da seleção de três perfis de solos distintos: RI-1 e RI-2 próximos aos quilômetros 7 e 54, respectivamente, da Alça Rodoviária e RI-3, a 12 km de distância da planta da Alunorte (Figura 1). Foram coletadas 15 amostras, as quais foram inicialmente submetidas a análises granulométricas por peneiramento e sedimentação. Em seguida foram pulverizadas e submetidas a análises mineralógicas por DRX e químicas por ICP-OES e ICP-MS (Acme Labs, Vancouver, Canada). Esses mesmos métodos mineralógicos e químicos foram aplicados também às amostras modificadas pelo contato com a lama vermelha (LV), visando simular o contato dos solos regionais com a resíduo lava

vermelhada produzido pela Alunorte em Barcarena, pois esses solos podem ser empregados como revestimento de fundo de bacia de disposição desses resíduos.

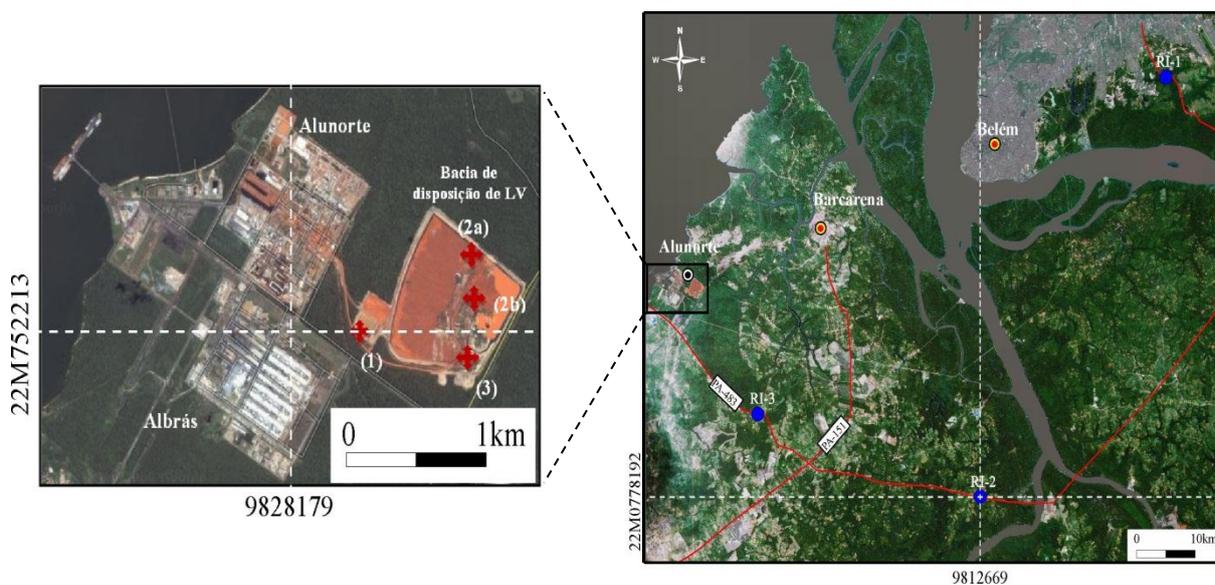


Figura 1 – Localização dos perfis RI-1, RI-2 e RI-3 e indicação dos pontos de coleta de amostras para o estudo (1-3)(Braga, 2010).

Uma parte desse solo foi compactada no ponto ótimo da Energia Normal, de acordo com a NBR 6457/87, extrudado do cilindro de compactação e depois dividido em duas partes. Sobre cada corpo-de-prova foi posicionado um tubo de PVC de igual diâmetro para receber a LV. O conjunto foi acondicionado em um recipiente plástico e armazenado em câmara úmida, por cerca de 1 ano, após este período a LV foi extraída do conjunto, com auxílio de uma espátula, e o solo foi retirado do recipiente plástico e dividido em fatias, sendo coletado uma porção de solo em três pontos a 1,5 cm, 3 cm e 4,5 cm, sendo em seguida submetidas à análise química no ACME Analytical Laboratories LTD no Canadá, e ensaios de MEV no Laboratório de Caracterização Tecnológica do Departamento de Engenharia de Minas e de Petróleo da EPUSP.

## RESULTADOS

Os três perfis de solos tendem a ser mais silte-arenosos do que argilosos. Os valores da fração areia variam entre 12,07 e 82,33%, enquanto os de silte variam entre 11,17 e 55,27% e de argila entre 5,22 e 35,87%. Os valores médios são respectivamente 45,68%, 32,49% e 21,82%. A fração argila é mais abundante entre 50 e 250 cm de profundidade. No intervalo de 230-610 cm de profundidade do perfil RI-1, verifica-se, no entanto, uma predominância de uma textura argila siltica-arenosa. O perfil RI-2 apresenta uma textura de areia no intervalo de 315-360 cm de profundidade. No perfil RI-3 a textura varia entre silte argiloso a arenoso até a profundidade de 360 cm. Observa-se, de maneira geral, que os perfis RI-2 e RI-3 são essencialmente constituídos de silte arenoso com frações argilosas restritas.

Os perfis de solo investigados são compostos essencialmente por quartzo e caulinita, além de hematita e anatásio em concentrações acessórias e condicionadas a camadas marrons e marrons avermelhadas, bem como mosqueadas e às concreções e crostas. Halloisita foi observada no perfil RI-3, a profundidade de 380-400 cm. Essa composição mineralógica demonstra que estes perfis de solos derivaram dos sedimentos da Formação Barreiras lateritizados. Os solos do entorno das bacias de rejeito são constituídos de quartzo e caulinita, com goethita, hematita e anatásio em quantidade acessória, o que indica sua equivalência ao topo dos perfis da região do entorno.

A LV é composta por hematita e goethita, quartzo, zeolita, carbonatos e aluminatos de cálcio, anatásio e rutilo.

Os solos dos perfis RI-1, RI-2 e RI-3 são constituídos essencialmente de  $\text{SiO}_2$  (53,25 a 90,46%), com teores ainda elevados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,41 a 25,16%) e relativamente baixos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,70 a 6,76% e  $\text{TiO}_2$  (0,42-1,93%). Os teores de  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  são muito inferiores a 1% (<0,01 a 0,11). Esses

valores são normais em solos amazônicos. O padrão de distribuição dos teores ao longo dos perfis e os próprios teores absolutos destes elementos muito variáveis mostram claramente uma evolução laterítica imatura a partir de sucessão litológica com grande variação, incluindo argilitos, siltitos e arenitos (Costa, 1991).

O solo local da área das bacias de disposição da LV é constituído principalmente de SiO<sub>2</sub> (71-85%) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5-16%), além de F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,5-2,0%) e TiO<sub>2</sub> (1,0-1,5%), e desprovido de álcali e fósforo; equivale aos materiais dos perfis estudados bem como aos latossolos e argissolos regionais, quando comparados com os dados de Vieira & Santos (1987).

As análises químicas realizadas dos corpos-de-prova submetidos a ensaios de difusão com lama vermelha indicaram que estes não foram palco de difusão ou contaminação com os componentes químicos da LV, exceto pelo sódio, admitindo uma variação de 10%. Os valores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> não variaram entre as amostras de solo compactado sem e com cobertura de LV. Por outro lado os corpos-de-prova cobertos por LV foram contaminados com Na<sub>2</sub>O, cujo teor mudou de 0,02 % para 0,37%-0,41% (incremento de 1950%), demonstrando claramente a ocorrência de difusão do sódio solúvel. Esses resultados foram confirmados por MEV/SED. A concentração de Na<sub>2</sub>O valores quase constantes, entre 0,5 a 0,6 %, equivalente a 10 % do sódio solúvel na LV, indicando difusão por toda a altura do corpo-de-prova. Este valor é praticamente equivalente àquele obtido por análise química total (0,37 % de Na<sub>2</sub>O), quando recalculado para matriz (que corresponde a 57% da amostra), ou seja, 0,64 %.

## CONCLUSÃO

Em relação aos três perfis nota-se que as camadas superficiais são constituídas de solos arenosos, portanto permeáveis, o que permite concluir que não restringiriam a percolação dos efluentes da LV em direção às camadas mais profundas do subsolo.

As análises químicas realizadas em amostras totais de solo dos corpos-de-prova submetidos compactados e submetidos a ensaios de difusão com LV indicaram que estes não foram palco de difusão ou contaminação com os componentes químicos da LV, exceto pelo sódio. Os valores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> não variaram entre as amostras de solo compactado sem e com cobertura de LV, enquanto os corpos-de-prova cobertos por LV foram contaminados com Na<sub>2</sub>O, cujo teor mudou de 0,02 % para 0,37%-0,41% (aumentando de 1950%). Os elementos-traço também não difundiram. Análises químicas pontuais obtidas por MEV/SED, com o objetivo de detectar variações nas concentrações em escala micro, matriz dos solos, dominada pelos argilominerais e os oxi-hidróxidos de ferro constataram apenas a difusão do sódio (0,5 a 0,6 %) na LV para o solo subjacente, equivalentes àquele obtido por análise química total, 0,64 %.

Entretanto o sódio solúvel presente na lama vermelha deve ser investigado, pois pode levar ao colapso do solo e o rompimento das bacias, gerando um grande impacto sob o ponto de vista ambiental. Deste modo, deve-se prever a necessidade da instalação correta das geomembranas, nas áreas de disposição das bacias de lama vermelha, assim como da investigação de possíveis aditivos que anulem ou minimizem o efeito do sódio na estrutura do solo compactado.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Associação Brasileira de Normas Técnicas, NBR 6457. Amostras de solo - Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização, 1984.
- Benvenuti, S. M. P. 1995. Avaliação da Poluição do Flúor em Solos e Plantas das Redondezas da Fábrica de Alumínio ALRAS, Barcarena-PA. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 108p.
- Braga, R. M. Q. L. 2010. Utilização de uma camada de solo compactado como revestimento impermeabilizante de fundo de bacias de disposição de lama vermelha produzida em Barcarena-PA. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 175p.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazonia. Revista Brasileira de Geociências, Brasil, v. 21, n. 2, p. 146-160.
- Vieira, L. S.; Santos, P. C. T. C. 1987. Amazônia: seus solos e outros recursos naturais. São Paulo: Ceres, 416p.

## MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, BACIA DO SOLIMÕES-ACRE

Castro, R.T.<sup>1</sup>; Horbe, A.M.C.<sup>2</sup>; Dantas, E.L.<sup>3</sup>.

1) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, ICE, Av. Gen Rodrigo Otávio 3000 Japiim, Manaus, Brasil, 69070-000; 2) Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gen Rodrigo Otávio 3000 Japiim, Manaus, Brasil, 69070-000; 3) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, 70910-900, Brasília, Brasil.

### INTRODUÇÃO

Na tentativa de reconstruções paleogeográficas do Néogeno e Quaternário, vários estudos na Amazônia têm sido produzidos gerando modelos de evolução (Frailey *et al.*, 1988; Hoorn 1994b; Campbell *et al.*, 2006; Latrubesse *et al.* 2010). Segundo esses trabalhos, o oeste da Amazônia passou por grandes mudanças no Mioceno devido a subida dos Andes, que influenciaram diretamente na paleografia, paleoflora e paleodrenagens e, por consequência na proveniência dos sedimentos. A proveniência sedimentar foi originalmente o Escudo das Guianas e do Brasil Central, mas há registros também das rochas dos Andes (Hoorn 2005).

A Formação Solimões constitui a unidade sedimentar que retrata a influência da subida dos Andes (Hoorn 2005, Latrubesse *et al.* 2007, Latrubesse *et al.* 2010). Ela recobre uma extensa área desde as bacias subandinas até o estado do Amazonas próximo a Manaus e está parcialmente recoberta pela Formação Içá. É composta por arenitos, siltitos e argilitos de origem continental com ambiente dominado por rios, associados a sistemas de megaleques e planícies de inundação (Latrubesse *et al.* 2010). Com o objetivo de verificar a possibilidade de identificar a fonte dos sedimentos da Formação Solimões, foram selecionados dois afloramentos localizados nas margens dos rios Acre (09°57'24"S e 67°46'37"W), na cidade de Rio Branco, e no rio Yaco (09°04'36,3"S e 68°39'40,2"W), na cidade de Sena Madureira, ambos no Estado do Acre (Figura 1).

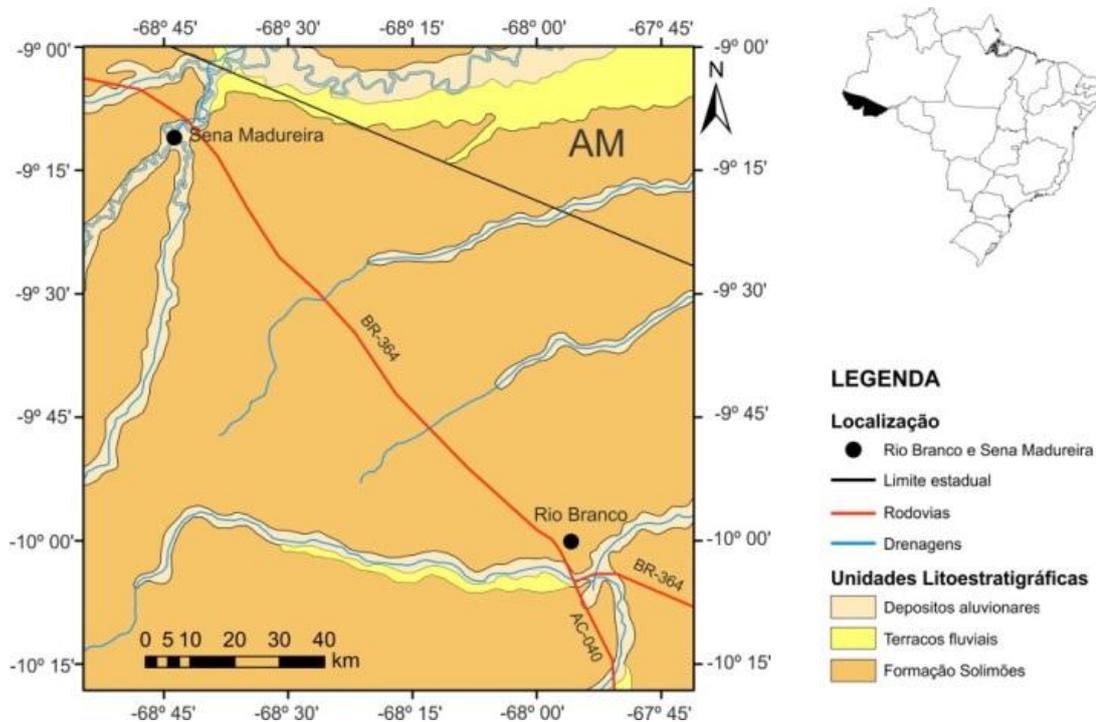


Figura 1: Mapa geológico e de localização da área de estudo, mostrando a grande extensão da Formação Solimões no Estado do Acre e parte do Estado do Amazonas.

## MATERIAS E MÉTODOS

Foram coletadas vinte e seis amostras que foram submetidas a difração de raios-x para identificar a mineralogia e análise química. Foram analisados os óxidos maiores e menores por ICP-ES após fusão com tetraborato de Li e dissolução com HCl e os elementos traços por ICP-MS após dissolução tri-ácida (HCl-HF-HClO<sub>4</sub>). Foram também quantificados os isótopos de Sr e Nd por TIMS após dissolução por HF, HNO<sub>3</sub> e 6N HCl.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

O afloramento da Formação Solimões no rio Acre, tem 12 m de espessura, é constituído por intercalações argilo-siltos acinzentada na base a amarelado a marrom no topo. No topo do perfil, ao longo das laminações ocorrem cristais esbranquiçados de calcita que formam placas com até 2cm de espessura e um nível de pedras de ferro com até 2 cm de espessura de cor marrom constituída de goethita e quartzo. O afloramento da Formação Solimões no rio Yaco tem aproximadamente 10 m de espessura, é formado por laminações argilo-siltosas a silto-argilosas acinzentadas com manchas amareladas, avermelhadas e esbranquiçadas. Ocorrem níveis milimétricos de calcita ao longo da laminação. Ambos os perfis têm a fração silto-argilosa constituída por quartzo, anatásio, calcita, albita, k-feldspato e a fração argilo-siltosa por montmorillonita, illita, caulinita e muscovita (Figura 2).

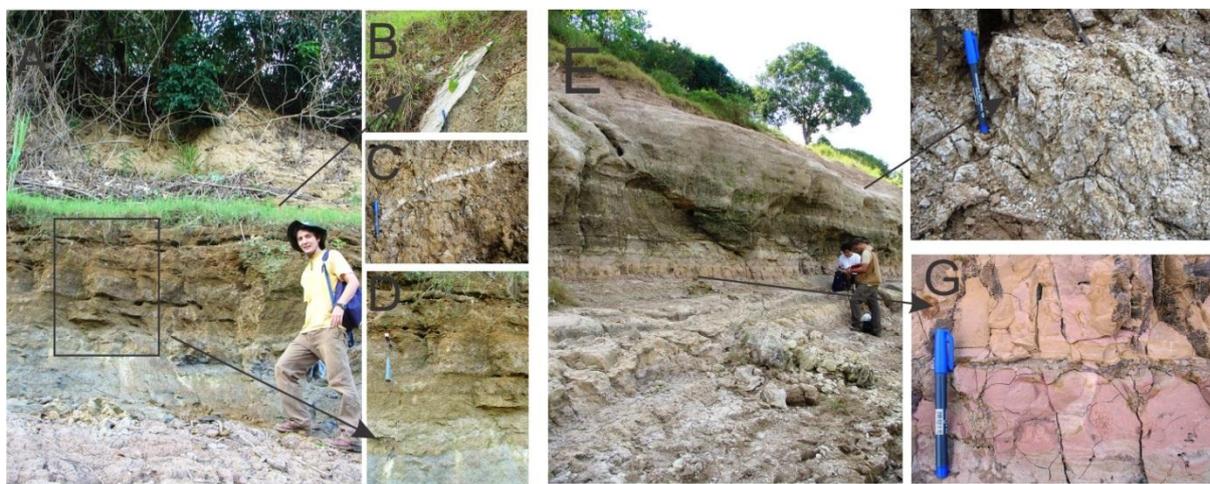


Figura 2: Mosaicos dos perfis da Formação Solimões no Estado do Acre, A-D as margens do rio Acre e E-G as margens do rio Yaco. A) Visão geral do perfil composto por material argilo-siltoso acinzentado na base e silto-argiloso amarelado a marrom no topo. B e C) Placas e vênulas de calcita com até 2 cm de espessura. D) Detalhe da heterogeneidade do perfil, com mudança de cores relacionada à mineralogia e granulometria. E) Visão geral do perfil no rio Yaco. F) Detalhe do material cinza amarelado com cristais de calcita (cor esbranquiçada). G) Material avermelhado com laminações de calcita na base do perfil.

Os elementos Si, Al, Fe e a PF, são os constituintes predominantes da rocha sedimentar e variam de teores ao longo dos perfis. O Si alcança 74,18% e 64,24% nos perfis do rio Acre e Yaco, respectivamente. No do rio Acre diminui da base para o topo e no rio Yaco é inverso, acompanhando a abundância de material arenoso. O Al, associado à caulinita, aumenta da base para o topo nos dois afloramentos (16,48-20,95% e 8,41%-19,71%, respectivamente). O Fe tem o mesmo comportamento do Al. Magnésio, Ca, Na e K, apresentam comportamento similares, tendem a diminuir da base para o topo em consequência do intemperismo que afeta os perfis. Desses quatro elementos, o Ca (entre 0,41 e 21,26%) está relacionado a calcita, que forma placas ao longo da laminação e/ou está disseminada, enquanto Mg, Na e K (entre 0,21 e 3,57%) com a montmorillonita, illita, plagioclásio, muscovita albita e feldspato-k. O Ti (entre 0,47 e 0,88%) está relacionado a ocorrência de rutilo e/ou anatásio, aumenta da base para o topo apenas no rio Yaco. A PF (entre 5,8 e 23,5%), diretamente ligada à grande quantidade de argilominerais e carbonato, varia segundo a quantidade de argilominerais e carbonato.

Nos perfis As, Ba, Be, Bi, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Yb, Zn e Zr estão acima do limite de detecção e permitem considerações geoquímicas,

enquanto Sb é detectado apenas no afloramento do rio Acre e Cd, Ag, Au, Hg, Tl e Se ocorrem abaixo do limite de detecção. No rio Acre Zn, Ga, Sc, Nb, Cs, As, Th, Be, Mo, W, Sb e La aumentam de concentração da base para o topo do pacote sedimentar, enquanto Co, Y, Cu, Pb, Ni, U, Hf e Yb diminuem no mesmo sentido e Sn, Ta e Bi têm valores iguais na base e topo do perfil do rio Acre e aumentam no mesmo sentido no rio Yaco. Há maior concentração de Ba, Cu, Co, Y, Pb, U, Mo e Sb, assim como de P na porção intermediária do perfil do rio Acre o que sugere a presença de um fosfato de Ba. No rio Yaco a distribuição dos elementos traços é mais homogênea.

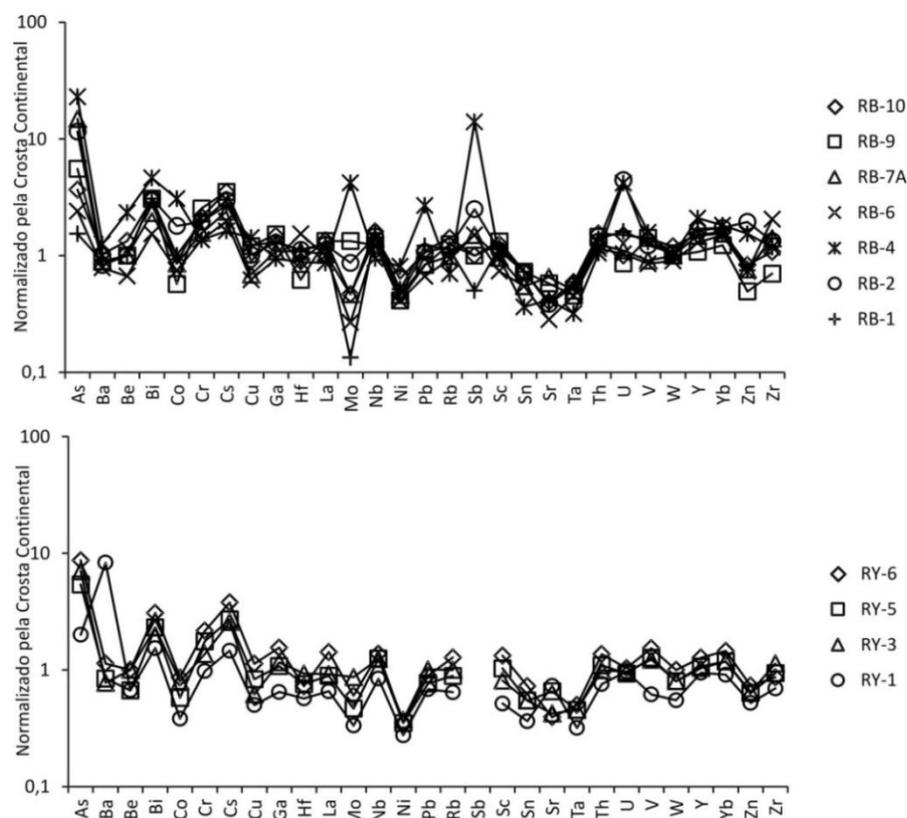


Figura 3: Comparação dos elementos traços em relação a média crustal. A) Perfil do rio Acre. B) Perfil do rio Yaco.

### CLASSIFICAÇÃO E PROVENIÊNCIA

Os perfis tem padrão de fracionamento dos elementos traços, em relação a média crustal, similar, apesar do perfil rio Yaco ser levemente mais empobrecido (Figura 3), o que demonstra fonte similar. Nos dois perfis Ba, Zr, Rb, Sr e V são os mais enriquecidos. As razões  $La/Th \times Th/Yb$  e  $Zr/Co \times Th/Co$  indicam que as rochas fontes da Formação Solimões são ígneas intermediárias com tendências a félsicas, devido a maior quantidade de La, Yb e Co. Mas há contribuição metamórfica segundo as razões  $La/Cr \times Th/Sc$ . Os isótopos de Nd indicam idade modelo entre 1.25 e 1.88 Ga ( $T_{DM}$ ) para as fontes dos sedimentos, ou seja, estão relacionadas as províncias geocronológicas mais jovens do oeste do craton Amazônico, enquanto as razões isotópicas do Nd e Sr indicam também associação com as North e South Amazonian foreland basin do Peru e Equador (NAFB and SAFB - Basuet *et al.*, 1990 e Roddaz *et al.*, 2005).

### CONCLUSÕES

Com base nas informações obtidas conclui-se que as fontes das rochas sedimentares da Formação Solimões no estado do Acre são as rochas ígneas intermediárias a félsicas e/ou predominantemente metamórficas derivadas do intemperismo das rochas das províncias Rio-Negro-Juruena, Rondonia-San Ignácio e Sunsás-Grenvilliano Cráton do Amazonas.

## REFERÊNCIAS

- Basu, A., Sharma, M., DeCelles, P.G. 1990. Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny. *Earth and Planetary Science Letters* 100, 1-17
- Campbell Jr., K.E., Frailey, C.D., Romero Pitman, L., 2006. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 166–219.
- Horn C., 1994b. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112, 187–238.
- Horn C., Guerrero J., Sarmiento G.A., Lorente M.A., 1995. *Geology* 23, 237–240.
- Horbe A.M.C., Paiva M.R.P., Motta M.B., Horbe M.A. 2007. *Revista Acta Amazonica*, 37, 81-90.
- Latrubesse, E.M., Silva, S.F., Cozzuol, M., Absy, M.L., 2007. *Journal of South American Earth Science* 23, 61–80.
- Latrubesse E. M., Cozzuol M., Silva-Carminha S. A. F., Rigsby C.A. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Reviews* 99, 99-124.
- Melo, A.F.F.; Villas Boas, P.F. 1993. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 210 – 211.
- Roddaz, M.; Viers, J.; Brusset, S.; Baby, P.; Herail, G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planetary Science Letter* 239, 57-78.

## MATERIAL PARTICULADO ATMOSFÉRICO DA AMAZÔNIA – FONTES E PROPRIEDADES

Cátia Vanessa Maio Gonçalves, Bernardino Ribeiro Figueiredo

Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) catiagoncalves@ige.unicamp.br

### INTRODUÇÃO

Ao longo dos últimos vinte e cinco anos, a região Amazônica têm sido objeto de estudo de inúmeras campanhas, com o objetivo de melhor compreender o importante papel das partículas nos processos atmosféricos e nos ciclos biogeoquímicos. Um dos aspectos estudados é o papel dos elementos traço no material particulado atmosférico. O termo elementos traço é utilizado para se referir aos elementos metálicos (Na, Mg, Al, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Zr, Cd, Sn, Pb) e semi-metálicos (As). Apesar de serem compostos minoritários são de uma enorme importância no que diz respeito às alterações que podem causar na física química da atmosfera, na biodisponibilidade de nutrientes no solo quando há um enriquecimento destes elementos na atmosfera e nos aspectos relacionados à saúde humana. Uma grande quantidade de informação sobre concentração em massa de partículas e concentração em elementos traço encontra-se disponível na literatura para várias localidades da Amazônia (Figura 1). O objetivo principal deste trabalho é sistematizar toda a informação disponível tendo em conta as diferentes estações do ano (estação úmida e estação seca), ocupação e uso do solo (área de preservação e área de expansão agrícola) para facilitar o acesso aos dados disponíveis, contribuindo para uma melhor compreensão das fontes e propriedades das emissões.

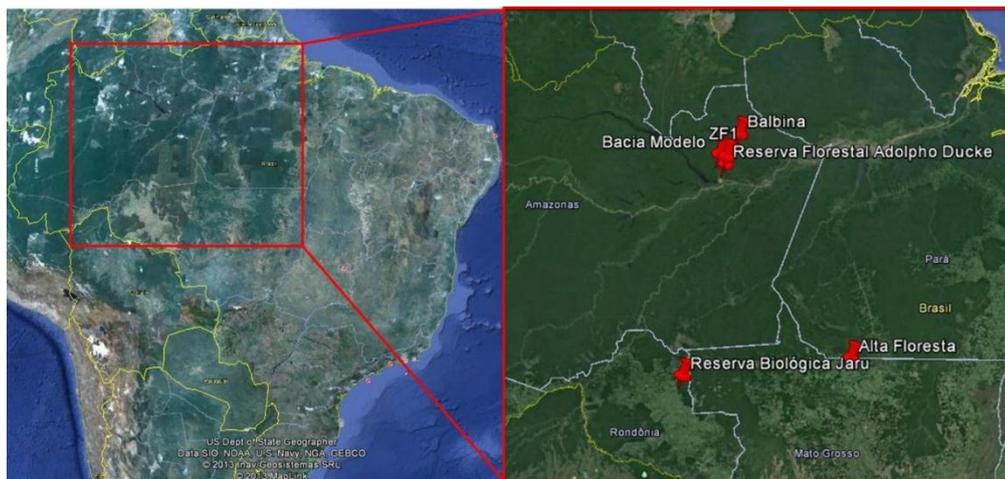


Figura 1 – Localização das áreas de estudo.

### AMOSTRAGEM E TÉCNICAS ANALÍTICAS

Nos trabalhos referenciados o material particulado foi, na sua maioria das vezes, recolhido com um Amostrador de Particulado Fino e Grosso (AFG). O aerossol foi coletado em dois filtros de policarbonato (47 mm) com diâmetros de poros diferentes ( $dp < 2.0 \mu\text{m}$ ;  $2.0 < dp < 10 \mu\text{m}$ ). O fluxo de ar usado nas amostragens variou entre 14 e 16 l/min e o período de amostragem entre 12 h e 1 semana, dependendo do local e estação. Para calcular a massa do material particulado coletado, os filtros foram pesados antes e depois da coleta, usando uma microbalança eletrônica, com sensibilidade de 1  $\mu\text{g}$ . Antes da pesagem os filtros estabilizaram durante 24 h num local com temperatura a 20°C e umidade relativa de 50%. As técnicas analíticas utilizadas para a determinação dos elementos traço foram a emissão de raios-x induzidos por prótons (EXIP) e análise por ativação com nêutrons instrumental (AANI).

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

A composição química da atmosfera, na Amazônia, pode variar dependendo da localização, ocupação e uso do solo, da estação do ano e da ocorrência ou não de episódios de transporte de aerossóis no interior ou do exterior da própria bacia.

Os seis locais de estudo que são referenciados neste trabalho podem ser agrupados em duas áreas distintas tendo em conta o uso e ocupação do solo: área de preservação e área de expansão agrícola. A área de preservação, situada ao norte da bacia, engloba as regiões de Balbina (Formenti et al., 2001; Graham et al., 2003), Reserva Florestal Adolpho Ducke (Artaxo et al., 1988, 1990), ZF1 (Artaxo et al., 1990) e Bacia Modelo (Artaxo et al., 1988). A área de expansão agrícola abrange as regiões da Reserva Biológica Jarú (Artaxo et al., 2002; Guyon et al., 2003) e Alta Floresta (Echalaret al., 1998) e situa-se a sul da bacia.

### Estação úmida

A estação úmida (novembro – março), na Amazônia, apresenta precipitação média mensal que pode variar de 150 a 350 mm. Nessa altura do ano a atmosfera apresenta-se limpa, devido à ausência quase completa de queimadas e ressuspensão de poeiras, bem como de erosão, devido aos solos estarem bastante úmidos. Na parte norte da Amazônia podem ser observadas massas de ar carregadas de poeiras do Saara, de fevereiro a maio, quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atravessa a parte central da bacia. Na bacia a concentração típica de aerossóis para a estação das chuvas é de cerca de 200 e 300 partículas por  $\text{cm}^{-3}$  e a concentração em massa ( $\text{PM}_{10}$ ) varia entre 10 e 12  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  (Artaxo et al., 1990, 2002). Os locais de estudo da área de preservação, no que diz respeito à concentração de material particulado (MP), apresentam valores que variam entre 1,5 e 3,3  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração fina e 3,5 e 8,0  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração grosseira. Os locais de estudo da área de expansão agrícola apresentam valores que variam entre 2,1 e 2,9  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  e 3,8 e 6,6  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração fina e grosseira, respetivamente. As duas áreas distintas, em termos de concentração média de material particulado, são muito semelhantes, em condições de *background*, ou seja, quando as áreas não são afetadas por qualquer tipo de emissão. Quando não vigoram condições de *background*, por exemplo, quando a parte norte da Amazônia (área de preservação) é afetada por massas de ar carregadas de poeiras do Saara, a concentração média do MP apresenta um aumento considerável, de até quatro vezes, principalmente na fração fina. Nas mesmas condições, na área de expansão agrícola (parte sul da Amazônia), também são observados valores de concentração de MP bastante diferentes do normal para a estação. Na fração fina podem variar entre 3,9 e 9,9  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  e entre 12 e 16  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração grosseira. Comparando com as condições de *background* existe um aumento de cerca de 3 vezes da concentração média de partículas nas duas frações estudadas. Este aumento pode ser explicado pela ocorrência de queimadas na região que contribuem para o aumento do MP na atmosfera.

Em termos de elementos traço, tanto as áreas de preservação como as de expansão agrícola, em condições de *background*, apresentam uma maior expressão dos elementos traço característicos das emissões biogénicas (P, S, K, Cu e Zn) e a mesma tendência para uma maior expressão na fração grosseira. A grande diferença observada são os níveis elevados de concentração de P e de Cu na área de expansão agrícola, explicada pelo uso de fertilizantes. As baixas concentrações dos elementos traço característicos das poeiras minerais (Al, Si, Ca, Ti, Mn e Fe), tanto na área de preservação como na área de expansão agrícola, em condições de *background*, devem-se à pouca expressão da erosão eólica durante esta estação. Quando a área de preservação é afetada por massas de ar carregadas de poeiras do Saara, os elementos traço crustais (Al, Si, Fe, Ti e Mn) são os que mais se destacam. Na região de Balbina por exemplo os valores de concentração aumentam em cerca de 10 vezes.

Na área de expansão agrícola também se podem observar valores de concentração de elementos traço biogénicos (S e K) e de poeiras minerais (principalmente na fração grosseira) bastante diferentes do normal para a estação. Conclui-se que estes locais podem estar sendo afetados esporadicamente por emissões de queima de biomassa e de ressuspensão de poeiras do solo.

### Estação seca

A estação seca (maio – setembro) pode apresentar precipitações médias mensais de 100 mm. Na bacia, as concentrações de partículas podem aumentar para 10 000 - 20 000  $\text{cm}^{-3}$  (Artaxo et al., 2002) e as concentrações em massa ( $\text{PM}_{10}$ ) podem atingir valores extremamente altos de até 600  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .

Os locais de estudo da área de preservação, no que diz respeito à concentração de material particulado (MP), apresentam valores que variam entre 2,6 e 6,8  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração fina e 3,4 e 7,6  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração grosseira. Estes valores baixos indicam que os locais estudados apresentam características muito semelhantes às observadas na estação úmida. Para a estação seca não existem dados de *background* para os locais de estudo da área de expansão agrícola. Nesta área temos locais que foram afetados por emissões de fontes diferentes. As médias das concentrações de MP, nas frações fina e grosseira, na região da

Reserva Biológica Jarú, variam entre 27,9 e 33,5  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  e entre 6,5 e 7,8  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , respectivamente. Há um aumento significativo da concentração de partículas em geral, mas em especial na fração fina (~15 vezes), comparando com a estação úmida. Pela descrição das condições em que foi feita a amostragem e pelos dados de MP conclui-se que esta região foi atingida por fortes emissões de queima de biomassa. Na região de Alta Floresta, as concentrações de MP na fração fina podem variar entre 47 e 63  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  e entre 34 e 37  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  na fração grosseira. Nota-se um aumento significativo da concentração de partículas nas duas frações, comparando com a estação úmida, o que sugere que, para além das emissões de queima de biomassa, esta região também pode ter sido afetada por ressuspensão de poeiras.

Em termos de elementos traço, para os locais estudados na área de preservação e em condições de *background*, observa-se uma tendência a valores de concentração média muito semelhantes aos da estação úmida, em relação aos elementos característicos das emissões biogénicas (P, S, K, Zn e Br). Na área de expansão agrícola, e mais precisamente na região da Reserva Biológica Jarú, a maior diferença observada, entre estações, é nos teores dos elementos de origem biogénica da fração fina que aumentam muito (~ 5 a 19 vezes). Todos estes elementos são emitidos durante a queima de biomassa. Os elementos traço característicos das poeiras minerais (Al, Si, Fe, Ti e Mn) exibem aumento menor de até 3 vezes. Na mesma área, mas na região de Alta Floresta, as diferenças são mais pronunciadas para os elementos crustais (Al, Ti e Fe) e das queimadas (K, Zn) para a fração fina (~ 10 vezes maiores). Na fração grosseira observa-se uma grande diferença nas concentrações dos elementos crustais (~ 6 vezes) mas não para os elementos relacionados com as queimadas.

## CONCLUSÃO

Independentemente da estação do ano as propriedades dos aerossóis são muito semelhantes nos locais estudados das duas áreas distintas, em condições de *background*. As grandes diferenças entre áreas da bacia aparecem quando os locais são afetados por emissões sejam elas de natureza natural ou antrópica. Nessas situações existe um aumento pronunciado do teor de material particulado e dos elementos traço característicos da natureza da emissão. Estas alterações ao nível dos aerossóis afetam os processos atmosféricos e a biodisponibilidade de determinados nutrientes que podem levar a importantes efeitos sobre a saúde humana, e sobre o clima.

## REFERÊNCIAS

- Artaxo, P., Martins, J.V., Yamasoe, M.A., Procopio, A.S., Pauliquevis, T.M., Andreae, M.O., Guyon, P., Gatti, L.V. and Leal, A.M.C. 2002. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8081.
- Artaxo, P., Maenhaut, W., Storms, H. and Van Grieken, R. 1990. Aerosol characteristics and sources for the Amazon Basin during the wet season, *Journal of Geophysical Research*, 95, 16,971–16,985.
- Artaxo, P., Storms, H., Bruynseels, F., Van Grieken, R. and Maenhaut, W. 1988. Composition and sources of aerosols from the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, 93, 1605–1615.
- Echalar, F., Artaxo, P., Martins, J.V., Yamasoe, M., Gerab, F., Maenhaut, W. and Holben, B. 1998. Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon Basin: Source identification and apportionment. *Journal of Geophysical Research*, 103, 31,849–31,864.
- Formenti, P., Andreae, M.O., Lange, L., Roberts, G., Cafmeyer, J., Rajta, I., Maenhaut, W., Holben, B.N., Artaxo, P. and Lelieveld, J. 2001. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). *Journal of Geophysical Research*, 106, 14,919–14,934.
- Gerab, F., Artaxo, P., Gillett, R., Ayers, G. 1998. PIXE, PIGE and ion chromatography of aerosol particles from northeast Amazon Basin. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 137, 955–960.
- Graham, B., Guyon, P., Maenhaut, W., Taylor, P.E., Ebert, M., Matthias-Maser, S., Mayol-Bracero, O.L., Godoi, R.H.M., Artaxo, P., Meixner, F.X., Lima Moura, M.A., D'Almeida Rocha, C.H.E., Van Grieken, R., Glosky, M.M., Flagan, R.C. and Andreae, M.O. 2003. Composition and diurnal variability of the natural Amazonian aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 108(D24), 4765.
- Guyon, P., Graham, B., Roberts, G.C., Mayol-Bracero, O.L., Maenhaut, W., Artaxo, P. and Andreae, M.O. 2003. In-canopy gradients, composition, sources, and optical properties of aerosol over the Amazon forest. *Journal of Geophysical Research*, 108(D18), 4591.

## ANÁLISE GEOQUÍMICA DOS SOLOS EM ÁREAS DE SEPULTAMENTO PRÉ-HISTÓRICO, SÍTIO ARQUEOLÓGICO CEMITÉRIO CAIXA D'ÁGUA BURITIZEIRO –MG

Costa, T.M.<sup>1</sup>, Baggio, H.

Universidade federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri

### INTRODUÇÃO

O presente artigo é resultado de um projeto de pesquisa financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais – FAPEMIG, tendo como objetivo principal entender o padrão de aldeamento pré-histórico do sítio arqueológico Cemitério Caixa d' Água, localizado no município de Buritizeiro, no norte do Estado de Minas Gerais. São empregadas técnicas e análises multielementares – físico-químicas e químicas para os seguintes elementos: Ca, K, Fe, Al, P, Zn, Cu além da determinação do pH e da cor dos solos.

O projeto de pesquisa tem suma importância, pois utiliza a geoquímica como uma ferramenta que visa estudar a composição química dos sedimentos e solos arqueológicos (antropossolos), possibilitando a obtenção de informações sobre as características da área de origem ou das rochas-fontes e a elucidação dos principais enigmas arqueológicos do sítio, fornecendo dados importantes sobre o modo de vida dessa população e sobre o paleoambiente local. São estudadas também a geologia, geofísica (GPR), estratigrafia de seqüências, sedimentologia, pedologia, geoquímica de superfície e geomorfologia do sítio.

### CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O sítio arqueológico Cemitério Caixa d' Água, localiza-se na Rua Manuel Conceição de Melo s/n, área central de Buritizeiro e encontra-se inserido dentro das seguintes coordenadas UTM: 0504605 e 8081527, ocupando uma área de aproximadamente de 1.0 ha, junto à margem esquerda do Rio São Francisco. A sede do município encontra-se a aproximadamente 377 km de Belo Horizonte, ocupa uma área territorial de 7.236 km<sup>2</sup>. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2005), o município possui uma população de 26. 798 habitantes. O acesso ao município faz-se pelo sistema rodoviário federal BR-365 e pelos sistemas rodoviários estaduais MGT-161, MGT- 408 e MGT- 496.



**Figura 1:** (A) mapa de localização do município de Buritizeiro. (B) modelo digital do terreno representado a escarpa de linha de falha erosiva, onde se encontra inserido o sítio arqueológico

O sítio arqueológico se apresenta sobre uma feição morfoescultural denominada escarpa de linha falha erosiva, ou frente de falha dissecada. O escarpamento (Fig. 16) está orientado no sentido NNO-SSE, com aproximadamente 526 metros de extensão e, um desnível médio de 15 m/alt, em relação ao nível de base regional o Rio São Francisco. Apresenta-se como um escarpamento antigo e retrabalhado por

processos erosivos, que ocasionou o dissecamento do espelho de falha, produzindo o recuo e um rebaixamento no degrau da falha. Do ponto de vista estrutural, há evidências de estruturas de hemigrábens. A parte superior da superfície da escarpa é ocupada pelo sítio arqueológico. A declividade média do terreno varia entre 3° a 5° e apontam forte correlação entre os compartimentos geomórficos, litologia, pedologia e uso e ocupação dos solos. A cobertura vegetal é representada por uma vegetação rala “capoeira”. O piso da superfície inferior é originado do material desagregado do escarpamento, através dos processos erosivos físicos, químicos e biológicos. Os Processos erosivos atuam diretamente na face livre da escarpa, os tipos erosivos mais representativos são: erosão diferencial, atmosférica, pluvial, térmica e biológica, o material transportado é depositado ao longo da base da escarpa, no contato, base da escarpa-planície aluvial.

Geologicamente o sítio arqueológico encontra-se inserido nos domínios do Grupo Bambuí – Neoproterozóico, mais especificamente sobre a Formação Três Marias - topo do Grupo Bambuí na região, formada por uma espessa sequência tempestífica com relativa persistência lateral das litofácies, sendo as suas principais: siltitos com interlaminações fina argila-areia, siltitos com estrutura way/linsen, siltitos violáceos apresentando gretas de contração, arenitos com cruzadas sigmoidal, arenitos com cruzadas por ondas, arenitos com estruturas hummocky e arenitos com estratificação horizontal; além de arenitos arcoseanos e arcóseos. A deposição dessa unidade ocorreu em ambientes de plataforma siliciclástica e em ambientes transicionais a continentais, alimentados por sistemas fluviais, fácies de pró-delta e de frente deltaica. Gerando na paisagem uma morfologia de colinas e vales encaixados.

Os solos do sítio arqueológico, área acima da escarpa, apresentaram ser pouco profundos, com profundidade <50cm, mantendo uma discreta heterogeneidade ao longo do perfil, marcada pela cor, em algumas das camadas. Essa variação marcada pela cor evidencia inexistência de relação pedogenética entre as camadas. Notou-se ainda a presença poucos agregados e estrutura fraca.

## **METODOLOGIA**

O levantamento geofísico consistiu na execução de três Perfis – Radar de Profundidade de Solos - GPR no sítio arqueológico. Teve como intuito avaliar a profundidade da litoestrutura e da cobertura de solos e também de vazios existentes. Os perfis de radar foram executados no modo “stock” ao longo de linhas, utilizando o equipamento da Ramac Mala Geoscience. Os espaçamentos entre os pontos amostrados serão de 0,25 m, utilizar-se-á antenas de 100 MHz, e de 0,10 m com a antena de 200 MHz. A separação entre as antenas de 1,0 m e de 0,6m para as antenas de 100MHz e 200 MHz, respectivamente.

A determinação do potencial hidrogênionico foi realizada seguindo a metodologia proposta pela EMBRAPA (1997); pH em água.

A análise dos elementos Ca, K, Fe, Al, P, Zn, Cu foram feitas através do Espectrômetro de fluorescência de raio-X por energia dispersiva modelo EDX-720 Shimadzu, pertencente ao Laboratório Lipivale/UFVJM. As amostras 10g foram colocadas em recipientes de polietileno lacradas e travadas no disco do EDX onde se processou a leitura.

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Devido a prováveis interferências causadas pelas cercas de arame ao redor do sítio e pela rede elétrica, as seções de geo-radar não se apresentaram satisfatórias, dessa forma, os resultados não foram suficientes para elaboração das seções de geo-radar e conseqüentemente dos radagramas.

Os resultados das análises palinológicas, associadas às datações radiocarbônicas e ao significado ambiental dos palinomorfos identificados, possibilitaram estabelecer as condições paleoambientais e paleoclimáticas que ocorreram no final do Pleistoceno na região de Buritizeiro-MG. As conclusões obtidas são as seguintes: as análises qualitativas e quantitativas identificaram duas palinozonas, estas mostraram em linhas gerais que, a umidade aumentou gradativamente desde o final do Pleistoceno ( $13.120 \pm 60$  anos A.P) ao Holoceno ( $1.500 \pm 40$  anos A.P), e que, a vegetação mudou devido a fatores tais como a disponibilidade hídrica e a estacionalidade climática.

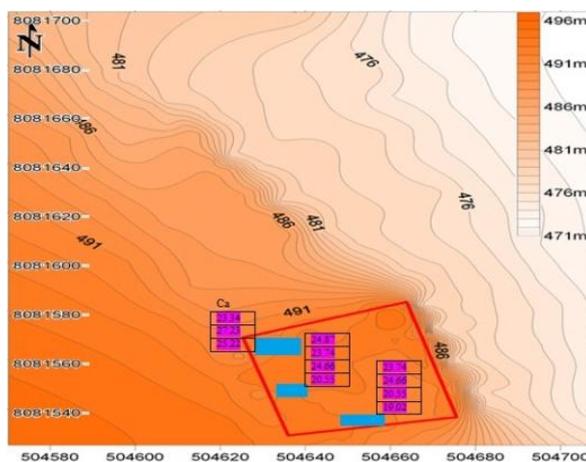
Portanto, diante dos dados obtidos nas análises palinológicas, pode-se interpolar que, o Homem de Buritizeiro presenciou um clima semi-úmido, com condições hídricas favoráveis e a expansão das veredas, o que, proporcionava a essas populações, zonas de conforto geoambientais e a fixação geográfica de suas populações.

Notou-se também que os valores carbono orgânico total – CTO são variáveis ao longo do perfil, apresentando valores elevados intercalados com valores baixos, não obedecendo a uma sequência no

perfil. Este fato está relacionado com a influência cíclica da atividade antrópica, das populações Pré-históricas, na gênese desses solos.

O elemento químico fósforo é tido como um marcador chave de atividades antrópicas, pois ao reagir com outros elementos forma compostos de baixa solubilidade e, conseqüentemente, de elevada estabilidade no perfil. Os solos Sp<sub>1</sub>, Sp<sub>2</sub> e Sp<sub>3</sub> e suas respectivas camadas apresentaram as maiores porcentagens de P.

Para os teores de Cálcio (Ca) Woods, (2009); Heizer & Cook, (1956), afirmam que adições culturais de Ca podem derivar de excrementos humanos e animais e de vários resíduos orgânicos. Os solos Sp<sub>1</sub>, Sp<sub>2</sub> Sp<sub>3</sub> e suas respectivas camadas apresentaram as maiores porcentagens de Ca 27% a 19%, além do aporte de refugos animais incorporados ao solo, às altas porcentagens de Ca podem estar relacionados com a formação de fosfato de cálcio secundários, pois, em ambientes onde a disponibilidade de Ca é alta, ocorre a dissolução e reprecipitação de P e Ca secundários (fosfato mono e bicálcio), cuja solubilidade decresce com o pH (FIG: 32).



**Figura 2:** o mapa mostra os teores de Ca nas camadas de solos Sp<sub>1</sub>, Sp<sub>2</sub> e Sp<sub>3</sub>(locais dos sepultamentos).

As altas porcentagens Fe e Al, obtidas em praticamente todos os perfis e suas respectivas camadas, sugerem condições paleoambientais mais úmidas, fato corroborado pela análise palinológica. Associado a maior transformação e remoção química gerada em climas úmidos têm-se maior aporte de sedimentos intemperizados alóctones. As camadas com menores porcentagens de Fe-Al sugere uma condição pedogenética mais seca com menor transformação química alóctone e por conseqüência menor aporte de materiais biológicos, detriticos e químicos transportados por fluxos e água e lama. Existem camadas em que os valores de Fe, Al e Ca não segue um padrão de distribuição, este fato pode estar relacionado às atividades antrópicas, com revolvimento ocasionando um mix de materiais provenientes de condições distintas de pedogênese (FIG: 33).

Segundo Woods, (2003) os valores de Zn e Cu, ambos associados com excrementos humanos, sendo o Zn mais presente nas fezes e ossos e, o Cu na urina. Os teores de Zn se mostraram constantes ao longo de praticamente todos os perfis. O Cu seguiu a mesma tendência, porém, com valores em média menores que os encontrados para Zn, atribuindo ao fato que, o Cu é lixiviado com mais facilidade (FIG: 25). Segundo Woods (2003) com aproximadamente 2000 anos todo o Cu é perdido por lixiviação, em condições de maior umidade (FIG: 34).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baggio, H.F. 2002. Alterações na paisagem natural e agrícola do município de Buritizeiro – MG: implicações do plantio generalizado de pinus e eucaliptos no meio ambiente físico, biológico e socioeconômico. Instituto de Geociências-IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação (Mestrado em Geografia), 149 p.

Baggio, H.F. 2008. Contribuições naturais e antropogênicas para a concentração e distribuição de metais pesados em sedimento de corrente na bacia do rio do formoso, município de buritizeiro – MG. Instituto de Geociências - Universidade Federal de Minas Gerais, Tese (Doutorado em Geologia), 232 p.

Baggio, H.F.; Horn, A.H.; Trindade, W.M.; Ribeiro, E.V. 2007. O Grupo Mata da Corda na Bacia Hidrográfica do Rio do Formoso e suas Feições Morfológicas Correlata. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia Regional Conference on Geomorphology.

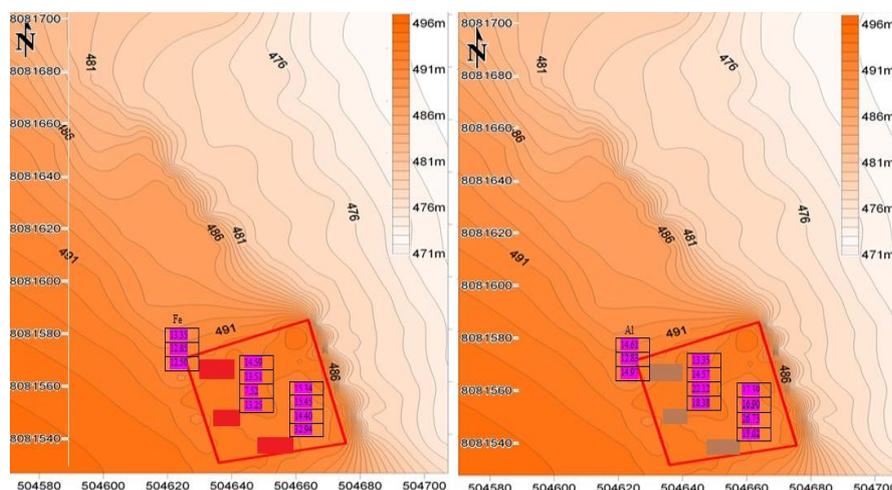
Horn, H.A.; Sgarbi, G.N.C. 1993. Investigações sobre a contaminação dos sedimentos e da água do rio São Francisco e seus afluentes no Estado de Minas Gerais. 4º ENESMA, Cuiabá. IG-UFPE 1992. Anais do 3º ENESMA, Curitiba.

Munsell Color Company. Munsell soil color charts, 2000.

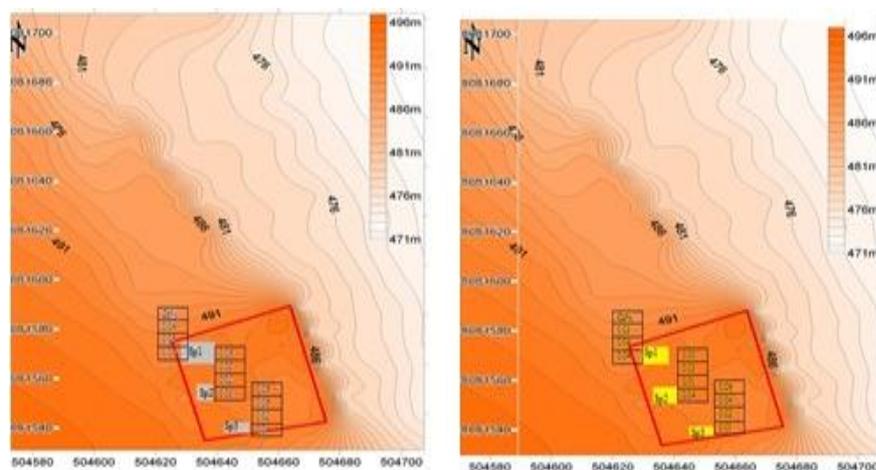
Prous, A.; Baggio, H.; Rodet, J. 2007. O homem de Buritizeiro. In: Revista Minas Faz Ciência, Belo Horizonte, Ed. FAPEMIG.

Wood, W.I. 1984. Soil chemical investigations in Illinois Archeology: two example studies. Washington: American Chemical Societ. Advances in Chemistry Series, p.67-77.

Woods W.I. 2009. Os Solos e as Ciências Humanas: Interpretação do Passado. In: As Terras Pretas de Índio da Amazônia: Sua Caracterização e Uso deste Conhecimento na Criação de Novas Áreas, p. 62-71.



**Figura 3:** o mapa mostra os teores de Fe-Al nas camadas de solos Sp<sub>1</sub>, Sp<sub>2</sub> e Sp<sub>3</sub>(loais dos sepultamentos).



**Figura 4:** o mapa mostra os teores de Zn e Cu nas camadas de solos Sp<sub>1</sub>, Sp<sub>2</sub> e Sp<sub>3</sub>(loais dos sepultamentos).

# ANÁLISE GEOQUÍMICA AMBIENTAL DO RIO DAS VELHAS NO SEGMENTO ENTRE A CIDADE DE VÁRZEA DA PALMA E O DISTRITO DE BARRA DO GUAICUÍ-MG FOZ COM O RIO SÃO FRANCISCO: ESTUDO DA CONCENTRAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE METAIS PESADOS NA ÁGUA SUPERFICIAL, NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE E SOLOS, SUA LIBERAÇÃO, TRANSPORTE E REAÇÕES QUÍMICAS NO MEIO AMBIENTE

Baggio, H<sup>1</sup>; Araujo, A.D<sup>2</sup>.

<sup>1,2</sup>LGA/UFVJM – Laboratório de Geoquímica Ambiental

<sup>2</sup>Bolsista IC - FAPEMIG

<sup>1,2</sup>Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri

<sup>1</sup>hernandobaggio@yahoo.com.br; <sup>2</sup>a-dias@live.com

## INTRODUÇÃO

A qualidade da água é uma variável que depende das características naturais e antrópicas no contexto da bacia hidrográfica. A noção de qualidade muitas vezes está relacionada apenas às características organolépticas, como sabor, odor e cor, no entanto, esses fatores estão ligados apenas à sensibilidade humana e não revelam os reais problemas de comprometimento da qualidade das águas. A pesquisa teve como objetivo principal, avaliar a qualidade ambiental (parâmetros físico-químicos e químicos) da água superficial, no segmento baixo curso do rio das Velhas (entre as cidades de Várzea da Palma e Barra do Guaiçuí-MG), investigando as possíveis fontes naturais e influências das atividades antropogênicas. A área da pesquisa encontra-se regionalmente inserida na bacia hidrográfica do Rio São Francisco, esta região é delimitada pelas seguintes coordenadas UTM: 510000E a 565000E e 810000N a 8056000N. O tipo climático é o tropical úmido/sub-úmido, as temperaturas médias mensais 25°C a 21°, pluviosidade média anual 1195,9 mm. A região encontra-se inserida totalmente no domínio do bioma Cerrado. A área localiza-se na porção sudoeste do Cráton São Francisco, cujas rochas são de idades Neoproterozóicas, sendo circundada pelos cinturões orogênicos da Faixa Brasília, a oeste e sul, e Faixa Araçuaí, a leste, a estratigrafia é composta por Unidades Neoproterozóicas e as Coberturas Fanerozóicas/cretáceas da bacia do São Francisco. A área de estudo está inserida na Depressão Sanfranciscana, circundada pelos Planaltos do São Francisco. Os solos ocorrentes são: Latossolos Vermelho-Amarelos, Vermelho-Escuro, Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolos Quartzarênicos, Neossolos Flúvicos e Cambissolos. O processo de ocupação da região teve início na década de 60, com o plantio maciço de pinus e eucaliptos, atualmente, a agricultura se diversificou e mecanizou-se (BAGGIO, 2008).

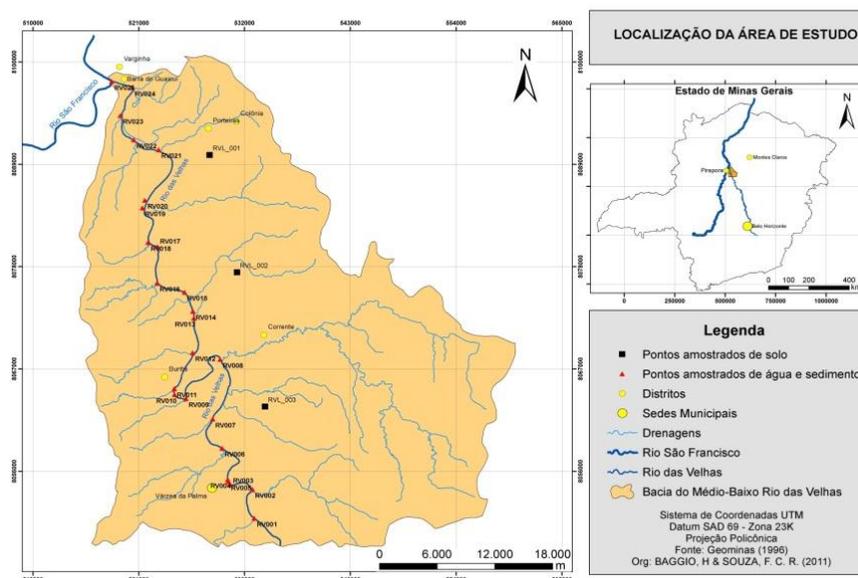


Figura 1: Localização da área da pesquisa - Minas Gerais, juntamente com os pontos de amostragem. Fonte: Baggio e Souza (2011)

## METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos incluíram três fases principais: trabalhos de campo, análises laboratoriais e atividades em gabinete.

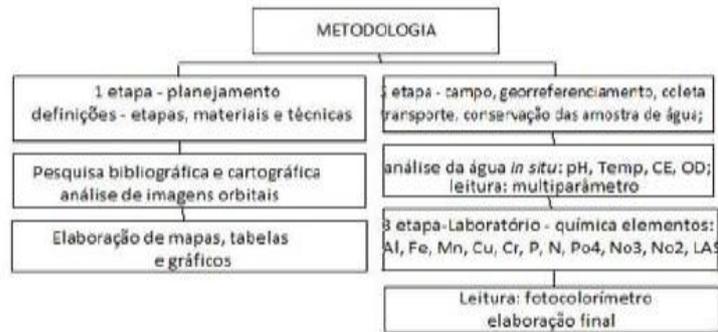


Figura 2: esquema geral apresentando as etapas metodológicas.

## RESULTADOS

Os valores de pH encontrados variou entre 5,16 e 7,78, sete pontos encontram-se dentro do limite estabelecido pela Resolução CONAMA 357/05. Temperatura apresentou variações médias em torno de 4,1°C, ao longo do curso fluvial, a morfologia do canal e a vegetação ciliar, contribuem para tal fato. A concentração de OD variou entre: 5,05 mg/L e 7,05 mg/L, e não, violou os limites do CONAMA 357/05. Os valores para CE, se posicionaram entre 100,2 nS/cm e 386,5 nS/cm, todos os pontos, encontram-se em desacordo com o estabelecido pelo CONAMA 357/05 (100 nS/cm). Algumas áreas do segmento Baixo curso rio das Velhas, tem apresentado menor qualidade ambiental da água, atividades antropogênicas, uso dos solos, agricultura, pecuária e atividades urbanas e industriais, influenciam tal demanda.

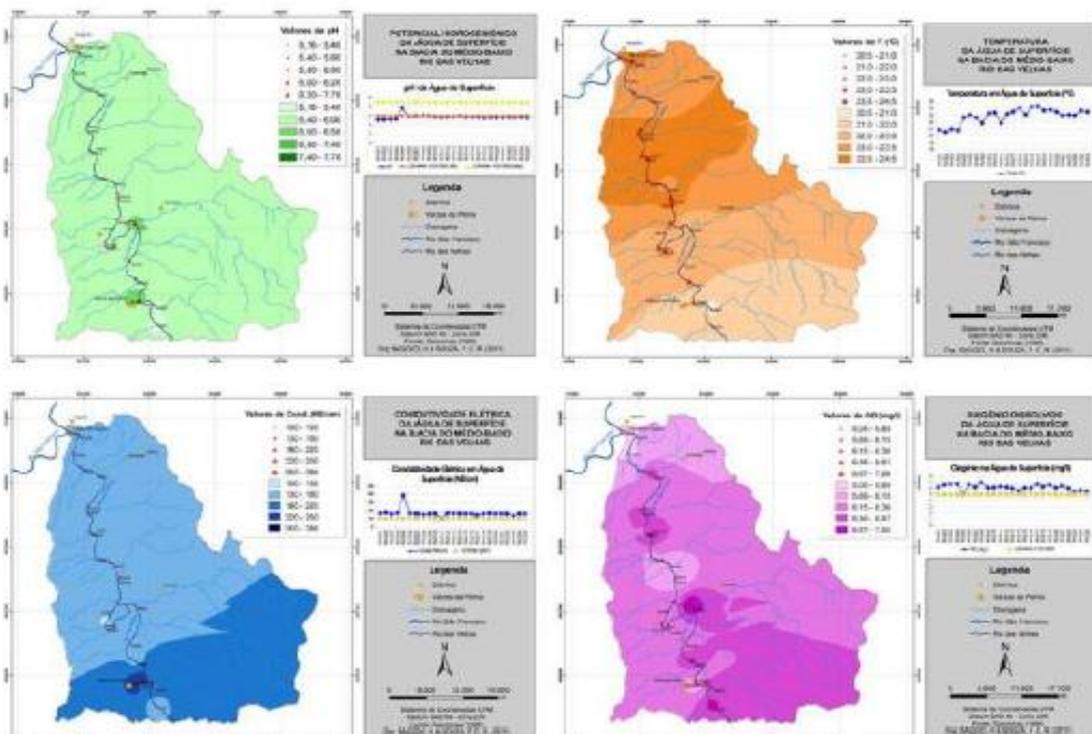


Figura 3: mapa de isotores, mostrando os resultados dos parâmetros físico-químicos.

As análises dos elementos Al, Fe, Mn, Cu, Cr, P, PO<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub> e LAS, têm grande significância no que diz respeito à qualidade ambiental da água superficial. Al, 3 pontos violaram o estabelecido pelo CONAMA 357/05 (0,100 mg/L) e 2 pontos pela Port. MS. GM 518/04 (0,200 mg/L), os teores de Al

podem estar relacionados aos solos e às atividades urbano/industriais. Fe, dois pontos violaram a Resolução CONAMA 357/05 e a Portaria do MS.GM 518/04 (0,30 mg/L), Os teores aumentados, estão relacionados as interferências antropogênica e as condicionantes geológicas e pedológicas. Mn, a Resolução CONAMA 357/05, e a Portaria do MS. GM 518/04 (0,10 mg/L), quatro pontos estão em desacordo com o estabelecido, os fatores antrópicos e litológicas, podem, estar influenciando na liberação do Mn. Cu, 13 pontos encontram-se acima do estabelecido pela Resolução CONAMA 357/05 (0,009 mg/L), nenhum dos 25 pontos violou o estabelecido pela Portaria do MS.GM 518/04 (2,0 mg/L), o aumento nas concentrações de Cu na água, pode estar associado à alta erodibilidade dos solos, ao intenso uso e exposição aos fungicidas e bactericidas. Cr, todos os 25 pontos amostrados encontram-se dentro do estabelecido pelo CONAMA 357/05 e Portaria do MS.GM 518/04 (0,05 mg/L). Seis pontos violaram o estabelecido pela Resolução CONAMA 357/05 para P, que é de (0,1 mg/L), os altos teores de P estão relacionados a intensa utilização de insumos agrícolas e aos efluentes urbanos e rurais *in natura*. A Resolução CONAMA 357/05 e a Portaria do MS.GM 518/04, não especificam valores orientadores para PO4. A comparação em paralelo, entre os mapas para P e PO4 mostra uma correlação de similaridade entre os elementos, já que, o P aparece na água na forma de fosfato. Os 25 pontos amostrados para NO2, encontram-se dentro do estabelecido pelo CONAMA 357/05, e Portaria do MS.GM 518/04 (1,0mg/L). NO3. LSA, 24 pontos estão em desacordo com o que preconiza o CONAMA 357/05 e a Portaria do MS.GM 518/04 (0,5 mg/L). As atividades antrópicas constituem na principal fonte de poluição no segmento Baixo curso, além, desses fatores e conhecendo o histórico e a dinâmica ambiental da bacia do rio das Velhas, pode-se inferir que, há uma contribuição significativa ao despejo de esgotos domésticos e industriais, provenientes principalmente do Alto e Médio curso da bacia.

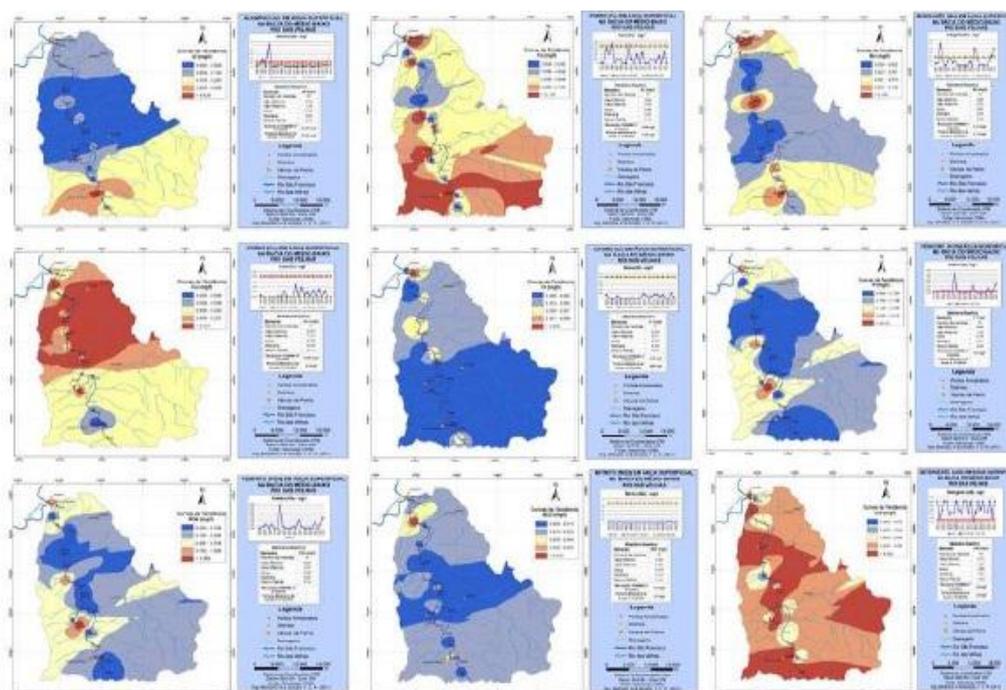


Figura 4: mapa de isoteores elementos químicos.

## DISCUSSÃO

O segmento analisado é um ambiente natural potencialmente frágil. Os vários tipos de interferências antropogênicas, em especial a agricultura comercial, atividades industriais urbanas e rurais contribuíram de forma marcante para a sua degradação ambiental. Os recursos hídricos e os ambientes aquáticos são os mais afetados. A contribuição deste trabalho foi apresentar, pela primeira vez, uma avaliação das condições geoquímicas e ambientais em que se encontram a água superficial do Baixo curso do Rio das Velhas e das principais rotas de contaminações provenientes dos resíduos químicos e orgânicos gerados pelas atividades antropogênicas, já que, a área investigada é economicamente essencial para o desenvolvimento microrregional.

## REFERÊNCIAS

- Ab`Saber, A. N. 1971. A organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras. In: Simpósio do Cerrado, 3, 1971, São Paulo: Blücher/ed. USP, 1971.
- Baggio, H.F. Contribuições naturais e antropogênicas para a concentração e distribuição de metais pesados em água superficial e sedimento de corrente na Bacia do Rio do Formoso, município de Buritizeiro, MG. Orientador: Adolf Heinrich Horn. 2008. 216 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.
- CETEC – Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. 1983. Estudo de Metais Pesados no Estado de Minas Gerais. Relatório Final. Belo Horizonte. 151 p.
- CONAMA, 2004. Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução CONAMA n° 344, de 25 de março de 2004. Disponível em <<http://www.mma.gov.br/conama>>.
- CONAMA, 2005. Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução CONAMA n° 357, de 17 de março de 2005. Disponível em <<http://www.mma.gov.br/conama>>.
- Diário Oficial da União. 2004. Ministério da Saúde, portaria n° 518 de 25 de Março de 2004 (publicada 30 de Março de 2004).
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Geografia do Brasil – Região Sudeste. Rio de Janeiro, 2000.
- Instituto Estadual de Florestas - IEF. 2005. Mapeamento da Cobertura Vegetal e Uso do Solo do Estado de Minas Gerais.
- Instituto Mineiro de Gestão das Águas - IGAM. Bacias hidrográficas do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. 1998.
- Tucci, C.E.M. (Organizador). Hidrologia: Ciência e Aplicação. 3ª edição, Porto Alegre, Editora da UFRGS/ABRH, 2004.

## AVALIAÇÃO DA QUALIDADE AMBIENTAL DA ÁGUA SUPERFICIAL DO CÓRREGO QUATRO VINTÉNS NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA – MG

Baggio, H. <sup>1</sup>; Menenes, T. S. <sup>2</sup>; Freitas, M. O. <sup>2</sup>; Araujo, A. D. <sup>3</sup>.

<sup>1,2,3</sup> LGA/ UFVJM - Laboratório de Geoquímica Ambiental;

<sup>2</sup> Bolsistas- IC Voluntária;

<sup>3</sup> Bolsista IC- FAPEMIG.

<sup>1</sup>hernandobaggio@yahoo.com.br; <sup>2</sup>thalitassiqueira\_01@hotmail.com, <sup>2</sup>mariana.naninha@hotmail.com, <sup>3</sup>a-dias@live.com

### INTRODUÇÃO

Historicamente, a presença da água tornou-se fator determinante para a estruturação dos centros urbanos e rurais, visto que, a água se fez muitas vezes imprescindível para bens que vão além, do consumo direto, como para higiene pessoal, também para o transporte, dispersão de dejetos, comércio e outros. Entretanto, mesmo tendo em vista essa importância da água para o homem, o processo acelerado e desordenado de ocupação e estruturação das cidades e do campo acarreta inúmeros problemas aos cursos de água, ocasionando diversas modificações nas condições ambientais, como a interferência nos ciclos biogeoquímicos. Essas interferências antropogênicas se dão, principalmente pela poluição nas áreas dos grandes rios. A degradação dos recursos hídricos mostra-se em um estágio intensificado e os esgotos domésticos, industriais e rurais são grandes responsáveis pela contaminação das águas dos afluentes (BAGGIO, 2008). A composição da água afeta diretamente nas condições de vida dos componentes naturais do ecossistema: fauna, flora e microorganismos. Além disso, o estado de uma rede fluvial influencia as condições socioambientais da população e há uma relação direta entre a poluição hídrica e a saúde humana (BAGGIO, 2008). Por isso, essas questões ambientais relacionadas à qualidade da água merecem ampla discussão, principalmente com a atual intensificação da poluição e contaminação das águas superficiais (RIBEIRO, 2007), o que influencia na potabilidade da água. O município de Diamantina tem por responsabilidade a manutenção do bem-estar da população, conciliando o mesmo com a preservação do ambiente local, haja vista as características geoambientais da área e também, por se tratar de uma cidade patrimônio cultural da humanidade. Na legislação brasileira encontra-se apoio da Resolução do Conselho Nacional de Meio Ambiente – CONAMA N° 357 de 17 de março de 2005 – que dispõe acerca da qualificação dos corpos de água e prescreve diretrizes ambientais para seu enquadramento – bem como estabelecendo condições e padrões de lançamento de efluentes. Além desta, a Portaria N° 518 de 25 de março de 2004, elaborada pelo Ministério da Saúde dispõe acerca da potabilidade da água.

O Córrego Quatro Vinténs é um importante afluente do rio Jequitinhonha no município de Diamantina e geograficamente, faz parte da Serra do Espinhaço Meridional, drenando litologias do Supergrupo Espinhaço. A escolha da sub-bacia para a pesquisa se deu em função das particularidades naturais e das características antrópicas presentes na área. O córrego Quatro Vinténs drena áreas urbanas (médio cursos) e áreas rurais (baixo curso), o efluente gerado é lançado *in natura* no canal fluvial, o que, influencia na qualidade geoquímica ambiental de sua água. Para elaborar um retrato dos impactos negativos causados pelo uso e ocupação antrópica na sub-bacia, tomou-se para estudo os parâmetros: turbidez e cor da água, cujas concentrações podem ser mensuráveis fisicamente, tratando-se então, de parâmetros físicos visíveis. O presente estudo visa contribuir com conhecimentos sob a qualidade geoquímica ambiental da água superficial do Córrego Quatro Vinténs no município de Diamantina – nordeste do Estado de Minas Gerais. Dessa forma, entende-se este trabalho como sendo um referencial sobre a dinâmica das águas de superfície. Este, posteriormente, servirá como um instrumento de monitoramento ambiental da área. A pesquisa tem como principal objetivo analisar a concentração dos seguintes parâmetros físico-químicos: Turbidez e a Cor da água ao longo do perfil longitudinal do córrego, correlacionando os resultados aos ambientes naturais e às interferências antropogênicas, comparando-os também com os valores orientadores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 e Portaria do Ministério da Saúde n° 518/2004.

### METODOLOGIA

Nesta pesquisa foram amostrados doze pontos (correspondentes a duas campanhas de amostragem; estação seca e estação chuvosa) totalizando 24 amostras de água. Foram utilizados equipamentos portáteis multiparâmetros e de filtragem para amostragem no campo: *Portable Turbidimeter*

HANNA HI 98703 para medir turbidez, e o fotocolorímetro ALFAKIT NCM/SH 90275020, para a cor da água. Os métodos de coleta seguiram o protocolo elaborado pela Agência Nacional de Águas (2005) e Ministério do Meio Ambiente. As amostras de água foram analisadas no Laboratório de Geoquímica Ambiental – LGA/UFVJM e os resultados, comparados com os valores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 e Portaria do Ministério da Saúde nº 518/2004. Os valores de turbidez (UNT) e cor da água (mg/L) mostram uma distribuição heterogênea nos dois períodos amostrados. Tais valores apontaram que, os parâmetros físico-químicos encontram-se acima do estabelecido pela mesma Resolução CONAMA 357/05 e Portaria do Ministério da Saúde nº 518/2004.

Os resultados apresentados são consequência direta dos resíduos gerados pelo uso e ocupação dos solos na área. Para consolidar a pesquisa em campo verificou-se a necessidade de realização de duas campanhas em diferentes estações climáticas. A primeira coleta foi realizada em 1º de Dezembro de 2012 e a segunda em 18 de Março de 2013. A água foi coletada seguindo os procedimentos do Guia Nacional de Coletas e Preservação de Amostras (2011), elaborado pela Agência Nacional de Águas e Ministério do Meio Ambiente em parceria com a Companhia Ambiental do Estado de São Paulo, Secretaria de Meio Ambiente e Governo do Estado de São Paulo. Em campo, pelo método de “rinsagem” recolhemos em torno de 500 ml de água, que foram identificadas e reservadas em recipientes de plástico PET de alta densidade (polietileno). Devido ao fato do Córrego Quatro Vinténs possuir pouca vazão optou-se por seguir as orientações da ANA - Agência Nacional de Águas, que considera a coleta de água como superficial quando coletadas as amostras numa profundidade média de 0 a 30 centímetros. Não houve a necessidade da adição de nenhum reagente de preservação, pois a análise da água foi realizada logo após o término de todas as coletas.

O transporte das amostras coletadas foi conduzido sob-refrigeração, em uma caixa térmica a 4º C. Depois de coletadas as amostras nas campanhas I e II, elas foram armazenadas adequadamente e analisadas no Laboratório de Geoquímica Ambiental – LGA/UFVJM, as amostras de água foram devidamente identificadas e ordenadas para início de análise. Para medir a turbidez da água em UNT foi utilizado o *Portable Turbidimeter* HANNA HI 98703. Este aparelho cumpre as exigências de medição de valores para águas residuais. O instrumento possui modo de leitura e conformidade para atender aos requisitos de relatórios como o EPA - *Environmental Protection Agency* – que monitora os sistemas públicos de água potável para verificar os contaminantes presentes baseados na saúde e estética (por exemplo, odor e cor). Para conferir e tabular dados sobre o aspecto da cor da água em miligramas por litro d’água utilizou-se o fotocolorímetro ALFAKIT NCM/SH 90275020. O medidor de cor aparente microprocessado é de tecnologia nacional e pode ser utilizado para análise em campo ou em laboratório. Depois de devidamente anotados os resultados quantitativos, estes foram comparados com os valores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 para os padrões de qualidade da água doce para consumo humano, relativos aos parâmetros cor e turbidez.

## RESULTADOS

Os valores de turbidez (UNT) e cor da água (mg/L) mostram uma distribuição heterogênea nos dois períodos amostrados. Tais valores apontaram que, os parâmetros físico-químicos encontram-se acima do estabelecido pela mesma Resolução CONAMA 357/05 e Portaria do Ministério da Saúde nº 518/2004. Os resultados apresentados são consequência direta dos resíduos gerados pelo uso e ocupação dos solos na área.

## CONCLUSÃO

Vários pontos analisados apresentaram variações extremas de acordo com a resolução comparada. Tais valores encontrados são relacionados diretamente com as condições ambientais em que está o córrego, visto que, o mesmo drena áreas urbanas (médio curso) e áreas rurais (baixo curso) e, o efluente gerado é lançado *in natura* no canal fluvial influenciando na qualidade geoquímica ambiental de sua água. Contudo, a pesquisa se estruturou para apresentar e comprovar a real situação da área como um todo, levando em conta o modelo atual de uso e ocupação do solo na bacia, sendo de extrema importância o monitoramento de suas águas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baggio, H. Contribuições naturais e antropogênicas para a concentração e distribuição de metais pesados

em água superficial e sedimento de corrente na Bacia do Rio do Formoso, município de Buritizeiro, MG. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

BRASIL. Resolução CONAMA 357, 17 de março de 2005. Diário Oficial da Republica Federativa do Brasil, Brasília, DF, 2006. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/conama>>. Acesso em 21 Mar. 2013.

CETESB. Variáveis de qualidade das águas. Disponível em: <<http://www.cetesb.sp.gov.br/agua/%c3%81guas-superficiais/34-vari%c3%a1veis-de-qualidade-das-%c3%81guas#cor>> Acesso em 20 Mar. 2013.

Ribeiro, E. V. Avaliação da qualidade da água do rio São Francisco no segmento entre Três Marias e Pirapora – MG: metais pesados e atividades antropogênicas. Tese (Mestrado em Geografia) - Departamento de Geografia da UFMG, Belo Horizonte, 2010.

Descrição do equipamento Portable Turbidity Meter - HANNA. Disponível em: <<http://www.hannainst.com/usa/prods2.cfm?id=010002&ProdCode=HI%2098703>>. Acesso: 4 abr. 2013.

## **AValiação GEOQUÍMICA AMBIENTAL DA ÁGUA SUPERFICIAL DO BAIXO CURSO DO RIO DAS VELHAS-MG**

*Hernando Baggio Filho; Hubert P. Roeser; Adolf H. Horn; Mariana de Oliveira Freitas, Thalita Siqueira de Meneses; Amanda Dias Araújo*

Universidade Federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM); Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP); Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG); Universidade Federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM); Universidade Federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM); Universidade Federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM)

hernandobaggio@yahoo.com.br; hubert-deamb@em.ufop.br; hhorn@ufmg.com.br; mariana.naninha@hotmail.com; thalitasiqueira\_01@hotmail.com; a-dias@live.com

### **INTRODUÇÃO**

A qualidade da água é uma variável que depende das características naturais e antrópicas no contexto da bacia hidrográfica. A noção de qualidade muitas vezes está relacionada apenas às características organolépticas, como sabor, odor e cor, no entanto, esses fatores estão ligados apenas à sensibilidade humana e não revelam os reais problemas de comprometimento da qualidade das águas. A pesquisa teve como objetivo principal, avaliar a qualidade ambiental (parâmetros físico-químicos e químicos) da água superficial, no segmento baixo curso do rio das Velhas (entre as cidades de Várzea da Palma e Barra do Guicuí-MG), investigando as possíveis fontes naturais e influências das atividades antropogênicas.

A área da pesquisa encontra-se regionalmente inserida na bacia hidrográfica do Rio São Francisco. A região é delimitada pelas seguintes coordenadas UTM: 510000E a 565000E e 810000N a 8056000N. O tipo climático é o tropical úmido/sub-úmido, as temperaturas médias mensais 25°C a 21°, pluviosidade média anual 1195,9 mm.

A região encontra-se inserida totalmente no domínio do bioma Cerrado, elocaliza-se na porção sudoeste do Cráton São Francisco, cujas, rochas são de idades Neoproterozóicas, sendo circundada pelos cinturões orogênicos da Faixa Brasília, a oeste e sul, e Faixa Araçuaí, a leste. A estratigrafia é composta por Unidades Neoproterozóicas e as Coberturas Fanerozóicas/cretáceas da bacia do São Francisco. Está inserida na Depressão Sanfranciscana, circundada pelos Planaltos do São Francisco. Os principais solos ocorrentes na área são: Latossolos Vermelho-Amarelos, Vermelho-Escuro, Latossolo Vermelho-Amarelo, Neossolos Quartzarênicos, Neossolos Flúvicos e Cambissolos. O processo de ocupação da região teve início na década de 60, com o plantio maciço de pinus e eucaliptos, atualmente, a agricultura se diversificou e mecanizou-se (BAGGIO, 2008).

### **METODOLOGIA**

Os procedimentos metodológicos incluíram três fases principais: trabalhos de campo, análises laboratoriais e atividades em gabinete. Foi feita uma amostragem, realizada na estação seca (Julho/2011), totalizando 53 amostras: 25 de água; 25 de sedimentos e 3 de solos. Para água de superfície foram analisadas as concentrações dos seguintes elementos: (Al), (Cu), (Cr), (Fe), (LAS), (P), (PO<sub>4</sub>), (Mn), (NO<sub>3</sub>) (NO<sub>2</sub>).

As amostras foram analisadas através do fotolorímetro Alfakit AT-100PB. As análises *in-situ* foram feitas com o equipamento medidor multiparâmetro HANNA, modelo HI 98190. Após a coleta as amostras (água, sedimentos e solos) foram transportadas em caixas térmicas para o LGA/UFVJM, preparadas para secagem à temperatura ambiente, (NBR 7181,1984) para obter a fração mais fina (<0,063mm). Este material foi submetido à digestão ácida assistida em forno de microondas sob sistema fechado com temperatura e pressão controlada. Ela foi realizada em um forno de microondas MARS-CEM usando o método SW-846-3051-USEPA (US EPA,1998). Após digestão as amostras foram resfriadas e filtradas (filtros de nitrato de celulose 0,45µm) e transferidas para balões de 50 ml (avolumadas para determinações químicas).

Os resultados foram contrastados com valores de referência estabelecidos pelas Resoluções: CONAMA 357/05, Portaria do Ministério da Saúde nº 518/2004, Resolução CONAMA nº344/2005, e Resolução CETESB nº 195/2005.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores de pH encontrados variou entre 5,16 e 7,78, sete pontos encontram-se dentro do limite estabelecido pela Resolução CONAMA 357/05. Temperatura apresentou variações médias em torno de 4,1°C, ao longo do curso fluvial, a morfologia do canal e a vegetação ciliar, contribuem para tal fato. A concentração de OD variou entre: 5,05 mg/L e 7,05 mg/L, e não, violou os limites do CONAMA 357/05. Os valores para CE, se posicionaram entre 100,2 nS/cm e 386,5 nS/cm, todos os pontos, encontram-se em desacordo com o estabelecido pelo CONAMA 357/05 (100 nS/cm), todos de acordo com a figura 1. Algumas áreas do segmento Baixo curso rio das Velhas, tem apresentado menor qualidade ambiental da água, atividades antropogênicas, uso dos solos, agricultura, pecuária e atividades urbanas e industriais, influenciam tal demanda.

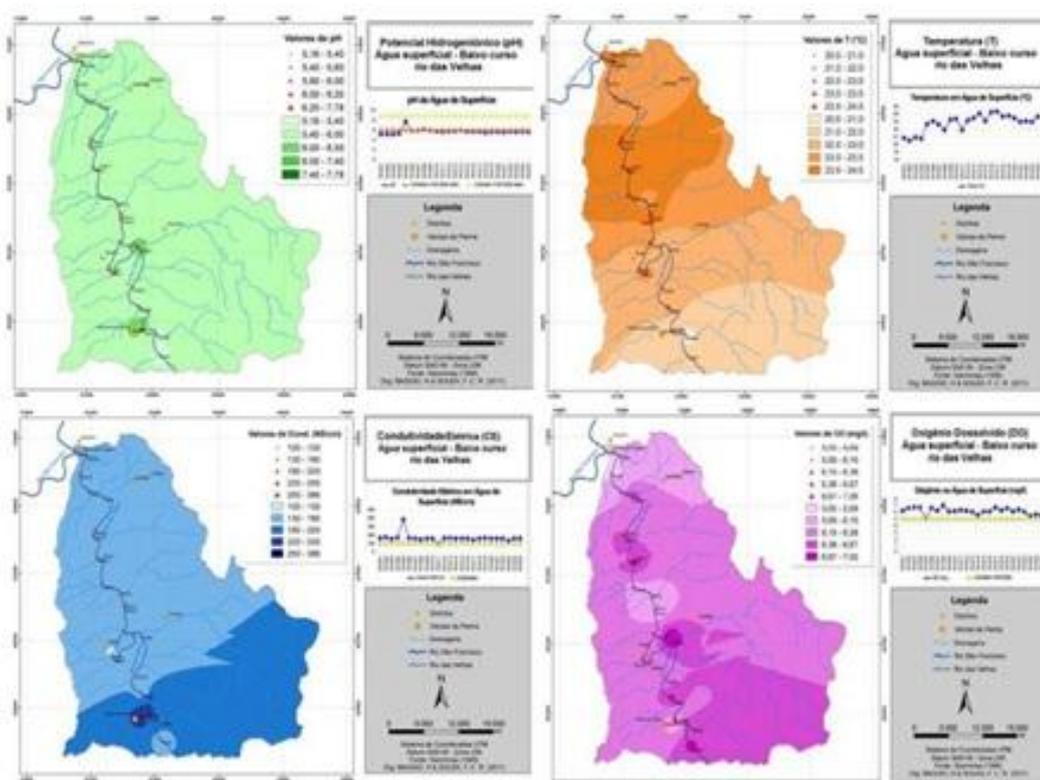


Figura 1: Mapa de isoteores, mostrando os resultados dos parâmetros físico-químicos.

As análises dos elementos Al, Fe, Mn, Cu, Cr, P, PO<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub> e LAS, têm grande significância no que diz respeito à qualidade ambiental da água superficial. Al, 3 pontos violaram o estabelecido pelo CONAMA 357/05 (0,100 mg/L) e 2 pontos pela Port. MS. GM 518/04 (0,200 mg/L), os teores de Al podem estar relacionados aos solos e às atividades urbano/industriais. Fe, dois pontos violaram a Resolução CONAMA 357/05 e a Portaria do MS. GM 518/04 (0,30 mg/L), os teores aumentados, estão relacionados as interferências antropogênicas e as condicionantes geológicas e pedológicas. Mn, a Resolução CONAMA 357/05, e a Portaria do MS. GM 518/04 (0,10 mg/L), quatro pontos estão em desacordo com o estabelecido, os fatores antrópicos e litológicas, podem, estar influenciando na liberação do Mn. Cu, 13 pontos encontram-se acima do estabelecido pela Resolução CONAMA 357/05 (0,009 mg/L), nenhum dos 25 pontos violou o estabelecido pela Portaria do MS. GM 518/04 (2,0 mg/L), o aumento nas concentrações de Cu na água, pode estar associado à alta erodibilidade dos solos, ao intenso uso e exposição aos fungicidas e bactericidas. Cr, todos os 25 pontos amostrados encontram-se dentro do estabelecido pelo CONAMA 357/05 e Portaria do MS. GM 518/04 (0,05 mg/L).

Seis pontos violaram o estabelecido pela Resolução CONAMA 357/05 para P, que é de (0,1 mg/L), os altos teores de P estão relacionados a intensa utilização de insumos agrícolas e aos efluentes urbanos e rurais *in natura*. A Resolução CONAMA 357/05 e a Portaria do MS. GM 518/04, não especificam valores orientadores para PO<sub>4</sub>. A comparação em paralelo, entre os mapas para P e PO<sub>4</sub> mostra uma correlação de similaridade entre os elementos, já que, o P aparece na água na forma de fosfato.

Os 25 pontos amostrados para NO<sub>2</sub>, encontram-se dentro do estabelecido pelo CONAMA 357/05, e Portaria do MS.GM 518/04 (1,0mg/L). NO<sub>3</sub>. LSA, 24 pontos estão em desacordo com o que preconiza o CONAMA 357/05 e a Portaria do MS.GM 518/04 (0,5 mg/L), todos de acordo com a figura 2.

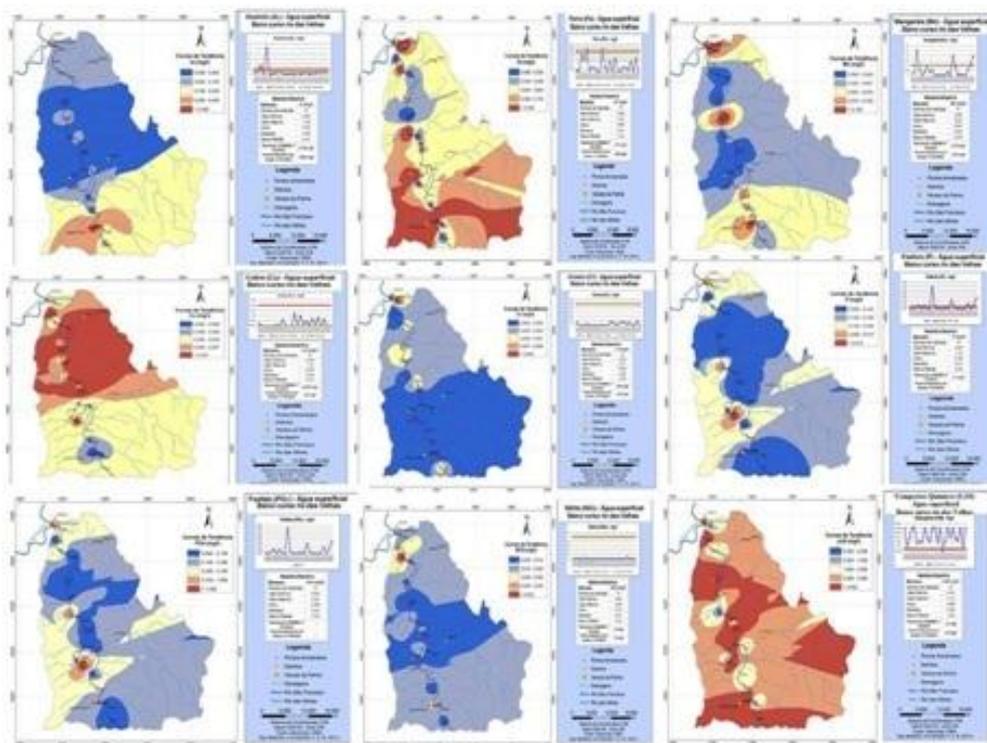


Figura 2: Mapa de isotores dos elementos químicos.

As atividades antrópicas constituem a principal fonte de poluição no segmento Baixa curso, além, desses fatores e conhecendo o histórico e a dinâmica ambiental da bacia do rio das Velhas, pode-se inferir que, há uma contribuição significativa ao despejo de esgotos domésticos e industriais, provenientes principalmente do Alto e Médio curso da bacia.

## CONCLUSÃO

O segmento analisado é um ambiente natural potencialmente frágil. Os vários tipos de interferências antropogênicas, em especial a agricultura comercial, atividades industriais urbanas e rurais contribuíram de forma marcante para a sua degradação ambiental. Os recursos hídricos e os ambientes aquáticos são os mais afetados.

A contribuição deste trabalho foi apresentar, pela primeira vez, uma avaliação das condições geoquímicas e ambientais em que se encontram a água superficial do Baixo curso do Rio das Velhas e das principais rotas de contaminações provenientes dos resíduos químicos e orgânicos gerados pelas atividades antropogênicas, já que, a área investigada é economicamente essencial para o desenvolvimento microrregional.

## REFERÊNCIAS

- Baggio, H.F. Contribuições naturais e antropogênicas para a concentração e distribuição de metais pesados em água superficial e sedimento de corrente na Bacia do Rio do Formoso, município de Buritizeiro, MG. Orientador: Adolf Heinrich Horn. 2008. 216 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.
- CONAMA, 2005. Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução CONAMA n° 357, de 17 de março de 2005. Disponível em <http://www.mma.gov.br/conama>.
- Diário Oficial da União (D.O.U). 2004. Ministério da Saúde, portaria n° 518 de 25 de Março de 2004 (publicada 30 de Março de 2004).

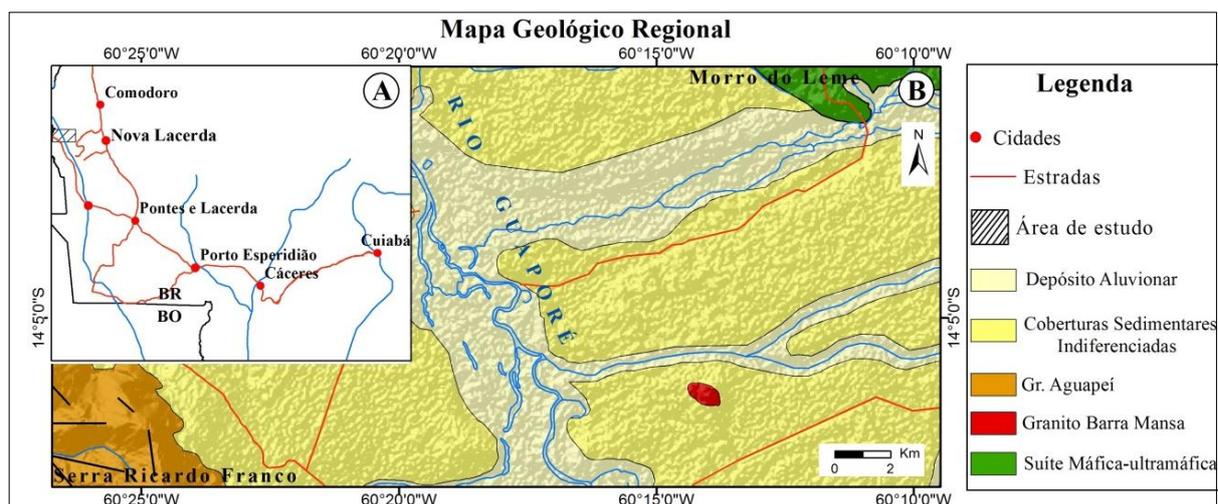
## GEOQUÍMICA DO GRANITO BARRA MANSÁ - TERRENO ALTO GUAPORÉ – SW DO CRÁTÓN AMAZÔNICO

Jessica Torretti da Costa<sup>1,6,7</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>2,4,6,7</sup>; Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>3,4,6,7</sup>; Newton Diego Couto do Nascimento<sup>4,6,7</sup>; Gabrielle Aparecida de Lima<sup>5,6,7</sup>

<sup>1</sup>Bolsista PIBIC/FAPEMAT/UFMT (jetorretti@hotmail.com); <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais/UFMT; <sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>5</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFGA; <sup>6</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>7</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM.

### INTRODUÇÃO

A Província Rondoniana-San Ignácio (1,56-1,30 Ga), no SW do Crátón Amazônico, agrupa diversos corpos intrusivos de composição granítica com idade meso-neoproterozoicas, por vezes deformados, divididos em suítes magmáticas caracterizadas por vários autores e revisadas por Bettencourt *et al.* (2010). De acordo com estes autores, o Granito Barra Mansa (GBM), alvo deste trabalho, encontra-se inserido nesta província interpretada como um orógeno composto por vários terrenos alóctones amalgamados: Paraguá, Jauru, Rio Alegre, Alto Guaporé e Nova Brasilândia; afetados por duas importantes orogêneses geradoras de magmatismo: San Ignácio e Sunsás. O objetivo deste trabalho é a caracterização composicional do GBM, utilizando-se o tratamento de dados geoquímicos, visando classificar o magmatismo gerador dessas rochas e discutir seus possíveis ambientes de formação.



**Figura 1.** A) Mapa de localização e vias de acesso partindo de Cuiabá. B) Mapa geológico regional (Extraído de Ruiz *et al.* 2012).

O Terreno Alto Guaporé, onde está inserido o GBM, compreende sete unidades litoestratigráficas: Complexo Máfico-ultramáfico Trincheira, Complexo Colorado, Suíte Metamórfica Nova Mamoré, Suíte Intrusiva Noroagro, Suíte Intrusiva Serra do Colorado, Suíte Intrusiva Igarapé Enganado e Suíte Intrusiva Alto Escondido (Rizzotto & Quadros 2007; Rizzotto *et al.* 2002; Santos 2012). O GBM aflora em um pequeno morrote que se destaca na geomorfologia aplainada da extensa planície de inundação do Rio Guaporé, próximo a fazenda Barra Mansa no município de Nova Lacerda, estado de Mato Grosso, próximo à divisa Brasil-Bolívia.

Costa *et al.* (2013) classificam o GBM como monzogranitos finos a médios de textura granolepidoblástica, compostos por porfiroclastos de feldspatos e quartzo tendendo como acessórios/minerais de alteração: biotita, muscovita/sericita, allanita, epidoto, clorita, zircão, apatita, titanita, fluorita e opacos.

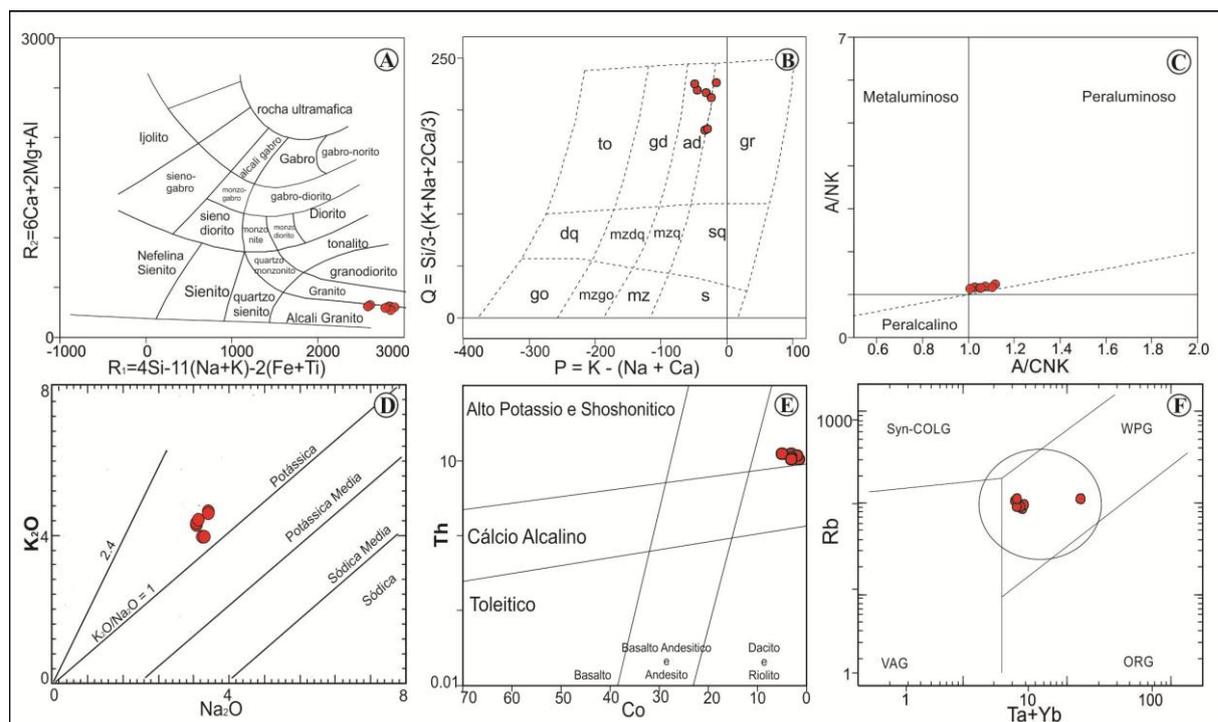
A análise deformacional e microtectônica proposta por Nascimento *et al.* (2013) classifica o GBM como milonito, exibindo duas fases deformacionais: F<sub>1</sub> correspondendo à xistosidade e F<sub>2</sub> à clivagem de crenulação. As microestruturas revelam taxas moderadas de deformação com temperaturas que variam de 400 a 500°C, condizente com fácies xisto verde, zona da granada.

## CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

As rochas estudadas posicionam-se no limite entre os campos de granito e álcali-granito no diagrama multicatiônico R1-R2 (Fig. 2A), já no diagrama Q-P proposto por Debon & Le Fort (1983; Fig. 2B), plotam no limite entre os campos do adamelito e granito.

No que diz respeito ao índice de saturação em alumina, essas rochas plotam no campo peraluminoso (Fig. 2C; Maniar & Piccoli 1989), cujo valor máximo de coríndon normativo é 1,3%. De acordo com o índice de alcalinidade as rochas posicionam-se no campo da série potássica no diagrama da figura 2D (Ramo & Haapala, 1995), e quando considera-se elementos menos móveis, como Th e Co as amostras ocupam o campo das séries de alto potássio e shoshonítica próximo ao limite da série cálcio alcalina (Fig. 2E; Maniar & Piccoli, 1989).

O diagrama Rb versus Ta+Yb (Fig. 2F; Pearce *et al.* 1984) indica que as rochas do GBM possuem composição compatível com granitos gerados em estágio pós-colisional.



**Figura 2.** Diagramas classificatórios para o GBM: A) R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (La Roche *et al.* 1980); B) Q-P (Debon & Le Fort 1983); C) A/CNK versus A/NK (Maniar & Piccoli, 1989); D) K<sub>2</sub>O versus Na<sub>2</sub>O (Ramo & Haapala, 1995) e E) Coversus Th (c); F) Rb versus Ta+Yb (Pearce *et al.* 1984).

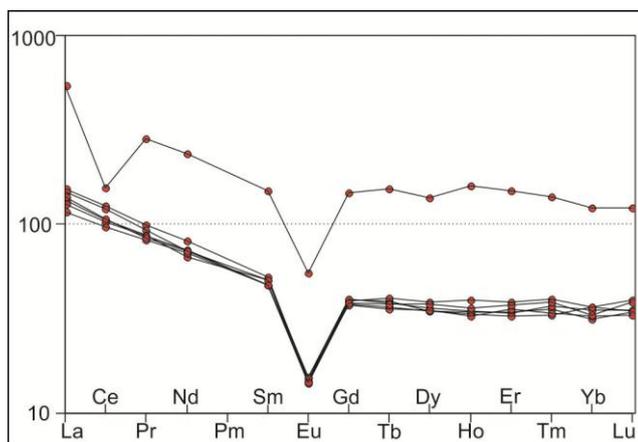
A análise do *spidergrama* de elementos terras raras (ETR) das rochas do GBM, normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1977; Fig. 3), mostra anomalia negativa de Eu caracterizando fracionamento de plagioclásio, e o grau de diferenciação em relação à composição mais primitiva. Exibe enriquecimento de ETR leves (La<sub>N</sub>~150X) e fracionamento de ETR pesados (Lu<sub>N</sub>~25X) que descrevem um padrão horizontalizado. Foge ao envelope dessas rochas, uma amostra com configuração semelhante às outras, mas deslocadas na vertical, cujos valores exibem enriquecimento de 400X em ETR leves e 110X para os ETR pesados diferenciando-se pela anomalia negativa de Ce.

## CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base no tratamento dos dados geoquímicos nota-se que o Granito Barra Mansa exibe variação nos valores de óxidos dos elementos maiores, principalmente SiO<sub>2</sub>, MgO e FeO\*, tal variação indica o quanto essas rochas são evoluídas, classificam-se como granitos, álcali-granitos e adamelitos, da série potássica ou cálcio-alcalina de alto potássio, predominantemente peraluminoso.

O enriquecimento em ETR leves pode ser devido à contribuição de material mantélico enriquecido, contaminação crustal ou produto de diferenciação por cristalização fracionada onde o magma residual se enriquece em ETR leves que se comportam como elementos incompatíveis. Esta última opção pode ser

amarrada pela presença de anomalia negativa de Eu, geralmente associada ao fracionamento do plagioclásio.



**Figura 3.** Padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Nakamura (1977).

Entretanto, além da análise geoquímica para definir o tipo de magmatismo gerador dessas rochas, é importante a realização da análise geocronológica que forneça uma idade precisa, bem como a idade do metamorfismo imposto, para então correlacioná-lo com as unidades regionalmente descritas que exibem as mesmas características geoquímicas.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao GEOCIAM, ao CNPQ (Proc. 479779/2011-2) e a CAPES (PROCAD 096/2007) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece à FAPEMAT pela concessão da bolsa de iniciação científica e ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé).

#### REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S., Leite W.B.J., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M., 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 29, Issue 1, Pags.28-46.
- Costa J.T., Nascimento N.D.C., Campos F.A.P., Lima G.A., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., 2013. Caracterização Petrográfica e Análise Deformacional do Granito Barra Mansa – Terreno Paraguá – SW do Cráton Amazônico. *In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e VII Internacional Symposium on Tectonics*.
- Nascimento N.D.C., Campos F.A.P., Costa J.T., Lima G.A., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., 2013. Estrutural e Microtectônica do Granito Barra Mansa – Terreno Alto Guaporé – SW do Cráton Amazônico. *In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e VII Internacional Symposium on Tectonics*.
- Rizzotto, G.J., Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., D'Agrella, M.S., Vasconcelos, P., Basei, M.A.S., 2002. Geologia e geocronologia da Suíte Metamórfica Colorado e suas encaixantes, SE de Rondônia: implicações para a evolução mesoproterozoica do SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP, Série Científica* 2, 41–55.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., 2007. Margem passiva e granitos orogênicos do Ectasiano em Rondônia. *In: 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos Expandidos*, Porto Velho, Brasil, SBGN, pp. 245–248.
- Ruiz, A. S.; Lima, G. A.; Corrêa da Costa, P. C.; Sousa, M. Z. A.; Matos, J. B.; Batata, M. E. F. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Betânia (SD.20-Z-B-III). Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO). CPRM/UFMT.
- Santos R.M.A., 2012. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Noroagro, Divisa Mato Grosso – Rondônia, SW do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 52p.

## CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ARENITOS DO GRUPO TUCURUÍ

Luciano Castroda Silva<sup>1</sup>, Cândido Augusto Veloso Moura<sup>2</sup>, David Ramos Pereira<sup>3</sup>, Gerlande Oliveira Silva<sup>4</sup>

Universidade Federal do Pará. lucianocastro.geo@gmail.com; candido@ufpa.br; davi\_ramos7@hotmail.com; gerlandeoliveira1@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

O Grupo Tucuruí, situado na interface do embasamento arqueano-paleoproterozóico do Cráton Amazônico com as sucessões metamórficas neoproterozóicas do Cinturão Araguaia, reúne arenitos e derrames basálticos intercalados. Estudos isotópicos recentes envolvendo a determinação de idades modelo Sm-Nd e datação de zircão dos arenitos sugerem que estas rochas se originaram de material crustal formado essencialmente no Neoproterozóico (Moura et al. 2009).

A composição química das rochas sedimentares clásticas é uma função de uma complexa interação de várias variáveis, incluindo a natureza das rochas fontes, área fonte do intemperismo e diagênese (McLennan *et al.* 1993). No entanto, o ambiente tectônico das bacias sedimentares tem sido considerado como o controlador primário sobre a composição global das rochas sedimentares (Dickinson, 1985). Os processos da tectônica de placas transmitem assinaturas petrológicas e geoquímicas distintas em rochas sedimentares de duas maneiras distintas. Primeiramente, diferentes ambientes tectônicos tem características de proveniência distinta e, por outro lado, eles se caracterizam por processos sedimentares distintos. Consequentemente, rochas sedimentares tem sido usadas para restringir proveniência e identificar ambientes tectônicos antigos (McLennan *et al.* 1993) além de avaliar as condições de paleointemperismo.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi desenvolvido em um testemunho de sondagem de 40 metros, cedido pela ELETRONORTE, situado na margem da barragem da Usina Hidrelétrica de Tucuruí. O testemunho de sondagem foi amostrado (5 amostras) ao longo do perfil para estudos geoquímicos com base em estudos petrográficos previamente realizados. Em seguida as amostras selecionadas foram trituradas e pulverizadas para estudos geoquímicos. Uma alíquota foi enviada para laboratório comercial para a determinação de elementos maiores e traço (incluindo os elementos terras raras). Os dados geoquímicos serão utilizados para a classificação dos arenitos e na investigação do ambiente de deposição dessas rochas utilizando diagramas geoquímicos apropriados (Rollinson 1993).

### RESULTADOS

Os arenitos do grupo Tucuruí tem conteúdos de SiO<sub>2</sub> entre 61,96 e 67,91% em peso variando ao longo do perfil (testemunho de sondagem). Estas rochas possuem conteúdos moderados de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O que, de acordo com os dados petrográficos, são oriundos, fundamentalmente, de plagioclásios, microclinas e argilominerais com uma pequena contribuição de algumas micas. Estas rochas apresentam um conteúdo relativamente alto de Fe<sub>2</sub>O<sub>3(total)</sub> que corresponderia, predominantemente, a uma disseminação de óxido de ferro impregnada nos argilominerais e bordejando alguns grãos. Usando o diagrama geoquímico de classificação de Herron (1988, *apud* Osae et. al., 2006), os arenitos do Grupo Tucuruí são classificados como *wacke* (Figura 1A).

A concentração dos elementos traços e de alguns elementos maiores (Fe, Mg e Ti), normalizados de acordo com a média dos arenitos proterozóicos (Condie 2011), apresenta um padrão regular das concentrações destes elementos ao longo do perfil, com algumas ligeiras variações em elementos como Nb, Ni e Cr (Figura 1B). Em comparação com a média da crosta continental superior, as concentrações da maioria dos elementos traços e de alguns elementos maiores são geralmente baixas, com exceção do Zr e do Hf que estão um pouco à cima da média da crosta continental superior (Figura 1B).

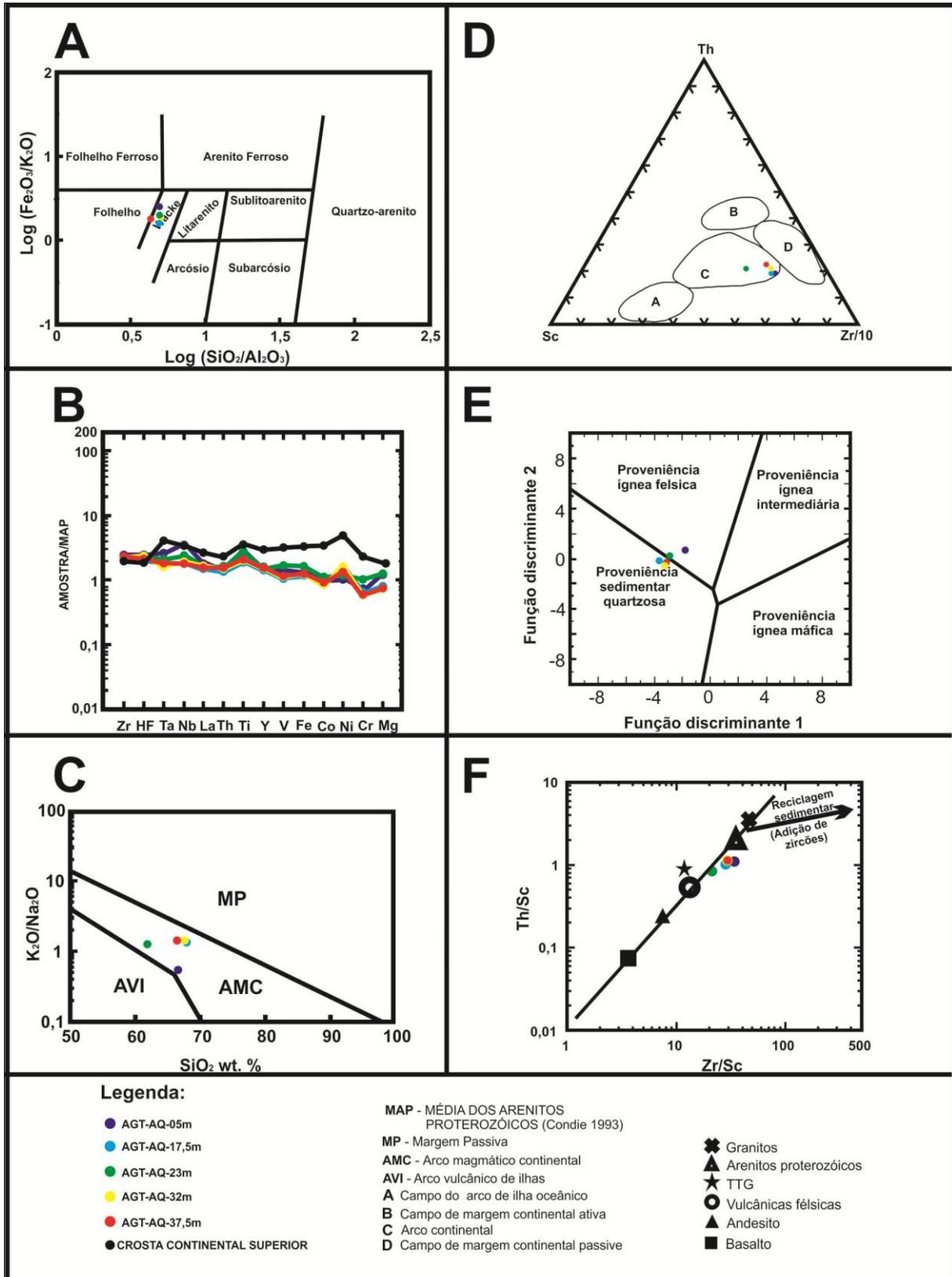


Figura 1: A) Diagrama de classificação geoquímica de arenitos com todas as amostras ao longo do perfil no campo do *wacke*, B) padrão multielementar das amostras dos arenitos do Grupo Tucuruí, C) diagrama geoquímico, através de elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ ), de ambiente tectônicos de deposição, D) diagrama geoquímico, através de elementos traços (Th, Sc e Zr/10), de ambiente tectônicos de deposição, E) diagrama de proveniência sedimentar através de elementos maiores e F) diagrama de proveniência sedimentar através de elementos traços.

## AMBIENTE TECTÔNICO

A principal hipótese em torno dos estudos de proveniência de arenitos é que diferentes ambientes tectônicos contêm um conjunto de rochas com características diferentes que, quando são erodidas, produzem arenitos com composições específicas (Dickinson 1985). Vários trabalhos têm usado a composição química dos arenitos para a determinação de ambientes tectônicos. Três ambientes tectônicos – margem continental passiva (MP), arco magmático continental (AMC) e arco vulcânico de ilhas (AVI) – são reconhecidos no diagrama de discriminação  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  de Roser and Korsch (1986).

Os dados plotados sugerem que estas rochas foram depositadas em ambiente de arco continental, conforme o que se observa no diagrama de discriminação de elementos maiores  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  (Figura 1C). Esta interpretação de ambiente tectônico pode ser reforçada pelo diagrama de ambientes tectônicos que relaciona os elementos traços Th, Sc e Zr/10 (Figura 1D). Arcos magmáticos erodidos, especialmente aqueles de margem continental alongada, podem lançar detritos oriundos da mistura de rochas plutônicas e vulcânicas tanto no *forearc* quanto nas bacias de *back-arc* (Dickinson and Suczek, 1979).

## PROVENIÊNCIA

A análise da função discriminante, que utiliza elementos maiores, é um importante método para determinar a proveniência de arenitos (Roser e Korsch 1988). Esta função discriminante foi feita para distinguir entre quatro campos de proveniência sedimentar: proveniência ígnea máfica, proveniência ígnea intermediária, proveniência ígnea félsica e proveniência sedimentar quartzosa (reciclagem). Nestes diagramas, os Arenitos do Grupo Tucuruí situam-se na interface entre a proveniência ígnea félsica e a reciclagem (Figura 1E). Isto fica ainda mais evidente através dos altos valores das razões Th/Sc e Zr/Sc (Figura 1F). Os elementos terras raras (ETR), Th e Sc são geralmente aceitos como os indicadores mais confiáveis de proveniência sedimentar porque sua distribuição é pouco afetada pelo fracionamento dos minerais pesados do que a de elementos tais como Zr, Hf e Sn (Taylor e McLennan 1985).

As razões entre La/Sc, Th/Sc, Cr/Th, Eu/Eu\* e  $(La/Lu)_N$  são significativamente diferentes em rochas fontes máficas e félsicas e podem ser, dessa forma, fornecedoras de informações sobre a proveniência de rochas sedimentares (Figura 2). Todas estas razões, nos arenitos do Grupo Tucuruí, estão dentro do espectro de variação dos sedimentos de fonte félsica. Além de estarem dentro deste intervalo, as razões La/Sc e  $(La/Lu)_N$  estão no intervalo da média dos arenitos proterozóicos e a razão Eu/Eu\* está dentro do intervalo da média da crosta superior (Figura 2).

Razão dos elementos	Varição nos Arenitos do Grupo Tucuruí	Varição nos sedimentos de fontes félsicas	Varição nos sedimentos de fontes máficas	Média dos arenitos proterozóicos	Crosta continental superior
La/Sc	2,93-4,52	2,50-16,,3	0,43-0,86	4,21	1,91
Th/Sc	0,84-1,13	0,84-20,5	0,05-0,22	1,75	0,71
Cr/Th	6,04-10,74	4,00-15,0	25,0-500	5,71	4,46
Eu/*Eu	0,43-0,65	0,40-0,94	0,71-0,95	0,67	0,59
$(La/Lu)_N$	9,03-12,28	3,00-27,0	1,10-7,00	8,07	7,21

Figura 2: Razões de elementos traços dos arenitos do Grupo Tucuruí e sua comparação com outros padrões de rochas sedimentares e da crosta continental.

## CONCLUSÃO

A abundância dos ETR e Th são mais elevadas nas rochas ígneas félsicas que nas rochas ígneas máficas e nos seus produtos intempéricos, ao passo que Co, Sc, Ni e Cr são mais concentrados nas rochas ígneas máficas que nas félsicas. As moderadas concentrações de elementos traços ferromagnesianos como Cr, Ni e, principalmente V, nos arenitos do Grupo Tucuruí, indicam que estes litotipos possuem uma leve influência de rochas fontes máficas. A leve variação dos elementos Nb, Ni e Cr mostra uma leve mudança na composição dos sedimentos que formaram estas rochas.

A partir das interpretações inerentes às análises químicas, feitas em cinco amostras distribuídas ao longo do testemunho, observou-se que todos os litotipos foram classificados como *wacke*. A partir do

diagrama  $K_2O/Na_2O$  e  $SiO_2$  wt.%, sugere-se que estas rochas foram depositadas em um ambiente de arco magmático continental. Esta interpretação é reforçada através do diagrama ternário Th, Sc e Zr/10 que posiciona o ambiente tectônico de deposição destas rochas como arco continental.

O diagrama de função discriminante que leva em consideração os elementos maiores indica que estas rochas possuem fontes ígnea félsica e sedimentar quartzosa (reciclagem) como predominantes. O diagrama Th/Sc e Zr/Sc reforça essa interpretação colocando as rochas fontes dos arenitos do Grupo Tucuruí entre fontes vulcânicas félsicas, TTGs e arenitos proterozóicos. Por fim, as razões La/Sc, Th/Sc, Cr/Th, Eu/\*Eu e  $(La/Lu)_N$  nos arenitos do Grupo Tucuruí estão todas dentro do espectro da variação nos sedimentos de fontes félsicas.

## REFERÊNCIAS

- Condie K.C. Chemical Composition of Continental Crust and the Primitive Mantle. In: T. Yanagi, Arc Volcano of Japan, Lecture Notes in Earth Sciences 136, Fukuoka: Springer, 2011. p. 9-17.
- Dickinson, W.R., Suczek, C. Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1979, 63, p. 2164–2192.
- Dickinson, W.R. Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In: Zuffa, G.G. Provenance of Arenites. D. Reidel Publishing Company, 1985, p. 333-361. (NATO Science Series C: Mathematical and Physical Sciences, Vol. 148).
- Mclennan, S.M., Hemming, S., Mcdaniel, D.K., Hanson, G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments, Geological Society of America, 1993, Special Papers 285, p. 21–40.
- Moura C.A.V, Pina A.C.M, Gorayeb P.S.S. Chemale Jr. F. Estudo de proveniência de arenitos do Grupo Tucuruí com base em idades-modelo Sm-Nd e datação de zircão. XI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus-AM, 2009. CD de Resumos Expandidos.
- Osae S., Asiedu, D.K., Banoeng-Yakubu, B., Koeberl C., Dampare, S.B. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. Journal of African Earth Sciences, 2006, 44, 85-96.
- Rollinson, H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. 1ª ed. Harlow: Pearson Education Limited, 1993. 380 p. (Geochemistry Series, 3).
- Roser, B.P., Korsch, R.J. Determination of tectonic setting sandstone-mudstone suites using  $SiO_2$  content and  $K_2O/Na_2O$  ratio. Journal of Geology, 1986, 94 (5), p. 635–650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical Geology, 1988, 67, 119–139.
- Taylor S.R.; Mclennan S.M. The Continental Crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985. 312 p.

## USO DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PORTÁTIL EM LEVANTAMENTO GEOQUÍMICO DE SOLO

Lucy Takehara<sup>1</sup>([lucy.chemale@cprm.gov.br](mailto:lucy.chemale@cprm.gov.br)); Marceley Pereira Neves<sup>2</sup>([marceley.neves@cprm.gov.br](mailto:marceley.neves@cprm.gov.br)); Jéssica Miranda dos Santos – estagiária ([jessica.miranda@cprm.gov.br](mailto:jessica.miranda@cprm.gov.br)); Ulisses Antônio Costa Pinheiro<sup>2</sup>([ulisses.costa@cprm.gov.br](mailto:ulisses.costa@cprm.gov.br)); Miquéas Barroso Silva<sup>2</sup>([miqueas.silva@cprm.gov.br](mailto:miqueas.silva@cprm.gov.br)); Helena Zanetti Eyben<sup>1</sup>([helena.eyben@cprm.gov.br](mailto:helena.eyben@cprm.gov.br)); João Henrique Larizzatti<sup>3</sup>([joao.larizzatti@cprm.gov.br](mailto:joao.larizzatti@cprm.gov.br));

SGB/CPRM – (1) Sede; (2) SUREG-MA; (3) ERJ

### INTRODUÇÃO

O uso de ferramentas analíticas no campo é uma nova fronteira para os geólogos. A CPRM/SGB tem equipado seus geólogos de campo com fluorescência de raios X portátil (FRXP). O uso deste equipamento auxiliará na tomada de decisão, ainda no campo, sobre a quantidade de amostra necessária para definir um objeto geológico, e também, no entendimento geológico da região. No entanto, devemos ter cuidado na interpretação de seus resultados, visto que devido a sua portabilidade e tipo de amostras analisadas pode apresentar divergências nos resultados obtidos pelos laboratórios e por FRXP.

O levantamento geológico e geoquímico prospectivo realizado em Roraima permitiu a identificação e delimitação de áreas potenciais para exploração de minerais estratégicos, dentre os quais os de elementos terras raras (ETRs) (Figura 01A). O FRXP foi utilizado na amostragem de solo dos alvos anômalos identificados (Figura 01 B) por essa amostragem. Os alvos selecionados inicialmente, encontram-se a nordeste da folha Ajarani (1:100.000). Os resultados obtidos por FRXP mostraram ser bastante robusto quando correlacionado com a geologia e dados de gamaespectrometria terrestre.

### METODOLOGIA

O tratamento geoquímico e a interpretação geofísica identificaram alvos anômalos e aquelas que apresentaram correlação, foram os alvos selecionados para realização dos perfis de amostragem de solo (Figura 01B).

Os objetos geológicos passaram por procedimento de amostragem sistemática de solos, com coleta de amostras de solo a cada 50 metros em perfis cortando o corpo, a linha base no sentido longitudinal ao corpo e duas transversais (Figura 02A). As amostras de solo foram coletadas no horizonte B, tendo em torno de 1,5 kg cada. Em cada estação amostrada foi coletada uma amostra de 100 g aproximadamente para ser preparada e analisada por FRXP. A amostra foi moída em gral de ágata e analisada com FRXP S1 Titan da Bruker, com método específico para terras raras (Método *Rare Earth*), com condições de análise de 50 kV e 120 s.

A geofísica terrestre foi realizada por dois métodos: magnético e radiométrico. Para o método magnético, a correção da variação diurna foi realizada com o uso de magnetômetro como base e outro magnetômetro itinerante para realizar as leituras nas picadas. E para o método radiométrico, foram feitas medidas na função “*assay*” por cento e vinte segundos em cada estação geológica, fazendo uso de um gamaespectrômetro modelo RS-230 e também medidas na função “*survey*” para gerar perfis contínuos ao longo das picadas que compreendem os alvos.

### RESULTADOS

O tratamento geoquímico dos dados analíticos da amostragem geoquímica regional das folhas em Roraima apresentaram áreas anômalas para ETRs, que também foram identificados pelos aerolevantamentos de gamaespectrometria. Os objetos geológicos que apresentaram superposição de anomalias identificadas por ambos os métodos foram selecionados para realização de perfis de amostragem de solo (Figura 02A). As figuras 02B e 02C são de rochas encontradas nos pontos B e C representado na figura 02A.

Os resultados obtidos pelo levantamento geoquímico realizado nas quatro folhas de Roraima, associado com as anomalias eTh (equivalente em Tório) dos aerolevantamentos radiométricos permitiram a identificação de alvos anômalos para terras raras (Figura 02A). Estes alvos foram detalhados tanto pela amostragem geoquímica de solo, sedimento de corrente e concentrado de bateia, quanto pela magnetometria e radiometria terrestre.

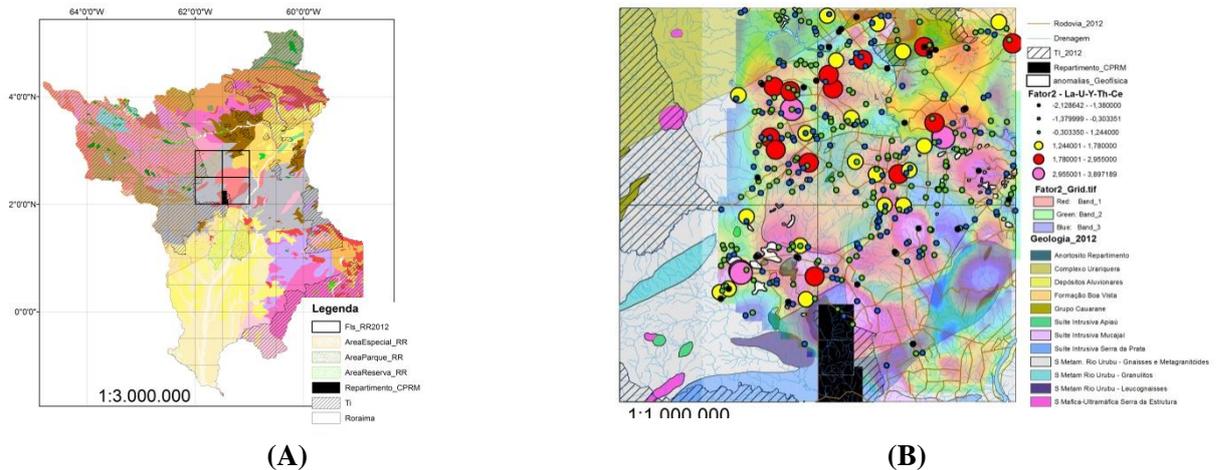


Figura 01 – (A) Mapa geológico de Roraima e destaque das folhas Serra do Ajarani, Maloca do Sucuba, Paredão e Vila Nova onde foram realizadas amostragem geoquímica (1:100.000). (B) Tratamento geoquímico realizado nas quatro folhas (La, Ce, Th, U e Y) em sedimento de corrente; destaque da amostragem de concentrado de bateia com monazita > 25%; e também, áreas anômalas delimitadas de eTh.

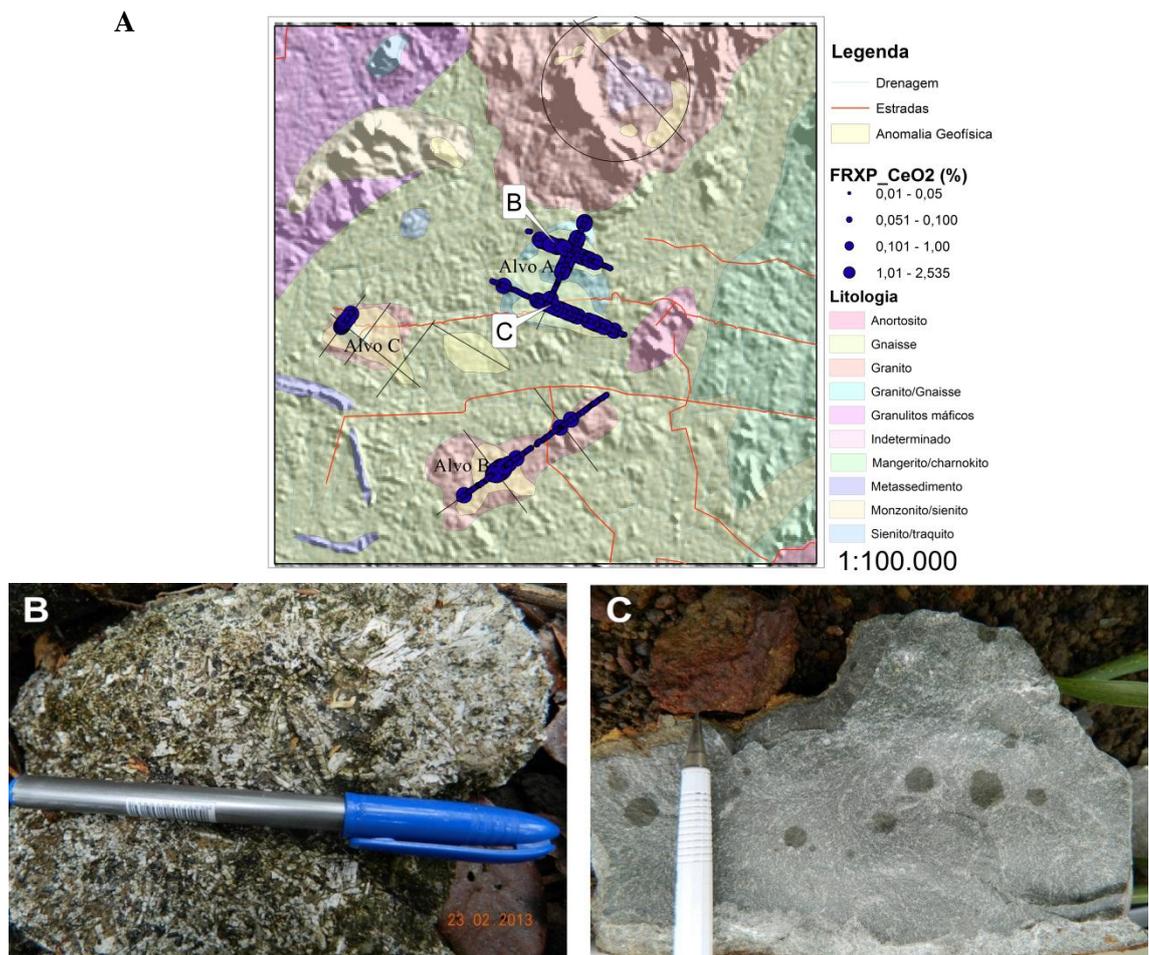


Figura 02 – (A) Mapa geológico da região nordeste da Folha Ajarani (1:100.000) com os objetos geológicos anômalos e os perfis de coleta de solo (em vermelho). B e C são respectivamente as fotos B e C desta figura. (B) Rocha alcalina porfírica alterada. (C) Rocha alcalina afanítica.

As amostras analisadas por FRXP mostraram resultados compatíveis com os dados obtidos por radiometria terrestre (Silva et al., 2013) realizados durante este trabalho. O mapa da figura 02A representa as concentrações de  $Ce_2O_5$  medidos com FRXP, algumas amostras com concentrações de mais de 2,5 % de  $Ce_2O_5$ . O  $\Sigma$ ETR chega a mais de 6 %, principalmente no alvo B, indicando ser um alvo com potencial econômico para ETRs.

As amostras de solo analisadas por FRXP mostraram resultados que podem definir melhor os corpos geológicos identificados por aerolevantamentos geofísicos e levantamento geoquímico regional. O equipamento apresenta resultados com margem de erro maior do que FRX de laboratório analítico. No entanto, esses resultados semiquantitativos, podem ser usados, para definição mais acurada dos objetos geológicos, permitindo coleta de amostras mais significativas para o trabalho executado, ou seja, minimiza a coleta de amostras do background.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O uso de FRXP no campo auxilia na identificação dos elementos de interesse, permitindo uma rápida tomada de decisão. Ainda no campo, dão indicativos se há necessidade de continuar ou não a coleta de amostras ao longo do perfil, que foi determinado com base em levantamentos geoquímicos regionais e aerogeofísica. Ou seja, permite melhorar o desempenho dos geólogos no campo, de forma a realizar amostragem otimizada ao propósito do trabalho. E também, auxilia no melhor entendimento do contexto dos objetos geológicos no campo, facilitando o procedimento de amostragem..

### **REFERÊNCIA**

Silva, M. B.; Neves, M. P.; Oliveira, A. c. s.; Costa, U. A. P. Almeida, M. E.; Takehara, L. de Sordi, D. A.; Silveira, D. E. Resultados da geofísica terrestre ao longo de alvos para terras raras, Campos Novos, Roraima. In: Anais 13 Simpósio de Geologia do Amazonas, Belém, PA, p....., 2013.

## MINERALOGIA E QUÍMICA DOS SEDIMENTOS LAMOSOS DE CURUÇÁ, COSTA NORTE DO BRASIL

Maria do Perpetuo Socorro Progene Vilhena<sup>1</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>2</sup>, José Francisco Berrêdo<sup>3</sup>

Instituto de Ciências Exatas e Naturais, Programa de Pós-Graduação em Química, (UFPA), sprogene@hotmail.com; 2- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), mlc@ufpa.br; 3- Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, berredo@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

Os rios são as principais vias de transporte dos produtos do intemperismo continental, que alcançam as áreas costeiras e os oceanos. As contribuições mineralógicas e as características geoquímicas dos sedimentos recentes são herdadas de áreas-fonte, continentais e marinhas, identificadas por minerais aluminossilicatos e óxi-hidróxidos de ferro transportados em suspensão. As fortes influências dos íons marinhos e da matéria orgânica constituem a base para inúmeros processos biogeoquímicos que se desenvolvem nas planícies lamosas. A mineralogia primária controla a composição química dos sedimentos e a formação de novos minerais em meio redutor, com forte influência sobre o desenvolvimento da vegetação (Berrêdo et al., 2008; Vilhena et al., 2009).

### CARACTERÍSTICAS DA ÁREA

A área está situada no nordeste do Estado do Pará, no município de Curuçá (coordenadas geográficas 00° 43' 48" S e 47° 51' 06" W), a 130 km de Belém (Figura 1). Na região predominam os sedimentos lateritizados da Formação Barreiras (siltitos, arenitos e conglomerados) recobertos por Latossolos Amarelos, principais fontes dos sedimentos quaternários (Costa et al., 2004). A vegetação predominante é a *Rhizophora mangrove* e *Avicennia germinans* que acompanham os cursos dos rios, instalando-se nas áreas que sofrem influências das marés.

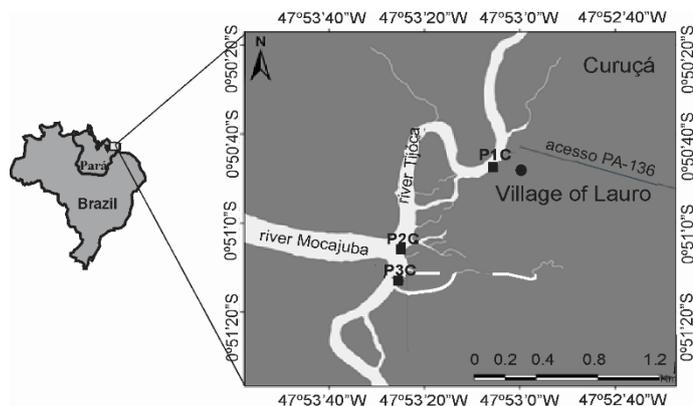


Figura 1- Mapa de localização e amostragem

### MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas doze amostras de sedimentos de fundo com o auxílio de uma draga de mandíbula tipo Petersen. As amostras foram secas e pulverizadas para as análises mineralógicas e químicas e desagregadas para a separação granulométrica por analisador de partículas a laser ANALYSETTE MICROTTEC PLUS. As fases mineralógicas foram identificadas no Instituto de Geociências/UFPA por difração de raios-X, em amostra total (método do pó) e em lâminas orientadas, glicoladas e aquecidas para identificação de argilominerais. Esse procedimento foi realizado em um difratômetro de raios-X de marca PANalytical, modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), com Goniômetro PW 3050/60 (Theta/Theta), com tubo de raios-X cerâmico de anodo de Co ( $K\alpha_1$  1,78901 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60Kv. As análises químicas em amostra total foram realizadas na ACME Analytical Laboratories LTD, por espectrometria de massa, com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), segundo o método Codes Litho geochem Standard Package e materiais de controle W2 e WHG-1.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nos sedimentos intemperizados da Formação Barreiras (principal área fonte) predominam quartzo, caulinita, illita e óxidos de ferro. Os sedimentos de fundo do rio Mocajuba (Curuçá) são siltico-argilosos e a mineralogia é constituída predominantemente de quartzo e caulinita, com esmectita e illita; ocorrem ainda goethita, hematita, muscovita, halita e pirita (Figura 2). Os minerais de argila correspondem a 57% de caulinita, 35% de esmectita e 8 % de illita. O predomínio do quartzo e da caulinita indica a influencia da Formação Barreiras na constituição dos sedimentos lamosos.

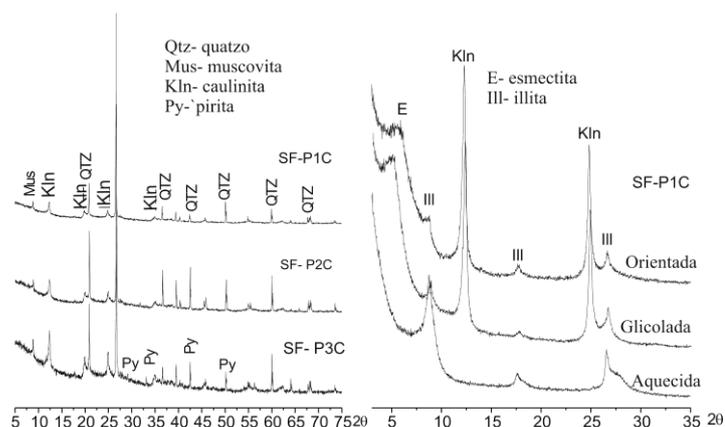


Figura 2. Difratomogramas de raios-X em amostras totais e argilominerais nos sedimentos de Curuçá.

Os sedimentos da Formação Barreiras são compostos por  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (> 85 %), com  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$  (< 1 %). O sedimento de fundo possui teor de matéria orgânica (5.7%), com grande quantidade de diatomáceas marinhas e carapaças carbonáticas. São ricos em  $\text{SiO}_2$  ( $58.33 \pm 10.97\%$ ) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $14.58 \pm 2.64\%$ ) devido ao domínio de quartzo e caulinita, além do  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $4.87 \pm 0.97\%$ ) associado à hematita, goethita e pirita.  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 2\%$ ) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{MnO}$  (< 0,1 %). A influência salina é indicada por altos teores em álcalis em oposição à composição química da área fonte. O  $\text{CaO}$  corresponde às carapaças das ostras;  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{MgO}$  referem-se à illita e esmectita. A perda ao fogo (PF) ( $17,18 \pm 5.76\%$ ) reflete a maior proporção dos argilominerais à matéria orgânica. O  $\text{TiO}_2$  associa-se à ilmenita e rutilo. A contribuição do material laterítico e dos solos derivados da Formação Barreiras é evidenciada a partir do enriquecimento dos sedimentos de fundo em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ . A maioria dos elementos-traço apresenta concentração próxima aos valores médios da crosta e Formação Barreiras com o enriquecimento em V, Cr, As, Th e U (Tabela 1, Figura 3). Esses elementos estão associados a minerais resistentes, hematita, goethita, sulfetos, matéria orgânica, argilominerais e pirita.

Tabela 1- Concentrações médias dos elementos-traço ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) dos sedimentos de fundo de Curuçá normalizados pela Formação Barreiras (Costa et al., 2004), argilas australianas pós-arqueanas (PAAS) e crosta continental superior (UCC) (Taylor e McLennan 1985).

	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Cs	Ba	Hf	Hg	Pb	Th	U
Curuçá	12	89	50	9	22	7	27	18	9	69	87	23	220	15	1.6	0.1	4.3	207	6.0	0.03	11	13	5.5
F.Barreiras	17	68	132	8	14	33	24	32	8	42	61	22	437	26	5.7		4.8	155	12	0.01	20	24	5.2
PASS		150	110	23	55	50	85	20		160	200	27	210	19	1		15	650	5		20	15	3.1
UCC	7	60	35	10	20	25	71	17	1.5	112	350	22	190	25	2	0.1	3.7	550	5.8		20	11	2.8

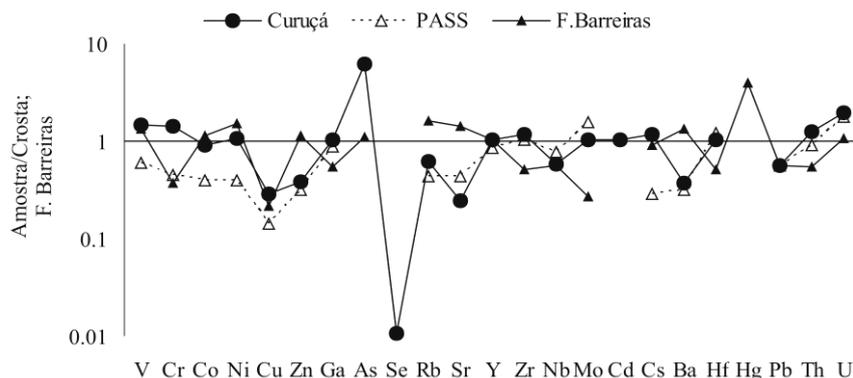


Figura 3- Concentrações de elementos-traço nos sedimentos de fundo de Curuçá normalizados pela crosta continental superior, comparada ao PASS e Formação Barreiras.

Os elementos terras raras se encontram em concentrações mais elevadas ou próximas aos níveis crustais são comparáveis aos teores dos sedimentos da Formação Barreiras e das argilas pós-arqueanas (Figura 4). Os teores de ETR, normalizados pelos condritos, exibem padrões semelhantes de fracionamento e pequena anomalia negativa do Eu, normalmente interpretada como pertencentes a terrenos provenientes de rochas ígneas e félsicas (Taylor & McLennan 1985). Por outro lado, as razões Th/Co (1,49); La/Th (2,83), La/Sc (3,24) e La/Co (3,92), são enriquecidas em relação ao PASS e empobrecidas em Ba/Co (22,95), o que sugere a assinatura geoquímica de rochas graníticas félsicas nos sedimentos de fundo de Curuçá. Essas rochas são abundantes em La, Th e Ba, elementos concentrados nos perfis lateríticos pelo intemperismo tropical (Costa, 1991).

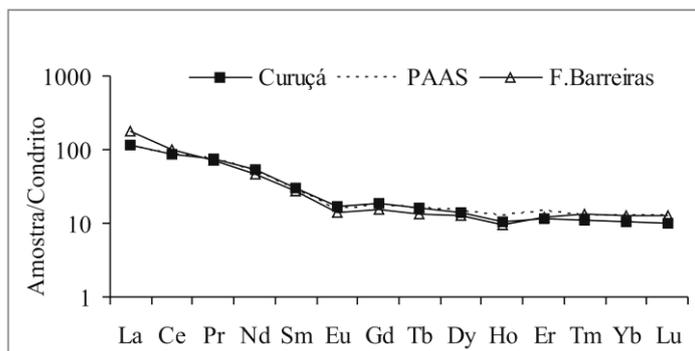


Figura 4- Conteúdo dos Elementos Terras Raras (ETR) nos sedimentos de fundo em relação à crosta, Formação Barreiras e PASS, normalizados pelos condritos.

## CONCLUSÃO

O enriquecimento dos sedimentos de fundo em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , além de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$ , e os baixos teores em metais traço refletem a composição mineralógica química dos sedimentos e solos lateríticos da Formação Barreiras, submetidos ao intemperismo tropical, com teores elevados em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , proporcionado pelo quartzo e caulinita. A composição química dos sedimentos lamosos é associada à matéria orgânica, e a formação de minerais autigênicos (pirita, esmectita, além de halita), caracterizado pela presença de Fe, matéria orgânica (3,4% C), e pela contribuição de Na, K, Ca e Mg da água do mar. Os teores e o fracionamento dos elementos-traço assemelham-se aos padrões encontrados nos sedimentos da Formação Barreiras e corroboram a contribuição dessa área-fonte para a constituição dos sedimentos lamosos, com o predomínio de ETRL sobre ETRP e elevadas razões Th/Co, La/Th e La/Co, típicas de rochas ígneas félsicas.

## REFERÊNCIAS

Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2):146-160.

- Costa M.L., Behling H., Berrêdo J.F., Siqueira N.V.M. 2004. Mineralogical, Geochemical and Palynological Studies of Late Holocene Mangrove Sediments from Northeastern Para State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):479-488.
- Berrêdo, J.F., Costa, M.L., Vilhena, M.P.S.P., & Santos, J.T. 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Revista Brasileira de Geociências*. 38(1): 24-35.
- McLennan S.M., Nance W.B. Taylor S.R. 1980. Rare Earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44:1833-1839.
- Taylor, S. R.; McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Vilhena, M.P.S.P., Costa, M.L., Berrêdo, J.F. 2009. Continental and marine contributions to formation of mangrove sediments in an Eastern Amazonian mudplain: The case of the Marapanim Estuary. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 427-438.

## ANÁLISE DA QUALIDADE GEOQUÍMICA AMBIENTAL E BIOLÓGICA DA ÁGUA SUPERFICIAL DA SUB-BACIA HIDROGRÁFICA DO CÓRREGO DA PRATA NO MUNICÍPIO DE DIAMANTINA-MG

Natália Benini Silva<sup>1</sup> - natalia.benini@gmail.com

Hernando Baggio Filho<sup>2</sup> - hernandobaggio@yahoo.com.br

<sup>1,2</sup> Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri – UFVJM

### INTRODUÇÃO

Este trabalho faz parte de um projeto de pesquisa que vem sendo desenvolvido pelo Laboratório de Geoquímica Ambiental – LGA/UFVJM – o qual analisa a qualidade ambiental e biológica das águas superficiais e subterrâneas na bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha. A área de estudo, sub-bacia do córrego da Prata, pertence à bacia do rio Jequitinhonha, que nasce no alto da Serra do Espinhaço e desagua no Oceano Atlântico após percorrer a região nordeste do Estado de Minas Gerais e sul da Bahia.

A Serra do Espinhaço Meridional abrange cerca de 3,5 milhões ha, onde vivem cerca de 700 mil pessoas, em 53 municípios (SILVA et al., 2005). Classificada em 2005, pela UNESCO, como “Reserva da Biosfera Terrestre” por possuir beleza cênica impressionante, biodiversidade endêmica e sistemas naturais raros, peculiares e intimamente relacionados ao endemismo. Do ponto de vista geológico, a característica fundamental da Serra do Espinhaço Meridional é a predominância absoluta dos quartzitos que em toda extensão do compartimento, compõem uma cobertura rígida, no entanto, densamente fraturada e cisalhada. As formas de relevo resultantes de sua esculturação pela dissecação fluvial são representadas majoritariamente por cristas, escarpas e vales profundos, adaptados às direções tectônicas estruturais (SAADI, 1995).

A bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha abrange grande parte do nordeste do Estado de Minas Gerais e pequeno setor do sudeste da Bahia. Totalizando uma área de 70.315 km<sup>2</sup>. Desta área, 66.319 km<sup>2</sup> situam-se em Minas Gerais, enquanto 3.996 km<sup>2</sup> pertencem à Bahia (IBGE, 1995). O rio Jequitinhonha nasce na serra do Espinhaço, a sul do município de Diamantina/MG. Nessa área é possível observar um relevo rugoso composto por rochas nuas expostas, de natureza quartzítica, influenciando na formação dos solos e na cobertura vegetal desta região. Tem-se então, no planalto meridional vegetação de campos rupestres nos domínios do bioma Cerrado.

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) funciona como interflúvio entre as bacias hidrográficas do São Francisco (borda oeste), Jequitinhonha (Planalto Diamantina), Doce e Araçuaí (borda Leste). A bacia Jequitinhonha (Planalto Diamantina), assume função de irradiador das drenagens das outras bacias, confirmando seu caráter de teto orográfico regional. Dentro desta bacia destaca-se o ribeirão do Inferno, um dos cinco principais tributários da margem esquerda do rio Jequitinhonha. (FRAGA, 2005). O córrego da Prata, afluente do ribeirão do Inferno, após receber pela margem direita os córregos da Palha e Ponte Quebrada, a bacia passa a ter aproximadamente 50,0 Km<sup>2</sup>. A partir deste ponto, o córrego da Prata recebe o nome de córrego Junta Junta. Com um percurso de mais 3,0 Km deságua no ribeirão do Inferno. Esta rede de drenagem exibe configuração predominante do tipo dendrítico, e retangular em menor escala retangular (SUPRAM JEQ, 2007). Neste sentido o córrego da Prata desempenha grande importância na geoquímica ambiental porque ele drena uma importante província geológica e geomorfológica da região. Atualmente o uso e ocupação do solo, influenciado pelo crescimento exacerbado e desordenado da população e pela ineficácia da gestão pública têm interferido na qualidade ambiental das águas da sub-bacia. Por este motivo o presente trabalho objetiva analisar a qualidade ambiental água superficial da sub-bacia do córrego da Prata do ponto de vista geoquímico e biológico.

### METODOLOGIA

A metodologia empregada no sentido de alcançar os objetivos estabelecidos foi dividida nas seguintes etapas: definição dos pontos de amostragens, amostragem e medições em campo, análises em laboratório e tabulação e interpretação dos dados obtidos.

Ao longo do perfil longitudinal do córrego da Prata, foram distribuídos os pontos de amostragem, totalizando 30 pontos nos segmentos alto, médio e baixo curso fluvial. A escolha dos pontos baseou-se na geologia local, uso e ocupação do solo, vegetação e observações preliminares nas saídas de campo. Todos os pontos foram georreferenciados.

As campanhas de campo foram distribuídas em dois períodos climáticos. A primeira foi realizada no período seco, Julho de 2013, e o segundo no período chuvoso, Janeiro de 2013, com a finalidade de determinar as variações nos parâmetros físico-químicos entre as duas estações. A coleta das amostras de água seguiu o protocolo elaborado pela Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB, 2011).

Para a análise da qualidade da água superficial, foram utilizados os parâmetros físico-químicos, Cor da água; Turbidez; Oxigênio dissolvido; Temperatura, Potencial Hidrogeniônico (pH) e Condutividade elétrica, e os parâmetros biológicos, Coliformes totais e Coliformes termotolerantes.

Utilizaram-se, para análise dos parâmetros físico-químicos, *in situ*, os equipamentos portáteis do tipo multiparâmetros HANNA HI 9828, o medidor de cor de água ALFAKIT e para turbidez o HANNA HI 98703. As determinações dos Coliformes totais e Coliformes termotolerantes, parâmetros biológicos, na água amostrada foram realizadas pelo laboratório regional da COPASA-MG, em Diamantina.

A determinação da qualidade da água ocorreu em detrimento da comparação dos resultados encontrados nas amostras de água com os valores padrões da Resolução CONAMA nº 357/05 e Portaria do Ministério da Saúde nº 518/04.

## RESULTADOS

Houve um aumento significativo dos parâmetros pH, cor da água, turbidez e condutividade elétrica, dentre as amostras de água superficial analisadas no córrego da Prata, dentro da zona urbana do município de Diamantina-MG, ficando, portanto, em alguns pontos, acima da legislação vigente Resolução CONAMA nº 357/05, para os parâmetros físico-químicos. E violação dos limites estabelecidos pela Portaria do Ministério da Saúde nº 518/04 para os parâmetros biológicos.

O aumento nos teores analisados está diretamente correlacionado ao uso e ocupação dos solos na bacia. Os lançamentos dos efluentes domésticos e rurais *in natura* no corpo d'água do córrego da Prata. Os parâmetros físico-químicos corroboraram as duas fontes de poluição urbana e rural no segmento principal do córrego da Prata. Verificou-se nesses pontos alterações no pH ácido, altos valores de turbidez, baixas concentrações de OD, alteração pontual da temperatura e da cor da água.

## DISCUSSÃO

O uso e a ocupação de um espaço, sem se considerar suas devidas potencialidades e fragilidades, refletem, na escala tempo-espacial, em impactos negativos, que apresentam natureza variada.

O monitoramento dos corpos hídricos superficiais é fundamental para definir qualquer situação no planejamento e gestão das águas

Foram identificados pontos amostrais com considerada contaminados pela ação do homem. Os pontos considerados contaminados antropogenicamente estão localizados à jusante do córrego da Prata, região onde estão concentradas as moradias irregulares da população diamantinense.

Na água do córrego da Prata, foram determinadas duas fontes pontuais responsáveis pelo aumento dos parâmetros físico-químicos, sendo estas, os trabalhos de garimpos e os aglomerados urbanos. E foram determinadas duas fontes responsáveis pelo aumento dos parâmetros biológicos, os lançamentos, *in natura*, dos efluentes domésticos e dos rurais no corpo d'água.

Propõem-se novos estudos geoquímicos para avaliar as condições e qualidades ambientais da água superficial e do sedimento do baixo curso do córrego da Prata, onde sofre interferência da Estação de Tratamento de Esgoto (ETE) de Diamantina-MG.

## REFERÊNCIAS

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria Ministério da Saúde n. 518, de 25 de março de 2004. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências. Disponível em: <[http://portal.saude.gov.br/portal/arquivos/pdf/portaria\\_518\\_2004.pdf](http://portal.saude.gov.br/portal/arquivos/pdf/portaria_518_2004.pdf)>.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente – Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução CONAMA n. 357, de 17 de março de 2005. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento bem como estabelece condições e padrões de lançamento de efluentes e da outras providências. Disponível em: < <http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res05/res35705.pdf>>.

CETESB. Guia nacional de coleta e preservação de amostras: água, sedimento, comunidades aquáticas e efluentes líquidos. Companhia Ambiental do Estado de São Paulo; Organizadores: Carlos Jesus Brandão,

et al.. - São Paulo: CETESB; Brasília: 2011.

Fraga, L. M. S.; Abreu, P. A. A.; Neves, S. De C. Hidrologia. In: Silva, A. C.; Pedreira, L. C. V. S. F. & Almeida Abreu, P. A. (Ed.). Serra do Espinhaço Meridional: paisagem e ambientes. Belo Horizonte: O Lutador, 2005.

IBGE. Diagnóstico Ambiental da Bacia do Rio Jequitinhonha: diretrizes gerais para a ordenação territorial. 1995. Disponível em: <  
[http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/recursosnaturais/diagnosticos\\_levantamentos/jequitinhonha/apresentacao.shtm](http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/recursosnaturais/diagnosticos_levantamentos/jequitinhonha/apresentacao.shtm)>

Saadi, A. 1995. A geomorfologia da serra do espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. Geonomos, Belo Horizonte, v.3, n. 1, p. 41-63.

Silva, A. C. Solos. In: Silva, A. C.; Pedreira, L. C. V. S. F. & Almeida Abreu, P. A. (Ed.). Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes. Belo Horizonte: O Lutador, 2005.

SUPRAM JEQ – Superintendência Regional De Meio Ambiente E Desenvolvimento Sustentável Jequitinhonha. Do parecer único de infraestrutura de saneamento. Parecer único, n 571641, de 01 de novembro de 2007. Diamantina, p.16, 2007.

## INTERAÇÕES GEOQUÍMICAS ENTRE A ÁGUA E O SOLO DE MANGUE, COMO PROCESSO DE MODIFICAÇÃO DA FERTILIDADE, EM BRAGANÇA, NORTE DO BRASIL

Sérgio Brazão e Silva<sup>1</sup>  
Marcondes Lima da Costa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal Rural da Amazônia – UFRA, sergio.brazao@ufra.edu.br

<sup>2</sup> Universidade Federal do Pará – UFPA, mlc@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Os manguezais são importantes, não somente pela sua grande área de ocorrência, como pela relevância ambiental e social. No estado do Pará, os mangues, também denominado de várzeas flúvio-marinhas, se estendem da foz do rio Pará até a foz do rio Gurupi, portanto por toda a costa nordeste deste estado. Essa região é conhecida regionalmente como Zona do Salgado (Lima et al.; 2001), classificada como Costa de Manguezais de Macromaré (Souza Filho, 2005). Em termos de Brasil a área de manguezais do Pará representa 56,6% dos manguezais do Brasil (7.591 km<sup>2</sup>), é maior faixa de manguezal contínuo do planeta.

A presença de água no perfil induz a transformações geoquímicas, já estudadas no amplo ambiente de várzea amazônico (Ferreira, 2007) e são decorrentes da ausência de oxigênio no solo resultando em ambiente redutor que altera a disponibilidade de elementos essenciais à nutrição vegetal em virtude dos processos redutivos instalados (Otero et al., 2009). As transformações, de modo geral, apontam benefícios na fertilidade do solo, incluindo o aumento no pH, diminuição no Eh e aumento no teor de fósforo. Nos ambientes de mangue e de várzea, um aspecto diferencial ser refere à fertilidade destes solos, que não decresce significativamente, mesmo quando cultivados, e da existência de fatores locais que influenciam nos resultados.

A vegetação exuberante dos manguezais da região de Bragança tem característica de floresta e apresenta árvores que podem chegar a 30 metros de altura e um metro de diâmetro, naturalmente com diversidade biológica muito menor do que a que é normalmente encontrada nas florestas de terra firme da Amazônia, e até mesmo nas florestas de várzeas de água doce da região (Vilhena et al., 2010). A liteira formada pelo decaimento destas espécies fornece as cores acinzentadas e pretas ao perfil (Cintrón & Schaeffer-Novelli; 1983) que, no entanto se acumula em valores maiores que os encontrados nos solos na região amazônica.

Dessa forma, avaliar a dinâmica geoquímica sobre a disponibilidade dos nutrientes dos solos, do manguezal em Bragança, norte do Brasil, na presença de água destilada, assim como avaliar características existentes no suspensato do rio que alimenta este mangue são objetivos deste trabalho.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas amostras de solos do mangue e da água do rio Caeté, rica em sedimentos dispersos (suspensato), que alimenta as planícies dos manguezais de Bragança. A amostragem do solo foi executada caracterizando o perfil com coleta de amostras dos horizontes A<sub>1</sub>, AC e C<sub>g</sub>, e amostragem destinada à experimentação de inundação do solo com água destilada através da obtenção de amostra composta da camada superficial do solo.

A amostragem ocorreu na área rural do município de Bragança, como parte do estuário do rio Caeté, a cerca de 5,20 km da foz deste rio (coordenada do local do perfil: 0°50'38,38''S, 46°38'51,67''O), próxima a estrada que liga a cidade de Bragança à Ajuruteua, no litoral (Figura 1). Nesta área a vegetação é exuberante e representada por *Rhizophora mangle* L. (mangue vermelho), *Laguncularia racemosa* L. (mangue branco), *Avicennia sp* L. (mangue preto).

O suspensato foi obtido da decantação da água coletada na margem esquerda do rio Caeté. Para este fim foram coletados cerca de 600 litros de água que foram acondicionados em três frascos de polietileno contendo 200 litros cada e submetidos à decantação natural por três meses, ou seja, sem a adição de floculante. Em seguida foi retirado o sobrenadante e o restante transferido para frasco menor e novamente decantado e centrifugado. O resíduo sólido, ou suspensato, foi transferido para dessecador e mantido por 24 horas. Obteve assim 12,677 g de suspensato. Esta amostra, juntamente com a amostra de solo após preparada, foi submetida a análises de fertilidade, incluindo a determinação dos elementos

químicos disponíveis e mineralógica por Difração de Raios-X (DRX) e determinação da composição química total.

O experimento foi realizado em condições de laboratório nas instalações do instituto de Geociências da UFPA. O solo depois de acondicionado em quatro parcelas foi inundado com água destilada, amostrado periodicamente e submetido às análises de Ca, K, Cu, Fe, Mn, Zn, C e P, além de medição de pH e Eh durante 132 dias, empregando para as análises o descrito em EMBRAPA (1997). Os resultados obtidos foram tratados estatisticamente considerando a variância, comparados pelo teste de Tuckey e apresentados em gráficos de dispersão.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

O solo e o suspensato estudados apresentaram quartzo, caulinita, illita, esmectita e anatásio em sua composição mineralógica, com fertilidade elevada em ambos, sendo o suspensato mais rico em alguns elementos nutritivos, como o fósforo, em relação ao solo. A inundação do solo com água destilada pelo período aproximado de quatro meses promoveu alterações na fertilidade do solo e na disponibilidade dos elementos nutritivos aos vegetais. A análise de variância demonstra que as alterações foram altamente significativas para a maioria dos parâmetros estudados. O pH apresentou variação interessante, subindo rapidamente, entretanto não se aproximando de valores muito próximos da neutralidade, se mantendo estável entre 5,3 e 5,6.

Da mesma forma o Eh não diminuiu da forma como apresentada na várzea, atingindo valor máximo de -281,25 mV, demonstrando que a redução não prossegue devido a ausência compostos redutíveis, interrompendo a oxidação da matéria orgânica, fazendo com que ela se acumule no perfil do solo. Dessa forma o carbono que diminuiu gradativamente até o 60º dia e estabilizou variando até o final do experimento. Os elementos estudados apresentaram elevados acréscimos de sua concentração, como o fósforo e o ferro, à exceção do potássio e do manganês que cresceram muito pouco em sua disponibilidade. O manganês, neste caso apresenta comportamento distinto em relação aos das várzeas inundadas, assim como do fósforo que apresenta grande acréscimo em sua disponibilidade. A interrupção dos processos redutivos antes de - 300 mV indica a ausência de captadores de elétrons no solo, fato que promove a interrupção da oxidação da matéria orgânica, fazendo com se acumule. O cálcio apresentou resultados cerca de 200 vezes maiores que os de potássio, vez que é elemento que deve provir de minerais de alta solubilidade, como os carbonatos de Ca, calcita ou aragonita, componentes principais das carapaças de organismos dos manguezais, que se solubilizam ao longo do experimento, cujas condições ambientais favorecem a solubilização.

## CONCLUSÕES

O Gleissolo Sáfico estudado apresenta fertilidade elevada, com baixa saturação de alumínio, comprovada pelo valor de sua saturação ( $m = 0,26$ ). Este ambiente eutrófico aos vegetais adaptados às condições locais é favorecido pela composição mineralógica do solo, com concentração elevada de esmectita e illita encontrados também no suspensato, favorece a CTC elevada do mesmo. Fatores da composição mineralógica impedem que a redução seja intensa como observado no ambiente de várzea, ocasionando acúmulo elevada de matéria orgânica.

O solo responde à presença de água com alterações favoráveis à fertilidade. Sua manutenção, entretanto está relacionada a adição constante de suspensato enriquecido de elementos, cuja capacidade de transporte está relacionada à presença de argilominerais 2:1 em sua composição mineralógica. Este fato adquire extrema importância na manutenção da fertilidade destes ambientes

## REFERÊNCIAS

- Lima, R. R.; Tourinho, M. M.; Costa, J. P. C. da, Várzeas flúvio–marinhas da Amazônia brasileira: características e possibilidades agropecuárias. Belém: FCAP. Serviço de Documentação e Informação, (2001). 342 p.
- Souza Filho, P. W. M., Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: Cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. Revista Brasileira de Geofísica, 23(4), (2005) p. 427-435.
- Otero, X. L.; Ferreira, T. O., Huerta-Diaz, M. A., Partiti, C. S. M.; Souza Jr., V.; Vidal-Torrado, P.; Macias, F. Geochemistry of iron and manganese in soils and sediments of a mangrove system, Island of Pai Matos (Cananéia-SP, Brazil). Geoderma, 148, (2009). p. 318-335.

Vilhena, M. do P. S. P.; Costa, M. L. da; Berredo, J. F. Continental and Marine contributions to formations of mangrove sediments in the Eastern Amazonia mudplain: The case of Marapanim Estuary. *Journal of South America Earth Sciences* 29, (2010), 427-438p.

Citrón, G & Schaeffer-Novelli, Y. *Introducción a la ecología del manglar*. San Juan, Rostlac, (1983). 109 p.

EMBRAPA, Centro nacional de Pesquisas de Solos. *Manual de métodos de análise de solo*. 2 Ed. Rev. Rio de Janeiro. EMBRAPA/SOLOS; (1997). 212 p.

## ANÁLISE MINERALÓGICA E QUÍMICA DO ARGILITO DA FORMAÇÃO PIRABAS NA PRAIA DO ATALAIA, SALINÓPOLIS- PA

Talita de Souza Praia<sup>1</sup>  
Sue Anne Regina Ferreira da Costa<sup>1</sup>  
José Francisco Berrêdo Reis da Silva<sup>2</sup>  
Heloisa Maria Moraes-Santos<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará  
<sup>2</sup>Museu Paraense Emilio Goeldi  
talitapraiaufpa@hotmail.com  
suecosta@ufpa.br  
berredo@museu-goeldi.br  
hmoraes@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

Os depósitos da Formação Pirabas são o testemunho da invasão do Oceano Atlântico no norte do país durante o Mioceno Inferior. Caracterizado por suas rochas carbonáticas, altamente fossilíferas, representativas de ambiente marinhoplataformal, com presença de subambientes como laguna e mangue, apresenta mais de 20 localidades já registradas só no Estado do Pará (GÓES *et al.*, 1990; TÁVORA *et al.*, 2010). Entre estas, os afloramentos da praia do Atalaia, caracterizados pela exposição dinâmica dos seus calcários interestratificados com argilito de coloração cinza, altamente fossilíferos, são atualmente considerados o melhor registro de mangue da unidade (GOES *et al.*, 1990; AGUILERA *et al.*, 2012).

O conteúdo fossilífero da Formação Pirabas é amplamente estudado, porém, trabalhos abordando aspectos mineralógicos e químicos dos sedimentos, importante para reconstituições paleoambientais mais elaboradas, ainda são escassos (TRUNCKENBRODT, 1981). Sendo assim, este trabalho integrou análises mineralógica e química do sedimento como forma de contribuir para o entendimento referente ao paleoambiente da Formação Pirabas na praia do Atalaia.

### METODOLOGIA

A praia do Atalaia localiza-se na Costa Atlântica da Zona do Salgado pertencente ao município de Salinópolis (PACHECO *et al.*, 2011) (Fig.1A). Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizados apenas os depósitos de argilito de aproximadamente 30 cm de altura (Fig. 1B). Dos quais foram retiradas amostras para análise química por Fluorescência de Raios-X no Espectrômetro Sequencial, para indicação de elementos maiores e traços e a análise mineralógica, por Difractometria de Raios-X, as quais foram realizadas nos Laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

A assinatura mineralógica do sedimento do argilito apresentou os seguintes minerais: quartzo (qtz), caulinita (kln), muscovita (ms), pirita (py) e rodocrosita (rds) (Fig. 2).

Essa assembléia de minerais identificados no depósito de argilito, composta majoritariamente por quartzo, pirita e caulinita, indica um paleoambiente deposicional úmido, redutor, de baixa energia e presença de minerais com influxo de terrígenos regulares, semelhantes às condições descritas para ambientes de mangue atual (FORTUNATO, 2008).

Através do espectrômetro sequencial observou-se que os sedimentos do depósito de argilito é rico em SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (> 70%) (Fig. 3A) e pobres em Ba e V (< 1 %) (Fig. 3B), em virtude do intenso intemperismo que esse sedimentos sofreram e sofrem, sobretudo, por aflorarem em uma praia onde ocorre destacados processos de lixiviação e erosão (MANGIERI, 2008).

#### *Comparação do sedimento miocênico com mangue atual*

Os sedimentos do depósito de argilito são constituídos por mineralogia semelhante à do mangue atual do rio Marapanim como apresentada por Berredo (2008), sendo esta constituída por minerais principais, como pirita, quartzo e caulinita. Assim, o sedimento miocênico e do mangue atual não apresentam diferenças significativas quanto à mineralogia, contribuindo para inferências de condições deposicionais semelhantes.



Figura 1: Localização da Praia do Atalaia (A) Perfil Estratigráfico (B).

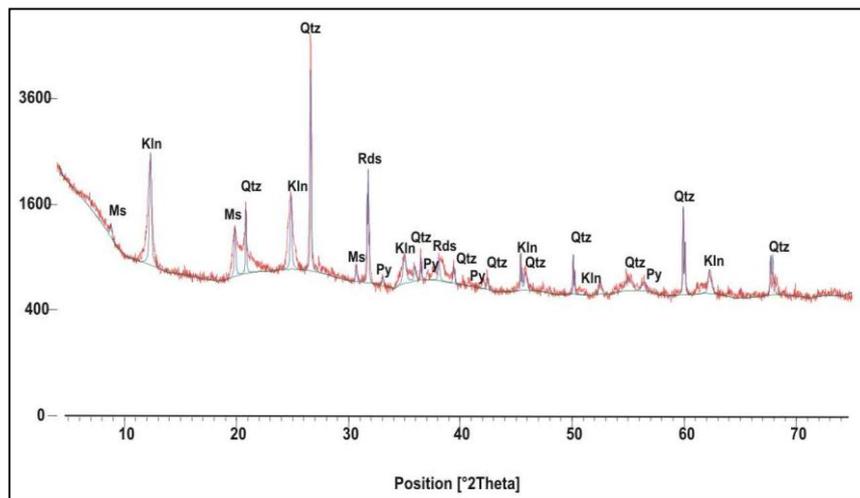


Figura 2: Difratoograma de raios-x da amostra de argilite.

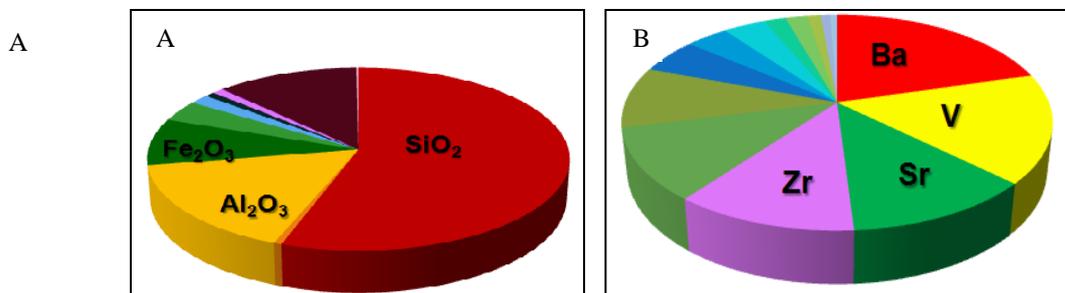


Figura 3: Elementos maiores (A) elementos traços (B).

Comparou-se também a química desses dois sedimentos (Fig.4 A-B), onde foi constatado que os elementos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , são semelhante em relação a sua concentração, o que atesta a paridade química, reafirmando assim, a proximidade genética entre estes dois ambientes.

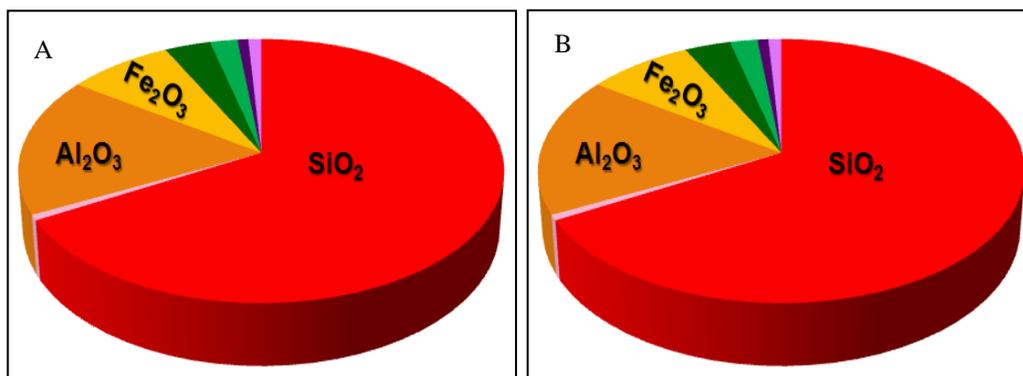


Figura 4: Comparação química entre os sedimentos do depósito de argilito (A) e mangue atual (B)

## CONCLUSÃO

Os dados obtidos nas análises de mineralogia e química do argilito da Praia do Atalaia, Salinópolis, nos permitiram reforçar o paleoambiente já descrito para esta localidade. Além disso, a relação direta desses resultados apontaram dados muito próximos aos de um mangue atual, que acabaram por reforçar a interpretação de que ambos obedecem a uma gênese deposicional semelhante. Este trabalho assinala para abordagens paleoecológicas interdisciplinares como ferramenta indispensável ao entendimento dos subambientes presentes na Formação Pirabas.

## REFERÊNCIAS

- Aguilera, O. A.; Moraes, M. H.; Costa, S. A. F. 201; Ohe, F.; Jaramillo, C. 2013. Ariid sea catfish from the coeval Pirabas (Northeastern Brazil), Cantaure, Castillo (Northwestern Venezuela) and Castilletes (Colombia) formations (Early Miocene), with description of three new species.
- Fortunato, J. M. 2008. Comportamento dos íons chumbo, cobre, níquel e zinco em áreas de manguezal associado a antigos lixões no Município de Santos- SP. Tese de mestrado. Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia, p :30-39.
- Góes, A. M; Rosseti, D. F; Nogueira, A. C. F; Toledo, P. M. 1990. Modelo deposicional preliminar da formação Pirabas no nordeste do estado do Pará. Boletim do museu paraense Emilio Goeldi, série ciências da Terra, Belém. 2:3-15;
- Mangieri, V. R. L. 2008. Estudo das alterações de propriedades físicas e químicas decorrentes da interação solo lixiviado. Tese de mestrado. Universidade Estadual de Londrina. Pós-Graduação em Engenharia de Saneamento e Edificações, p 70-73.
- Pacheco, J. J; Palheta, M. V.O; Junior, R. M. F. C.; Costa, S.V & Tostes, W. S. 2011. Estatística Municipal do Município de Salinópolis. Secretaria de Estado de planejamento- orçamento e finanças, Instituto de Desenvolvimento econômico, social e ambiental do Pará, Pará.
- Távora V. A. T.; Santos A. A. R. & Araújo R. N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, 5(2): p. 207-224;
- Trunckenbrodt, W. 1981. Contribuição a Mineralogia e à Geoquímica da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, n 25, p. 01-24.



## Capítulo 9 – Geodiversidade

1. CLIMATIZAÇÃO PARA ACERVOS PALEONTOLÓGICOS - PROTEGENDO O PATRIMÔNIO FOSSILIFERO DA AMAZÔNIA: ESTUDOS PRELIMINARES NO ACERVO DE PALEONTOLOGIA DO MPEG. ....	778
2. GEOTURISMO URBANO: UMA PROPOSTA DE ROTEIRO GEOTURÍSTICO EM SANTARÉM/PA.....	781
3. A CONSERVAÇÃO PREVENTIVA DA COLEÇÃO DE PALEOINVERTEBRADOS DO MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI: ANÁLISE DE MICROAMBIENTE. ....	784
4. OS OSSOS DA TERRA: POR QUE MUSEALIZAR <i>IN SITU</i> OS AFLORAMENTOS FOSSILÍFEROS DA PRAIA DO ATALAIA, EM SALINÓPOLIS – PA .....	787
5. GEOLOGIA DO NORTE DA FOLHA SÃO JOÃO DO GUAPORÉ - SD.21-Y-C-IV, FOCO NO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ, OESTE DA SERRA DE SANTA BÁRBARA - MT .....	790
6. MINERALOGIA E ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DE FRAGMENTOS CERÂMICOS DE SÍTIOS TPA.....	793
7. POTENCIAL GEOTURÍSTICO DA ILHA DE FORTALEZA .....	797
8. POSSIBILIDADES PARA O GEOTURISMO NA ILHA DE COTIJUBA .....	800
9. ESTUDOS PRELIMINARES DE ARGILAS UTILIZADAS NOS POLOS CERÂMICOS DE MARABÁ E ELDORADO DOS CARAJÁS, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ.....	804
10. ROTEIROS GEOTURÍSTICOS: LEVANTAMENTO DAS TRILHAS NA <i>SERRA DO TEPEQUÉM -RR</i> .....	807
11. ESTUDO DA PAISAGEM EM PATRIMÔNIOS ESPELEOLÓGICOS: CONSIDERAÇÕES SOBRE O CARSTE NÃO-CARBONÁTICO DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA ALTAMIRA-ITAITUBA (PA) .....	809
12. MINERALOGIA, QUÍMICA E FERTILIDADE DE SOLOS DE TERRA PRETA ARQUEOLÓGICA NA REGIÃO DO SALOBO-PA .....	813
13. SETORIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ALTO E MUITO ALTO RISCO A INUNDAÇÕES E MOVIMENTO DE MASSA NA CIDADE DE SANTARÉM - ESTADO DO PARÁ.....	817
14. SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS DO NORDESTE PARAENSE REGISTRO E PRESERVAÇÃO .....	821
15. DOMÍNIOS GEOAMBIENTAIS DA ILHA DE FORTALEZA .....	824
16. GEOTURISMO NA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ DE MACAPÁ: UMA PERSPECTIVA GEOLÓGICA .....	828

## CLIMATIZAÇÃO PARA ACERVOS PALEONTOLÓGICOS - PROTEGENDO O PATRIMÔNIO FOSSILIFERO DA AMAZÔNIA: ESTUDOS PRELIMINARES NO ACERVO DE PALEONTOLOGIA DO MUSEU PARAENSE EMILIO GOELDI

Christiane Sofhia Godinho Santos – Museologia - UFPA/ Bolsista PIBIC - MPEG/ christianegsantos@gmail.com

Drª Sue Anne Ferreira Regina da Costa - Museologia-UFPA/ sue.costa@gmail.com  
Drª Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo- Museu Paraense Emilio Goeldi-MPEG. ruivo@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

Devido ao clima do estado do Pará, a média das temperaturas tende a ser alta, o que para acervos paleontológicos é extremamente prejudicial, visto que, estas acarretam o aceleração de reações químicas, responsáveis pela degradação dos fósseis em acervos. Por exemplo, o excesso de umidade e temperatura, combinados com a presença de voláteis ácidos (encontrados em geral em produtos de limpeza) acabam formando atmosferas ácidas que destroem a superfície de fósseis carbonáticos ao longo do tempo (CASSARES & MOI, 2000, SOUSA et. al., 2005, OTHS, 2012). Ao passo que a diminuição dessa temperatura bruscamente ocasiona a condensação de partículas sobre os objetos (DRUMOND, 2006). Ou seja, para a criação de um ambiente desejável para a conservação é necessário manter o bom controle das variações de temperatura e umidade, visto que estes irão agir diretamente na manutenção das condições físicas e químicas dos fósseis ali presentes (ALARCÃO, 2007). Outro fator de degradação para acervos é a exposição excessiva a luz, pois esta pode ser refletida ou absorvida, podendo ser a chave de ativação para a "excitação" de moléculas que iniciam reações químicas (HOMEM, 2006-2007), e no caso de acervos paleontológicos a principal preocupação é o aquecimento causado pela radiação infravermelha (DINIZ, 2006). Esses agentes degradantes são os principais causadores de efeitos danosos ao patrimônio fossilífero depositado em acervos museológicos, pois são ativadores da "Doença" de Byne, conhecida como um dos primeiros relatos de eflorescência, por Byne em 1896 (TENNET & BAIRD, 1985).

Apesar da nomenclatura utilizada para denominar os danos sofridos em exemplares museológicos constituídos ou que apresentam Carbonato de Cálcio em sua composição, não é causada por fungo ou bactéria, e sim por reações químicas na presença de ácido corrosivo (CALLOMON, 2002). Atualmente esta "Doença" é uma das maiores preocupações para acervos museológicos que possuem o caráter de preservar materiais de origem carbonática, que em grande parte constituem o patrimônio fossilífero da região Amazônica. Como exemplo, temos a coleção de Paleontologia do Museu Paraense Emilio Goeldi (MPEG) formada por mais de 70% de fósseis da Formação Pirabas – rochas carbonáticas - localizada nos estados do Pará, Maranhão e Piauí (TÁVORA et. al. 2009), portanto, sendo este acervo altamente vulnerável aos efeitos das variações de temperatura, umidade e luminosidade, na qualidade de conservação deste patrimônio. Portanto este trabalho teve como objetivo avaliar as condições de climatização do referido acervo com enfoque ao estabelecimento da "Doença" de Byne.

### METODOLOGIA

Para análise foram priorizadas as áreas de macroambiente do acervo, aqui entendidas segundo Thompson (1992) como a área comum do acervo, fora dos armários e embalagens (microambientes). Nestas foram verificadas:

- Umidade e Temperatura: a partir da medição com aparelho Datalogger (Modelo NO: KG100), em pontos estratégicos da Reserva Técnica, considerando a distribuição dos fósseis carbonáticos dentro do acervo - no período de 03 ao dia 17 de Abril, com intervalos de 30 minutos para cada registro.
- Incidência luminosa: com o uso de um Luxímetro Digital (LD 510), no intervalo de 12:30 – 16:30 – em decorrência da inclinação do sol - por um dia, com medições a cada 1 hora.

### RESULTADOS

Durante o período de testes as variações de umidade e temperatura foram baixas (Figuras 1 e 2), ficando na média de 23,64°C de temperatura e 51% de umidade relativa. Segundo Diniz (2006), para armazenamento de material paleontológico, as condições de umidade e temperatura relativas consideradas ideais são de 45 - 55% e 15 – 25°C. A temperatura mostrou picos mais altos entre o período de 12:00 - 17:00, um dos horários em que há maior entrada de luz natural pelas janelas. Apesar do aumento da temperatura, as variações ainda permaneceram em um nível permitido devido aos ar-condicionados, níveis

esse que atingiram o máximo de 6°C por dia. A estabilidade desses fatores não criam um ambiente propício ao surgimento da “Doença” de Byne, e mantém desacelerado os processos de reações químicas prejudiciais aos fósseis.

### Variação da Temperatura (°C), no Acervo de Paleontologia do MPEG. Período: Abril 2013.

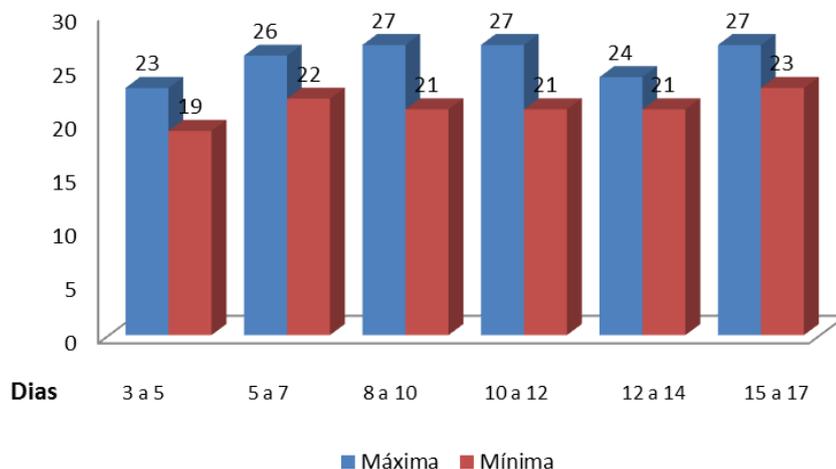


Figura 1 – Gráfico das variações de Temperatura e Umidade Relativa no Acervo de Paleontologia do Museu Paraense Emilio Goeldi

### Variação de Umidade Relativa (%) no Acervo de Paleontologia do MPEG. Período: Abril 2013.

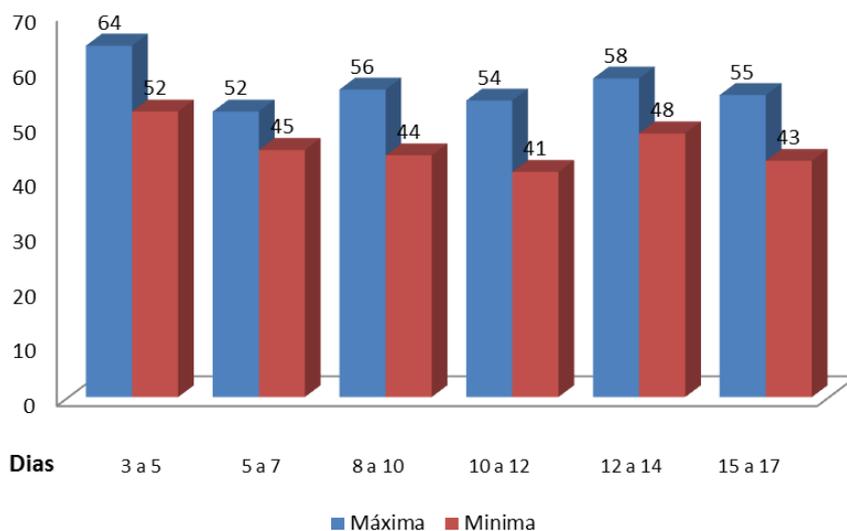


Figura 2 – Gráfico das variações de Umidade Relativa no Acervo de Paleontologia do Museu Paraense Emilio Goeldi

Quanto à luz, para Diniz (2006) os índices ideais não deveriam ultrapassar 500lux. Os resultados obtidos mostraram o bom controle de incidência luminosa na maior parte dos pontos analisados neste trabalho. Apesar da distribuição das janelas ser igual dos dois lados do Acervo, a entrada luminosa mostrou índices alto em dois locais, que seriam a parte externa do Armário de Paleoinvertebrados (Média de 723lux), e um gaveteiro de aço (Média de 700lux) onde estão depositados os Holótipos do Acervo de Fósseis (Fig 3).

Médias de Incidência Luminosa em pontos de armazenamento de fósseis que apresentam Carbonato de Cálcio(CaCO<sub>3</sub>)



Figura 3 – Mapa da incidência luminosa em pontos onde estão armazenados fósseis de origem Carbonática.

### CONCLUSÃO

A climatização do acervo de paleontologia está dentro dos parâmetros estabelecidos de conservação, apesar de casos isolados em que há picos de umidade relativa, temperatura e incidência luminosa. Entretanto, a baixa variação destes agentes no Acervo de Paleontologia do MPEG não favorece a aceleração de reações químicas que possam vir a fragilizar os fósseis ali depositados. Com isso concluímos, preliminarmente, que a Reserva Técnica de Paleontologia e Minerais e Rochas do Museu Paraense Emílio Goeldi atualmente atende aos critérios básicos de Conservação Preventiva, garantindo a salvaguarda patrimônio da Amazônia, mantendo condições adequadas não favorecendo o desenvolvimento de degradações, como a “Doença” de Byne no seu acervo.

### REFERÊNCIA

- Alarcão, C. Prevenir para Preservar o Patrimônio Museológico. MUSEAL, n° 2. Revista do Museu Municipal de Faro. Portugal, 2007.
- Alvares, L. Graduação em Museologia: significados, opções e perspectivas. Museologia e Interdisciplinaridade. Rev. do Prog. de Pós-Graduação em Ciên. da Informação, v.1, n.1. Jan/Jul de 2012.
- Callomon, P. Byne’s disease in molluscan collections: detection and treatment strategies. Held at the Lightsey Conference Center College of Charleston Charleston, SC. August 3 – 7, 2002. p. 33
- Cassares, N. C.; Moi, C. Como fazer conservação preventiva em arquivos e bibliotecas. São Paulo: Arquivo do Estado: Imprensa Oficial, 2000.
- Diniz, W. P. P. Preservação e acesso - vitrine com controle de umidade para material fóssil: um estudo de caso em clima quente e úmido. Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Artes Visuais da Escola de Belas Artes da Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte/ UFMG. 2006.
- Drumond, M. C. P. Prevenção e Conservação em Museus. Caderno Diretrizes Museológicas. Ministério da Cultura, p. 107-133. 2006.
- Lopes, A. A. A. Conservação Preventiva: construção de uma “checklist” aplicada as áreas de exposição e reservas. Lisboa, 2011. 105f. Dissertação (Mestrado em Museologia). Universidade de Ciências Sociais e Humanas, Universidade Nova de Lisboa.
- Mirabile, A. A reserva técnica também é museu. Boletim Eletrônico da Abracor. Numero 1, Junho de 2010.
- Shelton, S. Y. Byne’s “Disease:” How to Recognize, Handle and Store Affected Shells and Related Collections. Conserve o Gram, Number 11/15. August 2008.
- Sousa, V., Pereira, F. D., Brito, J. Rebocos tradicionais: principais causas de degradação. Engenharia Civil, Numero 23. 2005.
- Tennent, N. H.; Baird, T. The Deterioration of Mollusca Collections: Identification of Shell Efflorescence. Studies in Conservation. Vol. 30, No. 2, pp. 73-85. 1985.
- Thomson, G. The Museum Environment. Elsevier Butterworth-Heinemann, 293 p. 1986.
- Tompson, J. M. A. Manual of Curatorship: A Guide to Museum Practice. Butterworth Heinemann, 756 p. 1992.

## GEOTURISMO URBANO: UMA PROPOSTA DE ROTEIRO GEOTURÍSTICO EM SANTARÉM/PA

*Darlisson Fernandes Bento<sup>1</sup>; Leonardo Ney Barros de Holanda<sup>1</sup>; Luan Alexandre Martins de Sousa<sup>1</sup>; Luiz Carlos Silva Mota<sup>1</sup>; Michel Batista Pinto<sup>1</sup>*

Universidade Federal do Oeste do Pará  
Luizufopa@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O Geoturismo é um segmento do turismo que agrega conhecimento científico, aliado ao patrimônio natural, compreende o turismo de natureza e envolve não só lazer, mas também conhecimento, experiência e experimentação. Esse segmento utiliza-se das feições geológicas para atrair o turista e através disso acaba por divulgar a Geodiversidade da região. O turismo apresentou relevantes mudanças desde o seu surgimento, planejamento, forma de implantação e toda a sua estrutura. Era pensado apenas como visitas a destinos, e todo seu planejamento era basicamente voltado para hotelaria e lazer praiano. A atividade conhecida como geoturismo tem sido discutida e aplicada no Brasil, de modo mais constante, há cerca de seis anos, como um reflexo de políticas internacionais para a valorização do patrimônio geológico e geoconservação, que tiveram seu grande início no começo dos anos 90, com o acontecimento do 1º Simpósio Internacional sobre Proteção do Patrimônio Geológico, na França. Como definição, a maior parte dos trabalhos adota a proposição de Hose (1995), de cunho predominantemente geológico, onde “O geoturismo propõe facilitar o entendimento e fornecer facilidades de serviços para que turistas adquiram conhecimentos da geologia e da geomorfologia de um lugar, indo além de meros espectadores de uma beleza estética”.

Com as mudanças sofridas foram surgindo novas maneiras de se fazer turismo através de segmentos como o Geoturismo. Dentro dessa perspectiva o município de Santarém, no estado do Pará, apresenta um notável potencial para a prática de atividades relacionadas ao turismo. Localizada na região Oeste do Pará, na meso região do baixo amazonas a margem direita do rio Tapajós, na sua confluência com o rio Amazonas, dista cerca de 810 km em linha reta, da capital do estado Belém. Mesmo estando localizada dentro da floresta amazônica com um vasto cenário de paisagens que em grande parte também corresponde a patrimônios geológicos, a área urbana apresenta um potencial alto para a alocação do Geoturismo Urbano, uma vez que a cidade detém uma rica identidade cultural e patrimônios históricos que compõem a beleza deste município. O Geoturismo Urbano traz a informação geológica associada a paisagens cotidianas, o que oferece ao turista outra possibilidade de conhecimento sobre o meio no qual está inserido, sua dinâmica urbana e seu histórico de ocupação.

Segundo Liccardo (2010) “as iniciativas voltadas para a prática do Geoturismo em área urbana desempenha um importante papel, uma vez que podemos relacionar essa modalidade do turismo ao patrimônio histórico material e imaterial local, geografia física e Geodiversidade”, utilizada no meio urbano entre outras características que a região de Santarém apresenta. O Geoturismo Urbano traz a informação geológica associada a paisagens cotidianas, o que oferece ao turista outra possibilidade de conhecimento sobre o meio no qual está inserido, sua dinâmica urbana e seu histórico de ocupação. Na Universidade Federal do Oeste do Pará, está em andamento o projeto Roteiros Santarens: Geologia, História e Turismo com o subprojeto Conhecendo Santarém de Bicicleta – Geoturismo Urbano onde se propõem realizar uma excursão geoturística na área urbana da sede do município de Santarém, através do meio de transporte ciclístico, percorrendo parte da orla fluvial do município. Esse meio de transporte foi escolhido para levar a população uma alternativa totalmente sustentável da prática geoturística, haja visto que a bicicleta ainda é um meio bastante comum de transporte nesta cidade. Durante a excursão proporcionou-se um momento de interação e reflexão sobre a história da cidade e a maneira que a dinâmica sazonal hídrica influencia a malha urbana do município, abordando os projetos criados pelo governo para conter os fenômenos de inundações.

## METODOLOGIA

A metodologia contou com revisão bibliográfica de temas sobre Geoconservação, Geoturismo urbano e obras voltadas para a caracterização do meio físico da região de Santarém, para a elaboração do roteiro geoturístico, utilizou-se aplicativos de cartografia, além dos trabalhos de campo e avaliação da Excursão “Conheça Santarém de bicicleta”.

## CARACTERIZAÇÃO DO AMBIENTE

Santarém localiza-se na região Oeste do Pará, na mesorregião do baixo Amazonas a margem direita do rio Tapajós, na confluência com o rio Amazonas, dista cerca de 810 km em linha reta, da capital do estado Belém, ocupando uma área de 22.887 quilômetros quadrados, possuindo cerca de 299.419 mil habitantes, segundo IBGE. Mesmo estando localizada dentro da floresta amazônica com um vasto cenário de paisagens que em grande parte também corresponde a patrimônios geológicos, a área urbana apresenta um potencial alto para a alocação do Geoturismo urbano, pois a cidade detém uma rica identidade cultural e patrimônios históricos que compõem a beleza deste município.

## A EXCURSÃO

A excursão foi realizada através do meio de transporte ciclístico, percorrendo parte da orla fluvial de Santarém. Este meio de transporte foi escolhido para chamar a atenção da população para o uso de transportes sustentáveis, além de possibilitar um contato mais próximo com a cidade, com o traçado das ruas e sua correlação com o histórico de inundações.

## O ROTEIRO

A excursão percorreu uma área de cerca de 7 km pela orla fluvial do município, partindo da Universidade Federal do Oeste do Pará. Foram feitas três paradas em pontos estratégicos: Cais de arrimo, Praça do Mirante e bairro Uruará, numa obra do PAC – Programa de aceleração do Crescimento, construída para auxílio das famílias afetadas pelas inundações.



Figura 1 Mapa da Excursão Conheça Santarém de Bicicleta

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Como resultados destaca-se desenvolvimento econômico sustentável das populações envolvidas em atividades geoturísticas e o intercâmbio entre comunidade acadêmica e a sociedade geral. Vale salientar que além de promover a aproximação entre as comunidades, possibilita a troca de conhecimento entre a academia e a sociedade preconizando a educação ambiental e a geoconservação.



Figura 2 Parada na Praça do Mirante



Figura 3 Bairro Uruará (Obra do PAC)

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através da excursão abriu-se um canal de diálogo com a comunidade e constatou-se que as iniciativas voltadas para a prática do Geoturismo em área urbana desempenha um importante papel tanto para a conservação do patrimônio histórico, quanto para o geológico inserido na cidade de Santarém, uma vez que podemos relacionar esta “modalidade do turismo” ao patrimônio histórico e à Geodiversidade presentes no meio urbano.

### AGRADECIMENTOS

Ao Ministério da Educação por meio do PROEXT 2012; Ao Programa de Extensão Cultura, Identidade e Memória na Amazônia; Ao Instituto de Engenharia e Geociências – IEG/UFOPA; À equipe e parceiros do Projeto Roteiros Santarenos e a Universidade Federal do Oeste do Pará.

### REFERÊNCIAS

- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Disponível em: [www.Ibge.gov.br](http://www.Ibge.gov.br) Acesso em 13 Março. 2013.
- Hose, T.A (1995). Selling the Story of Britain`s Stone. *Environmental al Interpretation*.
- Liccardo, A.; Piekarz, V. Mantesso-Neto. (2010) “Geoturismo Urbano possibilidades para a geoconservação”. 45º Congresso Brasileiro de Geologia.  
<http://geoconservacao.blogspot.com.br/2010/10/geoturismo-urbano-possibilidades-de.html>. Acesso em 21 de abril de 2013

## A CONSERVAÇÃO PREVENTIVA DA COLEÇÃO DE PALEOINVERTEBRADOS DO MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI: ANÁLISE DE MICROAMBIENTE.

Doriene Monteiro Trindade<sup>1</sup>, Sue Anne Regina Ferreira Da Costa<sup>2</sup>, Heloísa Maria Moraes Santos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Coordenação de Ciências da Terra/MPEG; <sup>2</sup>Instituto de Ciências da Arte/UFPa  
doriene@terra.com.br, sue.costa@gmail.com, hmoraes@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

Para fazer usufruto das coleções de um Museu, e ao mesmo tempo conservar esse patrimônio, é necessário uma Política de Conservação de longo prazo, a qual vise prevenir ou retardar os danos causados as coleções (MIRABILE, 2010). Atualmente, a Política de Conservação aplicada na maioria das instituições museológicas segue os princípios da conservação preventiva, ações indiretas que atuam sobre aspectos externos que influenciam o estado do acervo (ALARCÃO, 2007), com o intuito de preservação: análises dos influenciadores diretos da degradação das estruturas físico-químicas das coleções - luz, temperatura, umidade, poluição e ataque biológico e condições de armazenagem, envolvendo suportes e suplementos estáveis e inertes nos métodos de acondicionamento, além de mobiliário adequado (FRONER, 2008).

Entre os diversos ambientes criados nos acervos, existem os microambientes, que são ambientes isolados criados no momento do armazenamento, tais como o interior de armários, caixas, gavetas, etc. (WEINTRAUB & WOLF, 1992), bem como os sacos plásticos e/ou pequenos contêineres nos quais os itens das coleções possam vir a ser armazenados. Esses espaços permitem o melhor controle das condições de temperatura e umidade sob as quais os espécimes estão propensos, haja vista que muitas reações químicas podem acontecer quando há mudanças constantes nas condições de temperatura, luminosidade e umidade (HAWKS & ROSE, 1993).

A coleção de Paleoinvertebrados do MPEG está majoritariamente armazenada em microambientes, cujas condições climáticas são desconhecidas e o armazenamento não segue critérios de conservação. Seus exemplares são oriundos de diversas unidades geológicas da Amazônia, tais como Formação Maecuru, Ererê, Pirabas e Itaituba, e de outros Estados, como o Maranhão (Formações Alcântara e Codó); nela é possível encontrar dois tipos de microambientes: 1) armários e 2) embalagens. São 8 (oito) armários: 7 (sete) deles são acoplados e armazenam a coleção geral e um outro armário separado o qual armazena holótipos, parátipos e plesiótipos. Dentro dos armários, todos os espécimes estão em embalagens plásticas, como caixas de acrílico e sacos plásticos.

A coleção de Paleoinvertebrados em particular é constantemente atualizada, graças a coletas de campo recorrentes da equipe de Paleontologia do MPEG. Por isso, fazem-se necessários cuidados curatoriais que envolvam detalhes do estado dos microambientes criados em seu armazenamento. O estado de preservação dos espécimes antigos pode ser analisado visando a melhora no armazenamento dos espécimes recém inseridos na coleção. Tais cuidados são de suma importância para a preservação do acervo de paleontologia, pois são nas reservas técnicas dos Museus onde eles passam a maior parte do tempo (FRONER, 2008).

### METODOLOGIA

Para a análise dos microambientes do acervo de Paleoinvertebrados depositados na coleção do Museu Emílio Goeldi, foram realizadas 2 (duas) etapas:

**ETAPA 1: Análise microclimática** – medição de temperatura e umidade no interior dos armários e embalagens em que os fósseis estão contidos. Um datalogger portátil, programado para coletar dados de temperatura e umidade a cada 30 minutos, foi colocado durante 7 (sete) dias em cada um dos armários e dentro de uma das embalagens durante duas semanas (14 dias).

**ETAPA 2: Testes químicos das estruturas de suporte** – As embalagens plásticas, bem como as esponjas que foram as gavetas, passaram por dois testes:

**Teste do fio de cobre:** A *Bluewater Recycling Association* disponibiliza em seu site um teste caseiro para detecção de PVC, um polímero nocivo a acervos de Museus. Consiste em aquecer um fio de cobre e encostar o plástico/esponja a ser testado nele, e colocar ambos em contato com uma chama; se durante a queima surgir uma chama verde, mesmo que brevemente, é provável a presença de PVC.

**Teste dos frascos de vidro:** Amostras dos plásticos e esponjas são colocadas em frascos de vidro com tampa de metal durante sete dias. Após esse período, deve-se abrir o frasco e sentir imediatamente o cheiro: caso haja um odor, ou uma película no interior do vidro, o material é instável e não deve ser usado para fins de preservação (OGDEN, 2001).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### ETAPA 1 - Análise microclimática

Segundo o NPS *Museum Handbook*, Part I (2006), a temperatura de coleções paleontológicas deve ser mantida entre 15° C e 25° C, e a umidade relativa entre 45% e 55%. Nos microambientes do acervo de Paleoinvertebrados foram encontrados os seguintes valores:

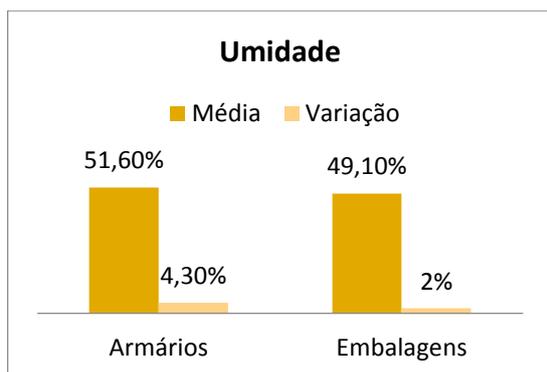


Figura 1: Dados de Umidade

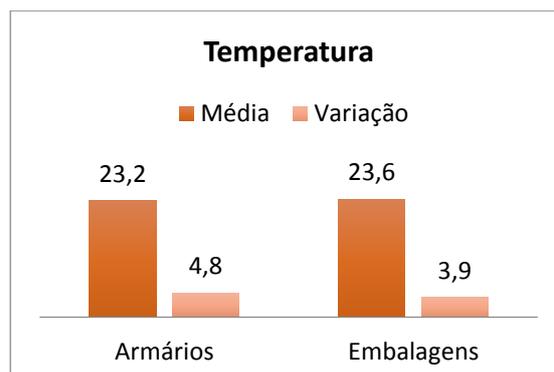


Figura 2: Dados de Temperatura

Em ambos microambientes, os valores de umidade e temperatura estão adequados. Dentro do saco plástico, a temperatura média é de 23,6°C e a umidade média é de 49,1%. Ao comparar esses valores com os dados dos armários, observa-se que a temperatura é 0,4° mais elevada, e a umidade é 2,5% menor. Em relação à umidade, conclui-se que o saco plástico conserva o fóssil em uma umidade mais baixa e em temperatura mais alta em relação ao meio. O mais importante foi observar que a variação na temperatura e na umidade dentro da embalagem, respectivamente 3,9°C e 2%, é inferior a que ocorre dentro do armário. Dessa forma, infere-se que os sacos plásticos possibilitaram a criação de um microclima mais estável, o que favorece a conservação, visto que a variação climática é atualmente considerada um dos maiores agentes de degradação em acervos (NPS, 2006).

Parte dos fósseis da coleção são higroscópicos, e esse tipo de material se adapta a mudanças na umidade relativa (absorvem mais ou menos vapor d'água), e estabilizam-se em um determinado intervalo, geralmente em níveis entre 40-60% (APPELBAUM, 1991). Como a umidade relativa de armários e embalagem permaneceu nesse intervalo, mesmo em seus ápices, pode-se considerar que os materiais higroscópicos estão estáveis. Ainda, mantendo a umidade abaixo de 60%, previne-se a formação de mofo (ERHARDT et. al., 1994).

### ETAPA 2 - Análise química das estruturas de suporte

As estruturas de suporte que passaram pelos testes do fio de cobre e frascos de vidro foram divididas entre novas e usadas atualmente, conforme a tabela abaixo (Tabela 3):

Tabela 3: Resultado dos testes químicos nas embalagens utilizadas para armazenamento no acervo de Paleontologia do MPEG.

ESTRUTURA DE SUPORTE	PRESENÇA DE PVC	ESTABILIDADE QUÍMICA
Saco plástico usado (1 Kg)	NÃO	NÃO
Saco plástico usado (2 Kg)	SIM	NÃO
Saco plástico novo (0,5 Kg)	NÃO	NÃO
Saco plástico novo (1 Kg)	NÃO	NÃO
Saco plástico novo (2 Kg)	NÃO	NÃO
Esponja Usada	NÃO	NÃO
Esponja Nova	NÃO	NÃO

A partir dos resultados dos testes, conclui-se que nenhuma das estruturas de suporte usadas atualmente, e as novas, são adequadas ao uso no acervo, dada sua instabilidade química. No entanto, as condições ambientais (temperatura e umidade) do acervo estão adequadas, inibindo até certo ponto algumas reações químicas/ processos físicos que poderiam ocorrer devido à instabilidade das embalagens plásticas usadas e das esponjas que forram as gavetas, haja vista que muitas delas ocorrem em sinergia, ou seja, dependem de mais de um fator ambiental (JULIEN et. AL., 2006). No entanto, a troca desses materiais por outros mais apropriados, como sacos a base de polietileno, é aconselhável, ainda que não em caráter de urgência.

## CONCLUSÃO

A partir deste trabalho, foi possível comprovar a importância dos microambientes da coleção de paleoinvertebrados para sua preservação; ambos, armário e embalagens plásticas, são importantes para proteger os espécimes de fatores como luz, umidade e calor excessivos, bem como efeitos da poluição. Os microambientes podem ser grandes aliados na preservação de um acervo pelo relativo baixo custo para sua implantação (aqui, as embalagens plásticas) e pelos microclimas que criam para as coleções, os quais estão menos expostos a fatores externos. Apesar de alguns danos serem inevitáveis e irreversíveis devido ao tempo, eles podem ser desacelerados através do controle dos fatores ambientais.

## REFERÊNCIAS

- Alarcão, C. Prevenir para preservar o património museológico. 2007. Disponível em: <<http://mnmachadodecastro.imcip.pt/Data//Prevenir%20para%20preservar%20o%20patrimonio%20musemu%C3%B3gico.pdf>>. Acesso em: 01.jun.2012.
- Appelbaum, B. Guide to Environmental Protection of Collections, 1991.
- Erhardt, D.; Mecklenburg, M. Relative Humidity Re-Examined. In: Roy and P. Smith (eds), Preventive Conservation: Practice, Theory and research, IIC Ottawa Congress 12-16 September 1994, Ottawa: IIC, 1994, pp. 32-38.
- Froner, Y – A. Reserva Técnica. Belo Horizonte: LACICOR – EBA - 2008.
- . Chemical Agents of Deterioration. National Trust, Manual of House Keeping, London: Butterworth-Heinemann, 2006, pp. 69-79.
- Hawks, C. A.; Rose, C. L. A preventive conservation approach to the storage of collections. In: Bachmann, Konstanze and Rebecca Anne Rushfield. Principles of Storage. Conservation Concerns: A Guide for Collectors and Curators. Ed. Konstanze Bachmann. Washington and London: Smithsonian Institution Press, 1992.
- Mirabile, A. A Reserva Técnica também é Museu. Boletim Eletrônico da ABRACOR. Julho, 2010. Disponível em: <[http://www.abracor.com.br/boletim/062\\_010/ArtigoAntonio.pdf](http://www.abracor.com.br/boletim/062_010/ArtigoAntonio.pdf)>. Acesso em: 13.nov.2012.
- NPS Museum Handbook, Part I (2006). Part I. Museum Collections. Disponível em: <<http://www.nps.gov/museum/publications/MHI/MHI.pdf>>. Acesso em: 22.fev.2013.
- Ogden, S. Armazenagem e manuseio. Projeto Conservação Preventiva em Bibliotecas e Arquivos. Rio de Janeiro, 2001 Disponível em: <[http://www.prefeitura.sp.gov.br/cidade/upload/19\\_1246383341.pdf](http://www.prefeitura.sp.gov.br/cidade/upload/19_1246383341.pdf)>. Acesso em: 22.fev.2013.
- POLYMER Identification. Bluewater Recycling Association. Disponível em <<http://www.bra.org/Handouts/plasticsidentify.pdf>>. Acesso em: 24.jan.2013.
- Thompson, J. M. A. 2002. Manual of curatorship: a guide to museupractice. 2nd Edition. Ed. Butterworth Heinemann, London. 756 p.
- Weintraub, S.; Wolf, S. J. Macro and microenvironments. Pg. 123. Bachmann, Konstanze and Rebecca Anne Rushfield. Principles of Storage. Conservation Concerns: A Guide for Collectors and Curators. Ed. Konstanze Bachmann. Washington and London: Smithsonian Institution Press, 1992.

## OS OSSOS DA TERRA: POR QUE MUSEALIZAR *IN SITU* OS AFLORAMENTOS FOSSILÍFEROS DA PRAIA DO ATALAIA, EM SALINÓPOLIS – PA

Emanoel Fernandes de Oliveira Junior<sup>1</sup>  
Prof. Dra. Sue Anne Costa<sup>1</sup>  
Heloisa Maria Moraes-Santos<sup>2</sup>

Universidade Federal do Pará<sup>1</sup>  
Museu Paraense Emilio Goeldi<sup>2</sup>  
emanoel.museologia@gmail.com  
sue.costa@gmail.com  
hmoraes@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

Desde que o Homem descobriu meios eficientes para modificar o ambiente ao seu redor, inventando assim a Cultura, lentamente também construiu uma série de concepções em torno da origem da Terra, da Vida e de sua própria espécie. Estas concepções em torno uma origem compartilhada foram ratificadas em 1993 pela “Declaração Internacional dos Direitos à Memória da Terra”, que a instituiu como bem comum cuja história se confunde com a história humana, e portanto, um patrimônio de todos os povos.

Neste sentido, os afloramentos de rochas carbonáticas localizados ao longo da praia do Atalaia, em Salinópolis, nordeste paraense, contribuem para uma compreensão global à cerca da evolução da vida no Planeta. Ricamente fossilíferos, estes afloramentos contêm registros de cerca de 25 milhões de anos, correspondentes ao Mioceno Inferior, momento em que o Oceano Atlântico avançava sobre o continente alcançando a área próxima onde hoje se ergue o município de Irituia (TÁVORA, SANTOS, ARAÚJO, 2010). O estudo destes registros fósseis possibilita aos pesquisadores reconstituir este paleoambiente eminentemente marinho, em que havia a predominância de diferentes tipos de gastrópodes, equinodermas e bivalves (FERREIRA, CUNHA, 1957; FERREIRA, CUNHA, 1959), mas também de arraiais (SANTOS & TRAVASSOS, 1960), crocodilianos (MORAES-SANTOS *et al.*; 2011), peixes-boi (PAULA-COUTO, 1967) e diferentes tipos de peixes (SANTOS & TRAVASSOS, 1960) que juntos, caracterizam a extinta fauna de Pirabas, formação geológica que percorre de maneira descontinuada os estados do Pará, Maranhão e parte do Piauí, e conta atualmente com 21 localidades fossilíferas documentadas (TÁVORA *op. cit.*) no Pará, duas das quais, a Mina B-17 em Capanema e a Ilha de Fortaleza em São João de Pirabas, estão registradas junto ao SIGEP.

### A MUSEALIZAÇÃO *IN SITU* E OS NOVOS DISCURSOS PATRIMONIAIS

Em museologia, musealizar significa atribuir o caráter de museal (CURY, 2005) a determinados objetos ou espaços, promovendo com isso, um deslocamento de significados. Neste sentido, a musealização *in situ*, historicamente associada aos monumentos e as edificações arquitetônicas inestimáveis à constituição da memória da Nação, tem concorrido para questionar o discurso hegemônico dos museus ortodoxos, propondo uma transcendência para a dicotomia Homem-Objeto centrada nos modelos tradicionais de exposição e comunicação do patrimônio cultural. Com isso, em vez da recolha de fragmentos do Real sob a forma de objetos hierarquizados entre si, prevê que estas valorações sejam diluídas em áreas espacialmente delimitadas que constituiriam, grosso modo, um museu sem paredes, sem, no entanto, perder de vista as suas atribuições primárias: identificar, pesquisar, salvaguardar e comunicar a importância dos bens culturais.

Dentro deste contexto, é importante citar casos como o do Geoparque Araripe, localizado entre os estados do Ceará e Pernambuco, rica em “microfósseis, icnofósseis, vegetais, invertebrados e vertebrados do Cretáceo” (Carvalho, 2008) e por isso mesmo destacada quando se fala no comércio ilegal de fósseis. Como parte das iniciativas de proteção ao patrimônio paleontológico e de sensibilização da população, foi criado o Museu de Paleontologia da Universidade Regional do Cariri (Santana do Cariri/ CE), o Museu dos Fósseis (Crato/ CE), o Museu de Ciências Naturais e de História Barra do Jardim (Jardim/ CE). Em 2006, visando integrar estas ações de pesquisa e salvaguarda, foi criado o Geoparque Araripe, que divulga, a partir do incentivo ao geoturismo, a relevância em se conhecer e proteger as localidades fossilíferas da região. Outro caso notório é o da Floresta Petrificada de Santa Maria, no Rio Grande do Sul. Exemplar único de vegetação fossilizada do Triássico, este sítio paleobotânico musealizado *in situ*, se constitui,

ainda segundo Carvalho, em instrumento de “importante função educativa e de resgate da identidade local”, graças aos programas de educação desenvolvidos junto à comunidade. Com isso, observou-se uma sensível diminuição na ocorrência de depredações dentro da localidade, além da criação de dispositivos jurídicos para a proteção deste patrimônio demandadas pelas próprias coletividades locais. Por fim, é igualmente importante mencionar o Parque da Serra da Capivara, localizado entre os municípios de São Raimundo Nonato, João Costa, Brejo do Piauí e Coronel José Dias, que abriga exemplares únicos da megafauna do Pleistoceno, assim como alguns dos vestígios culturais mais antigos das Américas. Declarado como Patrimônio da Humanidade pela UNESCO em 1991, e Patrimônio Natural da Humanidade em 2002, propicia aos moradores das localidades próximas e aos turistas, ações pedagógicas que objetivam suscitar uma atuação crítica em relação ao patrimônio cultural e natural da região.

### **UMA LONGA HISTÓRIA: A PALEONTOLOGIA COMO INSTRUMENTO PEDAGÓGICO**

Ainda que forneça dados sobre a migração continental, as mudanças climáticas, as extinções massivas e o desenrolar da vida no planeta (CARVALHO, 2004), subsídios importantes para se elaborar reflexões à cerca da permanência de nossa própria espécie no Mundo, o potencial pedagógico inerente a Paleontologia infelizmente ainda não é explorado a contento junto aos alunos do sistema público de ensino, algo que se pode atestar através de uma observação cautelosa nas recomendações da Secretaria de Ensino Fundamental, vinculada ao Ministério da Educação.

Uma das premissas básicas do Parâmetro Curricular Nacional (PCN), conjunto de diretrizes que orientam o ensino fundamental em nosso país, é a formação transversal do cidadão, partindo de uma visão que perpassa “ética - saúde - meio ambiente - orientação sexual - pluralidade cultural - trabalho e consumo”. Assim, na construção de uma cidadania socialmente atuante, foi elaborada uma grade curricular em que se articulam diversas disciplinas, dentre as quais, as que constituem o campo das chamadas Ciências Naturais. Dentre os conteúdos cujo ensino e aprendizado estão previstos pelo PCN, a Paleontologia certamente lista entre os negligenciados, seja por seu aspecto hermético ligado à prática acadêmica, seja pela falta de atualização dos livros didáticos e de material extrapedagógico que atuem como suporte. Em dados recentemente publicados (ANTUNES, RUIVO, 2013), cuja pesquisa de campo percorreu quatro escolas de ensino fundamental da cidade de Belém, constatou-se que o tema quando mencionado de forma superficial, estava ligado a assuntos como a “origem da vida, evolução e adaptação de plantas e animais”, restringia-se aos dinossauros ou ainda, embora o PCN proponha uma introdução ao tema já na 6ª série do ensino fundamental, ele de fato só será abordado com maior frequência a partir do 2º ano de ensino médio, denotando por fim, que entre propostas e práticas ainda existem distâncias consideráveis a serem vencidas. Foi pontuada pelos professores abordados, a má qualidade dos livros didáticos, que desatualizados, não alcançam os objetivos pretendidos pelo PCN, além de não abarcarem as características específicas de cada região, já que não utilizam exemplos próximos à realidade dos estudantes atendidos. Neste contexto, além do material didático ineficiente, é notória a carência entre os docentes deste nível de ensino público, de uma formação contínua que os tornem aptos a ilustrar seus respectivos conteúdos com exemplos locais, um esforço para aproximar temas como a Paleontologia, do cotidiano de crianças e jovens em fase escolar.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Há milênios o Homem vem construindo uma significação cultural em relação ao surgimento da Vida e do Planeta. Com isto, a Terra, símbolo que em muitas culturas está ligado ao arquétipo da mãe primordial, assume um caráter central para onde convergem as noções de uma história geológica, uma história biológica e uma história das culturas, resultando no que poderia se chamar de uma história global da vida. Neste âmbito, Paleontologia e Geologia oferecem importantes descrições sobre como se deu o surgimento, o estabelecimento e por vezes, o desaparecimento de diferentes espécies, bem como sobre a formação das diversas camadas de sedimentos que formam o Planeta. Estas questões se correlacionam ao objetivo principal do Parâmetro Curricular Nacional, que reside na formação de uma cidadania atuante, protagonista de um Mundo em constantes mudanças, seja no sentido biológico, seja no sentido cultural, ainda que a qualidade do material pedagógico utilizado, desatualizado e distante das realidades regionais, malogre o objetivo inicial. Há de se levar em conta também o distanciamento entre públicos não especializados e produção acadêmica, corroborando para um enrijecimento na circulação de novas idéias e constatações científicas, enrijecendo também o papel das instituições museológicas, que fechadas por natureza, não põem em prática sua vocação de mediadora entre sociedade e pesquisadores. Assim, a

musealização *in situ* pode constituir-se como alternativa a esse enrijecimento, já que ao questionar o papel tradicional do museu, propõe uma aproximação do público com o patrimônio cultural. Neste caso, a musealização dos afloramentos fossilíferos presentes na Praia do Atalaia, prevê não somente a proteção à integridade física destes espaços, uma vez que se concentram em área de franca expansão imobiliária, como também a manutenção das pesquisas ali realizadas, mas principalmente, que estes dados alcancem a comunidade do em torno, propondo que o conhecimento paleontológico e geológico, a partir do intrínseco potencial (eco)pedagógico destes afloramentos, forneça subsídios importantes para se refletir sobre o futuro de si e do Planeta.

## REFERÊNCIAS

- Antunes, B. C. Ruivo, M. L. P. Organização de kits da coleção didática do Museu Paraense Emílio Goeldi para professores do ensino fundamental in Seminário de Iniciação Científica – PIBIC (21: 2013: Belém, PA) Desafios para o estudo, a sustentabilidade e a conservação da Amazônia – Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2013.
- Carvalho, I. S. (editor). Paleontologia. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.
- Carvalho, I. S., Rosa, Á. A. S. Patrimônio Paleontológico no Brasil: Relevância para o desenvolvimento sócio-econômico in Memórias e Notícias nº3 (Nova Série): Revista do Departamento de Ciências da Terra e Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 2008.
- Cury, M. X. Exposição: concepção, montagem e avaliação. São Paulo: Editora Annablume, 2005.
- Ferreira, C. S.; Cunha, O. R. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Novos invertebrados fósseis e redescritões de mais duas espécies da formação Pirabas. III. (Mollusca-Gastropoda). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, nova série Geologia 4: 1-33, 1957
- Ferreira, C. S.; Cunha, O. R. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Novas contribuições sobre a formação Pirabas e descrição de novos invertebrados fósseis. V. (Mollusca-Pelecypoda). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, nova série Geologia 8: 1-76, 1959.
- Moraes-Santos, H. M.; Villanueva, J. B.; Toledo, P. M. 2011. New remains of a gavialoid crocodylian from the late Oligocene-early Miocene of the Pirabas Formation, Brazil. Zoological Journal of the Linnean Society, 163.
- Paula-Couto, C. 1967. Contribuição à Paleontologia do estado do Pará. Um sirênio na formação Pirabas. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, Belém. v. 1: 345-357.
- Silva Santos, R. & Travassos, E.H. 1960. Contribuição à Paleontologia do estado do Pará. Peixes fósseis da formação Pirabas. Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Monografias, XVI
- Távora, V. A., Santos, A. A. R., Araújo, R. N. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) in Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat., Belém, v. 5, n. 2, p. 207-224, maio-ago. 2010.

## GEOLOGIA DO NORTE DA FOLHA SÃO JOÃO DO GUAPORÉ - SD.21-Y-C-IV, FOCO NO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ, OESTE DA SERRA DE SANTA BÁRBARA - MT

Francisco Abel Pompeu de Campos<sup>(1,4,5,6)</sup>; Newton Diego Couto do Nascimento<sup>(1,4,5)</sup>; Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>(3,4,5)</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>(2,4,5)</sup> e Ronaldo Pierosan<sup>(3,4,5)</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>6</sup>frpcampos@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A Folha São João do Guaporé está localizada no sudoeste do estado de Mato Grosso, no município de Pontes e Lacerda, fronteira Brasil/Bolívia (Fig. 1A). Está inserida no contexto do SW do Cráton Amazônico dentro da Província Rondoniana – San Ignácio, porção afetada pela Orogenia Sunsás (Tassinari & Macambira 1999).

Bettencourt *et al.* (2010) interpretam que a Província Rondoniana – San Ignácio seja composta por sucessivas acreções de arcos vulcânicos, fechamento de bacia oceânica e colisão continental e a subdividem em terrenos: Jauru (1,78 – 1,42 Ga), Rio Alegre (1,51 – 1,38 Ga), Paraguá (1,74 – 1,32 Ga) e Alto Guaporé (1,42 – 1,34 Ga). Os mesmos autores sugerem que o embasamento do Terreno Paraguá seja constituído pelo Complexo Granulítico Lomas Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo Xistos San Ignácio e Complexo Granitóide Pensamiento, considerando a estratigrafia clássica proposta por Litherland *et al.* (1986).

Este resumo tem como finalidade apresentar dados inéditos do mapeamento realizado na porção norte da Folha São João do Guaporé, mais precisamente na borda oeste da Serra de Santa Barbara, próximo à divisa entre o Brasil e a Bolívia. O principal método de trabalho utilizado foi o mapeamento geológico, utilizando-se como ferramentas a petrografia e a análise estrutural associada à cartografia litoestratigráfica. A etapa de campo totalizou 18 dias, quando foram visitados 218 pontos com coleta de 173 amostras, das quais, 45 foram selecionadas para confecção e descrição de seções delgadas.

### ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS

Neste mapeamento, foram individualizados 1 granulito, 2 tipos distintos de gnaiss e 3 granitos, todos ilustrados no mapa (fig. 1B) e descritos a seguir em ordem cronoestratigráfica.

O Granulito Luchesi é uma pequena ocorrência de uma rocha máfica que exhibe bandamento gnáissico e textural bem desenvolvido com direção noroeste e mergulhos médios para nordeste, composto por Pl + Cpx + Opx + Qtz ± Hbl ± Bt ± Cl ± Tre/Act que se orientam formando uma trama predominantemente granonematoblástica (Fig. 2A).

O Gnaiss Furna Azul ocorre em lajedo nas margens do Córrego das Pedras na Fazenda Furna Azul, caracterizado pela complexidade estrutural com bandamento gnáissico dobrado e redobrado, bem como, por evidências de migmatização (Fig. 2B). É essencialmente constituído de Pl + FA + Qtz + Grt + Bt ± Msc ± Sil, apresenta grande quantidade de enclaves máficos e injeções de tonalitos a granitos.

O Gnaiss Matão ocorre em blocos alinhados norte/sul, exhibe bandamento gnáissico onde níveis máficos intercalam-se com leitos félsicos de cor rosa e descrevem dobras apertadas a isoclinais. A paragênese essencial é formada por FA + Qtz + Pl permeados por Bt ± Hbl que se mostram recristalizados, contudo é comum observar *boudins* com injeção de material granítico nas extremidades (Fig. 2C).

O Granito Nova Vida é caracterizado como um protomilonito de composição sienogranítica, composto por porfiroclastos de FA associados a agregados de Qtz + Pl e por vezes Hbl + Bt. Ocorrem em blocos e matacões e ainda como enclaves em corpo granítico distinto (Fig. 3A).

O Granito Três Reis aflora nos domínios da fazenda homônima, com composição variando de tonalítica a monzogranítica, granulação fina a média e textura caracterizada pela presença de porfiroclastos margeados por agregados lepidoblásticos de biotita. A mineralogia é composta por Pl + Qtz + Bt ± FA que se orientam formando uma xistosidade com direção WNW e mergulhos moderados a altos para NE. Este corpo apresenta uma particularidade no mínimo intrigante (Fig. 3B), observa-se blocos e matacões com estrutura gnáissica, exibindo a mesma composição, a não ser pela rara presença de granada.

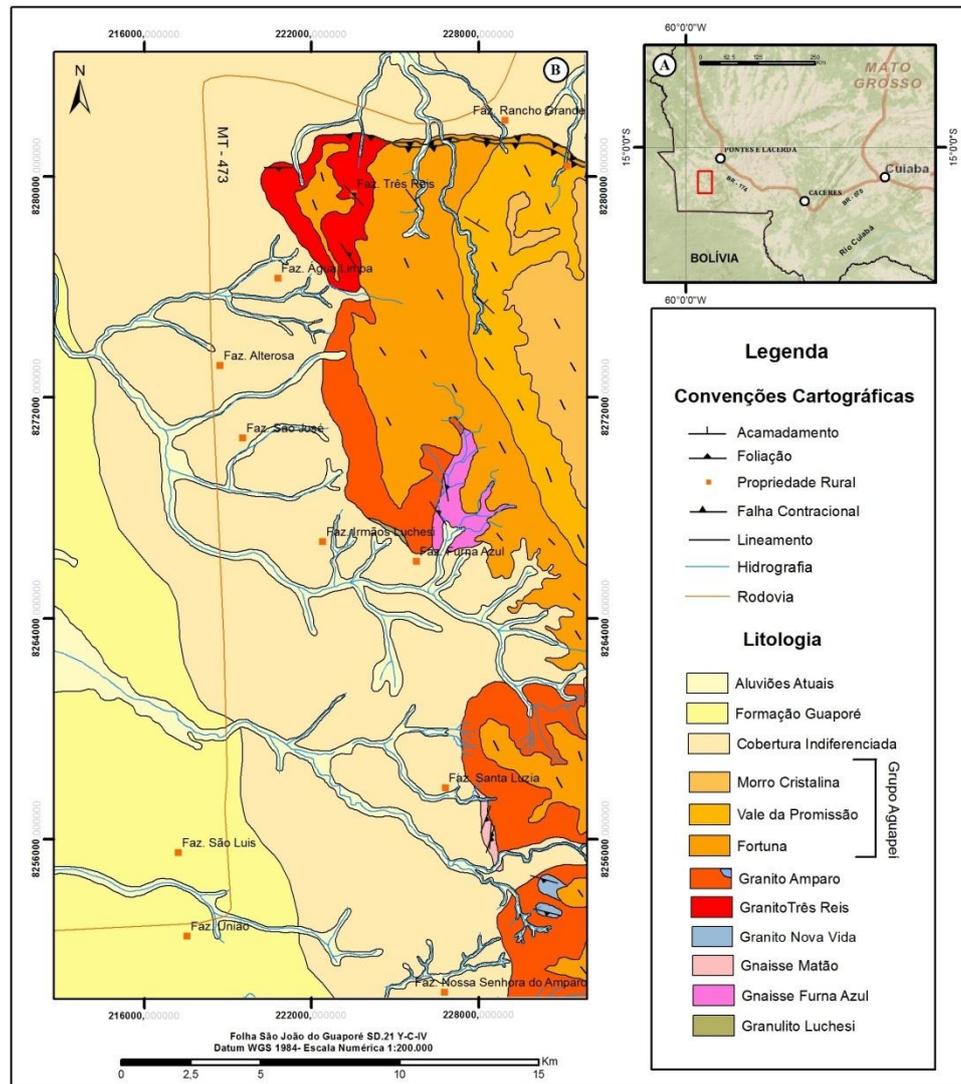


Figura 1. Aspectos cartográficos: A) mapa de localização da área partindo da capital Cuiabá; B) mapa geológico da porção norte da folha São João do Guaporé.



Figura 2. Aspectos de campo: A) detalhe do bandamento gnáissico no Granulito Luchesi; B) complexidade estrutural do gnaiss migmatítico Furna Azul; C) Gnaiss Matão cujo bandamento encontra-se boudinado com injeções graníticas nas extremidades.

O Granito Amparo tem a maior abrangência areal e está representado por granitóides finos que se classificam de tonalitos a sienogranitos. A esses litotipos encontram-se associadas fases aplíticas e pegmatíticas, enclaves do Granito Nova Vida milonitizado, além de sistema de fraturamento ortogonal e disjuntivo. Algumas vezes, observa-se orientação mineral, mas comumente as rochas são isotrópicas (Fig. 3C).



Figura 3. Aspectos de campo: A) textura porfiroclástica do Protomilonito Nova Vida cortado por dique de microgranito; B) afloramento do Granito Três Reis com textura ígnea e xistosidade, na parte superior, e enclave de gnaiss dobrado de mesma composição, na parte inferior; C) Granito Amparo com enclave do Protomilonito Nova Vida.

### CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS

O mapeamento realizado na porção norte da folha São João do Guaporé permitiu o reconhecimento de 6 litotipos distintos correlacionados com três unidades formais descritas no Terreno Paraguá, O corpo máfico, formado por rochas contendo ortopiroxênio modal, descrito, caracterizado, cartografado pela primeira vez neste trabalho e denominado de Granulito Luchesi, está sendo correlacionado com o Complexo Granulítico Lomas Manechis. Os ortognaisses polideformados Matão e Furna Azul, dos quais apenas o segundo é inédito, foram agrupados na Suíte Intrusiva Serra do Baú, que foi correlacionada ao Complexo Gnáissico Chiquitania do tipo B. Os granitóides estudados aqui também de forma inédita, foram associados à Suíte Intrusiva Pensamiento, correlacionável ao Complexo Granitóide Pensamiento, formado durante a Orogenia San Inácio.

As relações estratigráficas representam uma ordem de idades relativas, interpretadas a partir da geologia regional, comparando as descrições realizadas em regiões próximas com as características das rochas estudadas. A partir daí, sugere-se uma correlação com as unidades já descritas tanto no Brasil quanto em território boliviano. Para trabalhos futuros, a caracterização geoquímica dessas rochas, bem como a determinação de suas idades, utilizando os métodos convencionais de datação isotópica complementar os estudos desta área anteriormente desconhecida.

### REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S. Leite W.B.J. Ruiz A.S. Matos R. Payolla B.L. Tosdal R.M. 2010 The Rondonian-San Inácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.
- Litherland M. Annels R.N. Darbishire D.P.F. Fletcher C.J.N. Appleton J. D. Berrangé J.P. Bloofield K. Burton C.C.J. Hawkin M.P. Klinck B.A Llanos A. Mitchell W.I. O'connor E.A. Pitfield P.E.J. Power G. Webb B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. London: British Geological Survey (Natural Environment Research Council). 153 p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B.1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 38: 174-182.

## MINERALOGIA E ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DE FRAGMENTOS CERÂMICOS DE SÍTIOS TPA

Glayce Jholy S. S. Valente<sup>1</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>1</sup>, Suyanne Flávia Santos Rodrigues

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará. glaycej@yahoo.com.br, mlc@ufpa.br, suyanneflavia@gmail.com

### INTRODUÇÃO

No contexto amazônico é expressiva a ocorrência de sítios arqueológicos de Terra Preta. Dentre os indícios da ocupação pretérita, os fragmentos de artefatos cerâmicos (FC) destacam-se entre as principais formas de sinalização destes sítios dada a sua resistência parcial ao clima quente e úmido, o que lhe permite preservar suas características físicas, químicas e mineralógicas. Há pouco mais de duas décadas deu-se início as pesquisas voltadas ao estudo textural, químico e mineralógico destes fragmentos. Os resultados apontam as similaridades e divergências mineralógicas, químicas e de antiplásticos (estes já conhecidos anteriormente) utilizados durante a confecção dos artefatos de acordo com a procedência de cada sítio. Em Caxiuanã, o sítio Manduquinha apresenta FC constituídos por quartzo, caulinita calcinada, micas/illita, feldspatos, anatásio, maghemita/hematita e de forma mais restrita anfibólio. Microscopicamente e ainda mesoscopicamente observa-se em meio à matriz argilosa criptocristalina a variedade de antiplásticos tais quais: cauxi, cariapé, cacos de cerâmica, rocha triturada e areia (Coelho et al. 1995, 1996; Kern 1996, Costa et al. 2004a). Em Cachoeira-Porteira o diferencial dá-se por conta de pequenos fragmentos de ossos detectados na matriz argilosa (Costa et al. 2004b). Ao passo que em fragmentos investigados por Costa et al. 2012 observa-se a presença de conchas como antiplástico e minerais da série crandallita-goyazita até então peculiar em fragmentos apenas da região do salgado no nordeste do Pará. Este trabalho propôs-se a investigar e confrontar os aspectos texturais e mineralógicos e a natureza dos antiplásticos presentes em fragmentos cerâmicos de sítios arqueológicos TPA que abrangem a região amazônica em diferentes localidades: Caxiuanã (sítio Raimundo: 01°45'36.00"S/ 51°26'34.3"O), Leticia-Trapézio Colombiano (Quebrada Tacana: 4°07'09"S/69°55'16.1"O), Juruti (sítios TP1 e TP2: 2°10'2"S/56°5'59"O e 2°10'19"S/56°51'19"O respectivamente) e Barcarena (sítio Barcarena 8: 1°33'56"S/48°44'28"O).

### MATERIAIS E MÉTODOS

Os fragmentos do sítio Raimundo foram coletados por Mariléia do Carmo durante as atividades de campo de seu trabalho de doutorado, sob orientação dos pesquisadores Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa e Dr<sup>a</sup>. Dirse Clara Kern. Os fragmentos de Quebrada Tacana foram cedidos pelo Prof. Gaspar Morcote Ríos da Universidade Nacional da Colômbia. Os fragmentos de Juruti e Barcarena 8 foram coletados durante o resgate de sítios arqueológicos nessas regiões pela empresa Scientia Consultoria Científica nos anos de 2006 e 2008, respectivamente.

### Caracterização mineralógica e textural

Foi realizada por difração de raios x (DRX) com emprego do difratômetro de raios X (DRX) modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com goniômetro PW3050/60 ( $\theta/\theta$ ) e com tubo de raios-x cerâmico e anodo de Cu ( $K_{\alpha 1} = 1,54 \text{ \AA}$ ). Os estudos mineralógicos foram apoiados também por MEV (modelo LEO VP 1450) com sistema de energia dispersivo para microanálises químicas e por microscopia óptica que auxiliaram também na identificação dos antiplásticos e textura da matriz argilosa.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Mineralogicamente, os fragmentos são compostos essencialmente por quartzo e metacaulinita. Ocorre ainda muscovita, anatásio e feldspatos variados (albita, ortoclásio e microclíneo). Os fragmentos dos sítios Barcarena e Quebrada Tacana apresentaram ainda cloritas caracterizado pela reflexão do espaçamento basal  $\langle 001 \rangle$  (14-14,4  $\text{\AA}$ ) e caulinita. Cristobalita foi identificada apenas em fragmentos dos sítios Raimundo (Caxiuanã) e Quebrada Tacana. A cristobalita é uma fase metaestável de  $\text{SiO}_2$ . Observações ao MO demonstraram que os antiplásticos carvão, cariapé e cauxi estão bordejados por cristobalita evidenciando a substituição de sílica amorfa pela fase de alta temperatura de  $\text{SiO}_2$  (Figura 1A). A substituição também ocorre nos microvazios do antiplástico cariapé caracterizado com morfologia ligeiramente arredondada em escala submilimétrica (Figura 1A). Ocorre ainda hematita e/ou goethita com baixa ordem-desordem. Mais raramente encontram-se talco e calcita, detectados somente em fragmentos

do sítio Raimundo. As observações ao MO corroboram com a predominância de matriz argilosa, equivalente a metacaulinita, como produto da queima de matéria prima rica em caulinita e quartzo. Nesta matriz micro a criptocristalina de metacaulinita distribuem-se os grãos e fragmentos de quartzo, por vezes feldspatos, antiplásticos diversificados, tais quais cariapé, cauixi, carvão (Figuras 1A, 1B e 1C). Estes antiplásticos são ocasionalmente visíveis a olho nu, nas superfícies externas e internas dos fragmentos. No sítio Quebrada Tacana vênulas e cutãs amarelados a vermelhos de óxi-hidróxido de ferro são frequentes (Figuras 1A e 1C).

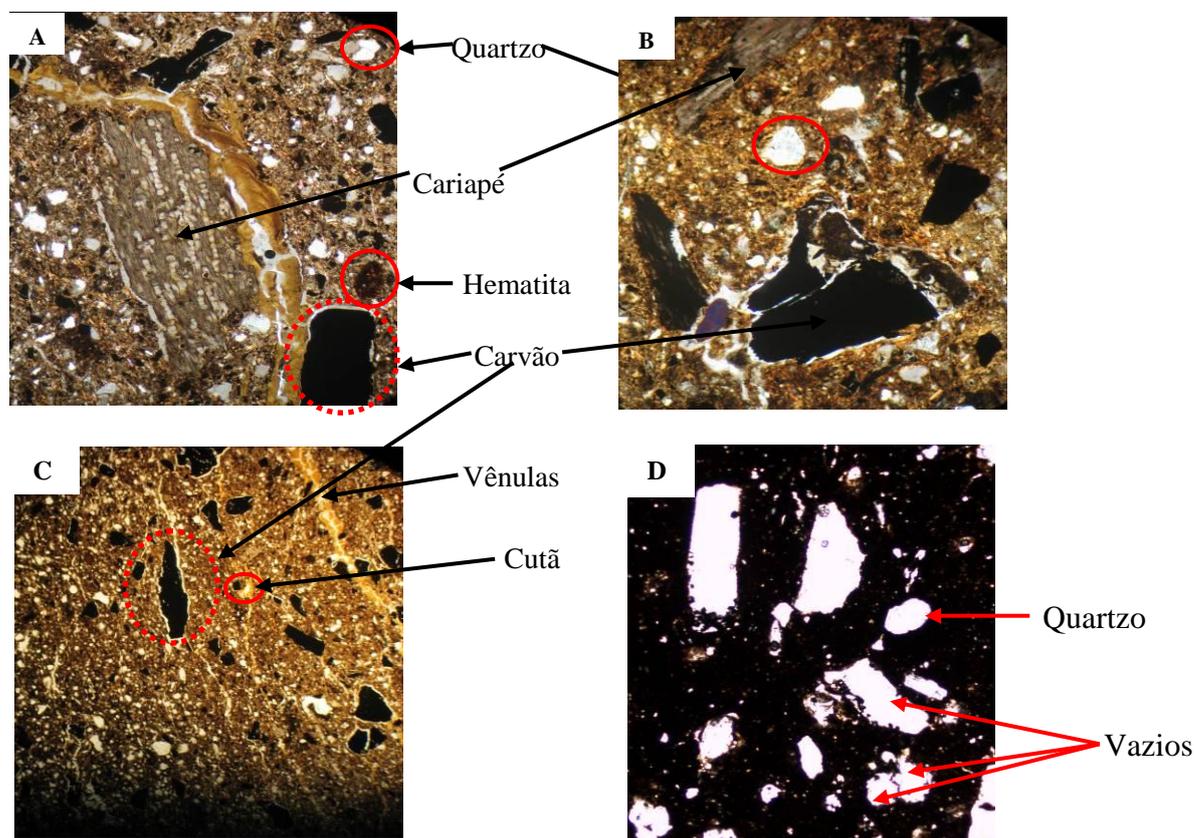


Figura 1 – Fotomicrografias de fragmentos cerâmicos do sítio Quebrada Tacana. A e B) Nicóis cruzados – 10x. C) Nicóis cruzados – 2,5x. D) Barcarena, nicóis cruzados – 10x.

Através dos resultados obtidos por microscopia óptica e imagens por MEV observa-se a diversidade de antiplásticos presentes nos fragmentos cerâmicos. Nos sítios Raimundo e Quebrada Tacana ocorrem com maior frequência cariapé, cauixi e carvão; em Juruti há predominância de cauixi e quartzo, enquanto que em Barcarena 8 a maior frequência ocorre para cariapé e carvão.

Os fragmentos cerâmicos apresentam ainda diferenças entre as porosidades (vazios) o que compromete o grau de coesão da pasta cerâmica. Os fragmentos dos sítios Raimundo e Barcarena 8 apresentaram porosidade elevada e heterogênea com poros de dimensões superior quando comparadas aos fragmentos do sítio Juruti com porosidade acentuada, porém homogênea, enquanto que os fragmentos do sítio Quebrada Tacana apresentam uma matriz com maior grau de compactação. No fragmento do sítio Raimundo que continha conchas na pasta cerâmica observa-se uma porosidade elevada e heterogênea como consequência da presença de carbonato, calcita identificada por DRX e MO (Figura 2), que favorece a formação de gases durante a queima. O mesmo ocorre para os fragmentos do sítio Barcarena 8, em que para este caso, a porosidade tenha como principal agente o excesso de cariapé (material orgânico). Diferentemente, os FC dos sítios Juruti, muito embora contenham grande quantidade de cauixi que apresenta a mesma composição silicosa do cariapé, são desprovidos originalmente de celulose e apresentam uma anatomia favorável à condutividade térmica durante o processo de queima. Os FC do sítio Quebrada Tacana são os que apresentam uma matriz com maior grau de coesão, embora o cariapé

esteja presente, nota-se a abundância de carvão (Figura 1), cuja presença concomitante com o cariapé pode ser relacionada tanto a temperaturas de queima elevadas e/ou a longos ciclos de queima ou ainda que o carvão presente seja produto de uma pré-queima intencional para remoção de compostos orgânicos (celulose) (Costa *et al.* 2009; Pinheiro *et al.* 2007), que poderia comprometer a qualidade de queima, comportamento avesso ao carvão que contribui para diminuição da permeabilidade da pasta cerâmica (Homem 2006, Pinheiro *et al.* 2007).

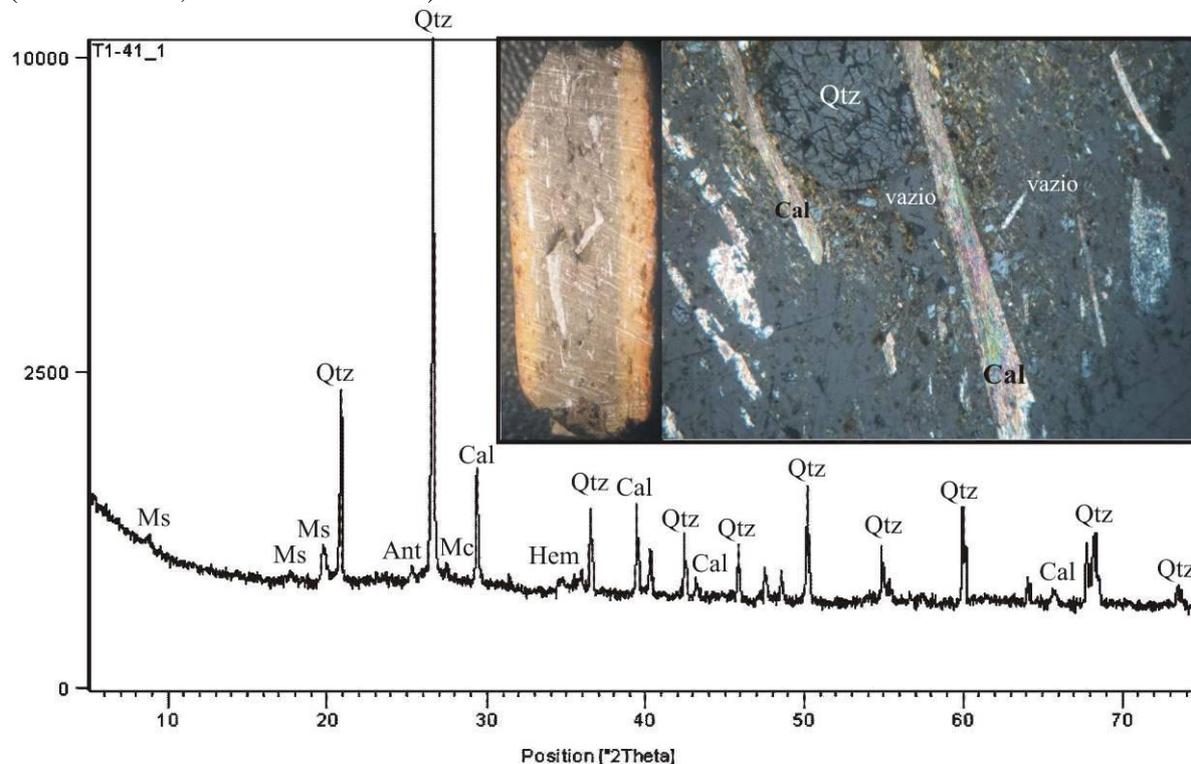


Figura 2 – Minerais identificados por DRX em fragmento do sítio Raimundo: Ms – muscovita, Qtz – quartzo, Ant – anatásio, Mc – microclínio, Cal – calcita, Hem – hematita. Seção transversal da amostra apresentando fragmentos de conchas e micrografia evidenciando calcita e vazios na matriz argilosa, nicóis cruzados, 10x.

## CONCLUSÕES

Embora o material de partida para a confecção dos vasilhames cerâmicos seja comum entre eles, tipicamente argiloso (principalmente caulinita e quartzo), são notórias as divergências quanto ao uso dos antiplásticos e produto final obtido. Seja por opção ou disponibilidade na região, os diferentes antiplásticos utilizados no preparo dos cerâmicos influenciam diretamente sobre o produto obtido após a queima. O cariapé está ausente em fragmentos do sítio Juruti, enquanto cauixi se encontra de forma abundante. Carvão está presente tanto em fragmentos do sítio Quebrada Tacana quanto em Barcarena 8, situados a milhares de quilômetros um do outro, entretanto, o uso comum deste antiplástico não foi determinante para a obtenção de matrizes argilosas semelhantes o que pode remeter a faixas e intervalos de temperaturas distintas. Neste sentido os fragmentos de Barcarena 8 parecem assemelhar-se mais aos fragmentos do sítio Raimundo, apresentando uma matriz porosa e heterogênea, situados na região do domínio do Marajó.

## REFERÊNCIAS

- Coelho S.R.C., Costa M.L., Kern, D.C. 1995. Aspectos texturais, mineralógicos e químicos de fragmentos de cerâmica arqueológica do sítio Manduquinha (Caxiuanã, Portel – PA). In: V CBG, Cong. Bras. Geol. e III CGPLP, Cong. Geol. País. Ling. Port.
- Coelho S.R.C., Costa M.L., Kern D.C. 1996. Mineralogia e composição química dos fragmentos cerâmicos arqueológicos do sítio Manduquinha em Caxiuanã (Portel-PA). In: V SGA, Simp. Geol. Amaz. NO, Anais, p.234-237.
- Costa M.L., Carmo, M.S., Kern D.C. 2004a. Mineralogy and Chemistry of Ceramics from Anthropogenic

Black Earth of Amazon Region. In: M. Pecchio, F.R.D. Andrade, L.Z. D'Agostino, H. Kahn, L.M. Sant'Agostino, M.M.M.L. Tassinari (eds.) Applied Mineralogy and International Council for Applied Mineralogy do Brasil, ICAM-BR, p.: 343-346.

Costa M.L., Kern D.C., Pinto A.H.E., Souza J.R.T. 2004b. The ceramic artifacts in archaeological black earth (terra preta) from lower Amazon region, Brazil: Mineralogy. *Acta Amaz.*, **34**: 165-178.

Costa M., Carmo M., Oliveira, H., Lima, H., Kern, D.C., Goeske, J. 2009. A Mineralogia e Composição Química de Fragmentos de Cerâmicas Arqueológicas em Sítios de Terra Preta de Índio. In: W. G. Teixeira, D. C. Kern, B. E. Madari, H.N. Lima, W. Woods (Org.) *As Terras Pretas de Índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas*. Manaus: EMBRAPA Amazônia Ocidental, p.: 225-241.

Costa, M. L. In Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Congress for Applied Mineralogy (ICAM), Broekmans, M. A. T. M., eds.; Springer Berlin Heidelberg, 2012, ch. 18.

Costa, M. L. In *As Terras Pretas de Índio da Amazônia: Sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas*, Teixeira, W. G.; Kern, D. K.; Madari, B. E.; Lima, H. N.; Woods, W.; Embrapa Amazônia Ocidental Manaus-AM, eds.; 2009, ch. 17.

Costa, M. L.; Rios, G. M.; Silva, M. M. C.; Silva, G. J. S.; Molano-Valdes, U. *Rev. Esc. Minas*, **2011**, 64, 17.

Homem, P.M. 2006. As Cerâmicas arqueológicas e os estudos de proveniências de matérias-primas e transformações tecnológicas: o contributo do estudo textural da fração não-plástica e respectiva distribuição nas pastas. In: *Estudos em homenagem ao Prof.Dr. José Amadeu Coelho Dias / org. Departamento de Ciências e Técnicas de Patrimônio, Departamento de História, Faculdade de Letras da Universidade do Porto*. 2 volumes.

Pinheiro, R.M.; Vieira, C.M.F.; Sanches, R.; Monteiro, S.N. 2007. Caracterização de resíduo de papel. In: *51º Congresso Brasileiro de Cerâmica*.

## Potencial Geoturístico da Ilha de Fortaleza

Jhon Willy Lopes Afonso<sup>1</sup>

Alex Santiago Nina<sup>1</sup>

Daniella Soares Cavalcanti Vieira<sup>1</sup>

Pablo Henrique Costa dos Santos<sup>1</sup>

Raphael Anaissi Castelo Branco<sup>1</sup>

Thiago Andrade de Carvalho<sup>1</sup>

Elem Cristina dos Santos Lopes<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Grupo PET-Geologia- Universidade Federal do Pará, *petgeologia@ufpa.br*

<sup>2</sup>Serviço Geológico Brasileiro (SUREG Belém- CPRM)

### INTRODUÇÃO

Desde o início do século XX registram-se inúmeros trabalhos científicos, tecnológicos e de políticas públicas de geologia aplicada ao planejamento urbano e regional. Eles trazem como princípio básico a observação empírica do meio físico, ressaltando as potencialidades dos terrenos e impondo limites aos empreendimentos humanos. O conhecimento adequado da geodiversidade de uma região subsidia discussões e elaboração de propostas para viabilização de novas potencialidades para a área de estudo (CPRM, 2008; João, 2013).

A Ilha de Fortaleza devido a sua exuberante beleza natural e por apresentar um rico conteúdo paleontológico do Cenozoico Marinho do Brasil, considera-se de relevante importância um estudo detalhado de sua geodiversidade. O objetivo deste trabalho é discutir a adequabilidade e potencialidade no que se refere ao potencial geoturístico e geológico da região, avaliando a implementação de atividades e suas possíveis implicações, tendo em vista alinhar as necessidades do homem no tocante a ocupação e uso do ambiente em equilíbrio com a conservação de patrimônios culturais e geológicos.

### LOCALIZAÇÃO

A Ilha de Fortaleza está localizada no município de São João de Pirabas, nordeste do Estado do Pará, conhecida principalmente por seu expressivo registro do Cenozóico marinho do Brasil, e considerada a seção-tipo da Formação Pirabas. Os seus litotipos incluem calcários de composição diversa, cujo conteúdo fossilífero mais abundante está na litofácies biocalcirudito, distribuída nas localidades Ponta do Castelo e Ponta da Fazenda, separadas entre si por de aproximadamente 3,5 km (Távora *et. al.* 2002).

### METODOLOGIA

A metodologia usada consiste na caracterização e avaliação da Ilha de Fortaleza com respeito ao potencial geoturístico seguindo a proposta de Nascimento *et. al.* (2008). Com base em Brasil (2006) e Juras (2012) são discutidas as questões sobre ordenamento territorial, e para as relações entre patrimônio geológico e patrimônio cultural da comunidade local foram adotados os preceitos de Mantesso Neto (2008) e Liccardo (2012).

### POTENCIAL GEOTURÍSTICO

Segundo Lopes *et. al.* (2011) o geoturismo é um eficaz agente de promoção e popularização das Ciências da Terra, incentivando o desenvolvimento sustentável das comunidades envolvidas por levar a compreensão sobre os fenômenos geológico-geomorfológicos atuantes no local visitado.

Os principais atrativos geoturísticos da Ilha de Fortaleza, ocupada essencialmente por pequenas comunidades pesqueiras, são as expressivas ocorrências de fósseis marinhos nos dois afloramentos rochosos supracitados, localizados à margem leste da mesma, além da praia presente em toda esta porção da ilha. Além disso, nestas localidades ocorre turismo religioso, estando assentados sobre as rochas fossilíferas, monumentos de entidades sagradas no contexto da Umbanda, com destaque para Iemanjá, caboclos diversos (Figura 1). Por conta disso a intensa visitação de turistas traz visíveis impactos ambientais, principalmente o acúmulo de lixo nas areias da praia e afloramentos, inclusive no entorno dos monumentos sagrados. Acredita-se que a falta de esclarecimentos sobre o patrimônio geológico local é a principal causa da não-preservação, assim como da não contemplação dos afloramentos pelos visitantes religiosos ou veranistas.



Figura 1: Monumentos de entidades religiosas assentados sobre os afloramentos da Formação Pirabas.

Os afloramentos da ilha de Fortaleza tem sido alvo de diversas excursões científicas, principalmente por pesquisadores da Universidade Federal do Pará e Museu Paraense Emílio Goeldi, devido representarem o registro mais importante do Cenozóico marinho brasileiro. Considerando que a ilha de Fortaleza possui apenas os dois pontos de afloramentos naturais e praia como áreas com potencial geoturístico, não seria justificável a transformação da área em um geoparque. No entanto, a (geo)conservação poderia vir através da transformação da área em uma reserva extrativista.

O geoturismo é uma importante estratégia de geoconservação do patrimônio geológico, por envolver as comunidades locais através das atividades econômicas sustentáveis, aumentando a oferta de emprego e renda e beneficiando o turista a partir da disponibilização de serviços, produtos e suprimentos. O geoturismo ao mesmo tempo em que oferece ao visitante um aprofundamento sobre as origens do ambiente com base em informações geológicas, constitui igualmente um elemento essencial para incluir pessoas no contexto das discussões e reflexões que tratam do conflito entre homem e meio ambiente (Piranha *et. al.* 2009).

## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Do ponto de vista geoambiental e jurídico, a Ilha de Fortaleza pertence à Zona Costeira, que, de acordo com a Lei Federal nº 7.661/88, e as recomendações de ordenamento territorial deste tipo de espaço geográfico seguem o Decreto Federal nº 5.300/04, 25, permitiu classificar a Ilha de Fortaleza como expresso na Tabela 1.

Tabela 1: Classificação da Ilha de Fortaleza para fins de ordenamento territorial, conforme do Decreto Federal 5.300/04.

Caracterização	Classificação	Diretrizes para intervenção
"exposta não urbanizada: ambiente sujeito à alta energia de ondas, ventos e correntes com baixíssima ocupação, paisagens com alto grau de originalidade natural e baixo potencial de poluição" (Art. 26, Parágrafo III)	"Classe A: trecho da orla marítima com atividades compatíveis com a preservação e conservação das características e funções naturais ..." (Art 27, Parágrafo I)	a) unidades de conservação, em conformidade com o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza - SNUC, predominando as categorias de proteção integral; b) pesquisa científica; c) residencial e comercial local em pequenas vilas ou localidades isoladas; d) turismo e lazer sustentáveis, representados por complexos ecoturísticos isolados em meio a áreas predominantemente nativas; e) residencial e lazer em chácaras ou em parcelamentos ambientalmente planejados, acima de cinco mil metros quadrados; f) rural, representado por sítios, fazendas e demais propriedades agrícolas ou extrativistas; g) militar, com instalações isoladas; h) manejo sustentável de recursos naturais; (Art 28, Parágrafo I).

Dentre as diretrizes para intervenção inseridas na Tabela 1, recomenda-se aquelas que são mais condizentes com as potencialidades da Ilha de Fortaleza: I- pesquisa científica, em especial na área da Paleontologia, uma vez que a região tem sido alvo de importantes estudos nesta área do conhecimento

científico por apresentar um rico conteúdo fossilífero; II- geoturismo e lazer sustentável, reconhecendo que a Ilha de Fortaleza tem sido alvo de atividades importantes, tais como: recreativas, sobre tudo no mês de janeiro, quando a praia é visitada por muitos turistas (informação verbal de moradores locais); religiosas, referentes às estátuas de divindades de religiões afro-brasileiras, que têm recebido muitas visitas de adeptos destas religiões, sobretudo nos dias de Iemanjá; III- manejo sustentável de recursos naturais, o qual devem ser aproveitados, apenas recursos renováveis e em pequena escala, tais como o pescado para fins de subsistência poucos moradores da ilha. Ressalta-se que os calcários da Formação Pirabas não devem ser utilizados como material para produção de cimento, uma vez que estes contêm um rico conteúdo fossilífero cuja importância já foi citada; e IV- unidade de conservação, predominando as categorias de proteção integral. Caso a Ilha de Fortaleza seja destinada à essa finalidade, seu enquadramento deve ser como Parque Nacional, uma vez que esta é a única categoria de unidade de conservação de Proteção Integral que possui função turística-recreativa, além de possibilitar a realização de pesquisas científicas e atividades de educação (Lei Federal nº 9.985/00, Art. 11, §4º).

Não se exclui ainda a possibilidade de projetos que abrangem todas estas potencialidades. À exemplo do que já tem sido desenvolvido em outras regiões do Brasil, propõe-se a fixação de painéis explicativos próximos aos afloramentos da ilha, assim como na orla do município de São João de Pirabas, onde está inserida insere-se politicamente. Os painéis poderiam também mostrar imagens do conteúdo fossilífero associado, suscitando, assim, a curiosidade e, até mesmo, a investigação das rochas para encontrar fósseis.

Com linguagem acessível à população, os painéis teriam grande impacto sobre a visão dos turistas a respeito da ilha, por divulgar a importância daquelas rochas como um singular registro da história evolutiva da Terra.

## REFERÊNCIAS

- BRASIL. 2006. Subsídios para definição da Política Nacional de Ordenamento Territorial - PNOT. Brasília: Ministério da Integração Nacional. 251 P.
- Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM) (Ed.). 2008. Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro. Rio de Janeiro, 278 pp.
- João, W.S.J. 2013. Geodiversidade: adequabilidades/potencialidades e limitações frente ao uso e à ocupação. In: Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM) (ed.). *Geodiversidade do Estado do Pará*. p.: 185-222.
- Juras, I.A.G.M. 2012. Ecossistemas costeiros e marinhos: ameaças e legislação nacional aplicável. Brasília: Consultoria Legislativa. 46p.
- Liccardo, A. 2012. Patrimônio geológico e cultural. Disponível em: <<http://www.geoturismobrasil.com/001%20-%20REVISTA.html>>. Acesso em 02 jul. 2013.
- Mantesso-Neto, V. 2008. Geodiversidade, geoconservação, geoturismo, patrimônio geológico, geoparque: novos conceitos nas geociências do século XXI. VIº Congresso Urugauyo de Geologia. p. 1-6.
- Nascimento M.A; Schbhenhaus, C; Medina, A.I.M. 2008. Patrimônio geológico: turismo sustentável. In: Silva, C.R. (ed). Geodiversidade do Brasil. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). p. 148-162.
- Piranha, J. M; Del Lama E. A; La corte D. 2009. Geotourism and local development: potentialities and risks. In: CARVALHO, C. N. de; Rodrigues, J. New challenges with geotourism. Portugal p. 87-88. Disponível em: <[www.dct.uminho.pt/docentes/pdfs/jb\\_naturtejo4.pdf](http://www.dct.uminho.pt/docentes/pdfs/jb_naturtejo4.pdf)>. Acesso em: janeiro de 2010.
- Távora V.A.; Fernandes, A.C.S.; Ferreira, C.S. 2002. Ilha de Fortaleza-PA: Expressivo registro do Cenozóico marinho do Brasil. Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP); p.: 139-144

## POSSIBILIDADES PARA O GEOTURISMO NA ILHA DE COTIJUBA

João Gabriel P. Huffner  
Sandra Mamede Vieira

Universidade Federal do Pará- UFPA, Instituto de Filosofia e Ciências Humanas – IFCH/Faculdade Geografia e Cartografia,  
pinheirohuffner@yahoo.com.br  
Estudante de Turismo da Escola Superior da Amazônia, sandrahuffner@yahoo.com.br

### INTRODUÇÃO

O município de Belém, capital do Estado Pará é constituído por uma parte continental em forma de península e também por uma área insular composta por 39 ilhas, dentre elas a ilha de Cotijuba (SILVA, 2001).

Quanto a demografia, os dados sobre o número de habitantes na ilha de Cotijuba são confusos e escassos, o IBGE em 1991 contabilizou 637 habitantes, número este contestado pela FNS – Fundação Nacional da Saúde que no mesmo ano contabilizou 1.658 moradores e no ano de 2007 a AMICIA- Associação dos Moradores da Ilha de Cotijuba e Ilhas Adjacentes divulgou um contingente de 4.000 habitantes. Hoje segundo dados não oficiais provenientes da Agência Administrativa do Outeiro – DAOUT, Cotijuba conta com um número de aproximadamente 9.000 habitantes fixos, sendo que nos períodos de férias escolares e feriados a ilha chega a receber cerca de 20.000 visitantes por fim de semana (BELÉMTUR, 2008).

A ilha se encontra sob jurisdição do Distrito Administrativo do Outeiro – DAOUT, e através de lei municipal foi instituída como área de proteção ambiental – APA no ano de 1990. Segundo Porto (2006, p.16) “a Ilha de Cotijuba é classificada como Área de Relevante Interesse Ecológico (ARIE) - Unidade de Conservação Ambiental de Uso Sustentável”, justamente por sua riqueza natural singular.

Todos os elementos naturais e ecológicos de Cotijuba se constituem como seus principais atrativos turísticos, entre eles as praias, a fauna e sua flora. No entanto, este texto discute a Geodiversidade da ilha e seus elementos como subsídios geológicos na forma possíveis atrativos para a inserção do Geoturismo como um novo vetor de desenvolvimento local e aproveitamento racional dos recursos naturais.

### METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos adotados partiram da pesquisa bibliográfica sobre a ilha de Cotijuba, sua história, ocupação humana e recursos naturais, a qual compreendeu a análise de documentos, pesquisas diversas, estudos e relatórios de instituições públicas e privadas (SEMA, IMAZON, UFPA, UFRA). Posteriormente, procedeu-se a atividade de campo, baseada no reconhecimento da ilha, registro fotográfico de paisagens e elementos pertencentes à Geodiversidade local. Para análise dos dados, discutiu-se o Geoturismo como um novo segmento capaz de ampliar o conhecimento sobre a formação natural da região e proporcionalmente ampliar as possibilidades de preservação ambiental da ilha, assim como fomentar o turismo sustentável junto à população local, levando em consideração a potencialidade observada.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### Caracterização da área

Cotijuba faz parte do estuário Amazônico, limita-se ao norte pela baía de Marajó; ao Sul pelo furo do Mamão, que a separa das ilhas de Jutuba e Paquetá; à Leste pela ilha de Tatuoca e a oeste pelo canal de Cotijuba estando a uma distância de 9Km do distrito de Icoaraci e a 33 Km em linha reta do centro de Belém. Seu território se estende por uma área de aproximadamente 60 Km<sup>2</sup> e uma costa de 15 K de praias de água doce (MARTINS, 2003).

Duas teorias explicam o surgimento da ilha. A primeira diz que Cotijuba nasceu do processo de separação do continente após a Transgressão Marinha Flandriana e, a segunda fundamenta-se na hipótese de deposição sedimentar (PORTO, 2007).

O acesso à Ilha é por via fluvial, sendo percurso feito em aproximadamente 40 minutos, partindo de Belém (Distrito de Icoaraci). O transporte fluvial é realizado através de uma linha regular implantada pela Prefeitura Municipal de Belém em 1994, e pela ABIC – Associação dos Barqueiros da Ilha de Cotijuba (SILVA, 2001).

## **Características geoambientais**

### **a) Clima**

O clima de Cotijuba é comum da Amazônia equatorial (super-úmido), com a temperatura média anual de 27,9°, variando entre 22,3° e 31,8°.

### **b) Vegetação**

A Ilha de Cotijuba possui uma cobertura vegetal peculiar à região litorânea amazônica, porém bastante modificada em virtude dos processos de ocupação humana que alterou sua floresta nativa. Sua vegetação segundo Pingarilho (2000) é composta por mata secundária e caracterizada como revestimento florestal tropical úmida com destaque às espécies palmáceas (palmeiras), açazeiro (*Euterpe oleraceae*) e a bacaba (*Oenocarpus bacaba*). Segundo a FUNBOSQUE (1998, p. 7), são comuns na ilha os seguintes tipos de vegetação; Floresta de terra firme alterada, Capoeira em formação, Campina, Igapó, Várzea e Vegetação arenícola.

### **d) Solo**

Quanto à sua geomorfologia, Cotijuba esta firmada sob um substrato geológico formado por aluviões, sua camada de solo é constituída por depósitos de sedimentos arenosos e argilosos apresentando constituição semelhante à de terra firme continental, sendo seu solo caracterizado como várzea praiana (CRUZ, 1996). A Ilha está dividida em três tipos de terrenos - os não inundáveis, os inundáveis e os constantemente inundados. Segundo Porto (2006), os solos desenvolvidos em terrenos não inundáveis são: Latossolo amarelo de textura média e areias quartzonas vermelhas e amarelas; já os desenvolvidos em terrenos inundáveis são podizol hidromórficos e glei pouco húmico. Os solos desenvolvidos em terrenos constantemente inundados são solos orgânicos e meio orgânicos (igapó).

### **e) Recursos hídricos**

A Ilha possui acidentes hídricos como igarapés e lagos, sendo que o somatório das áreas dos lagos alcança 121,68 ha. No lado noroeste, que está voltado para a baía do Marajó, estão as praias, 12 no total, sendo que as mais frequentadas são: praia do Farol, da Saudade e Vai quem quer, esta última apresentando ocorrência de falésias que atingem aproximadamente 15m a partir do nível das águas. O principal curso fluvial do interior da ilha é o Igarapé do Piri, localizado no setor sudeste. Servindo para escoamento da produção agrícola e extrativista em direção a Icoaraci.

Outras ocorrências de águas retidas constituem em lagos, situadas na porção nordeste do território, entre o Furo do Mamão e a Rua Magalhães Barata. Segundo informações de moradores da ilha, existem vários cursos d'água cujas nascentes ainda são desconhecidas, como as dos igarapés: Pirí, Piriáçú, Genipaúba, Genipaubinha e o da Flexeira, (MONTEIRO *et al*, 2004).

## **Recursos e Possibilidades para o geoturismo na Ilha de Cotijuba**

A apreciação da natureza é uma prática antiga que evolui junto à humanidade, desde que temos registros escritos, podendo assim encontrar menções ao meio natural que vão além da visão utilitária. Porém, é necessário ampliar a divulgação dos vínculos entre as belezas naturais e conceitos geológicos (NOMOURA, 1994).

Nesse sentido, entende-se o Geoturismo, como o tipo de turismo que vai além da fruição visual, onde o turista recebe informações sobre a base geológica do que ele esta vendo (MANTESSO NETO, 2007). Ruchkys (2007) define Geoturismo como um segmento do turismo que tem no patrimônio geológico o seu principal atrativo, buscando a sua conservação, juntamente à sensibilização do turista por meio de sua interpretação.

No caso de Cotijuba, percebe-se que a ilha não possui grandes e singulares formações geomorfológicas, porém, os aspectos paisagísticos locais, integradamente podem ser interpretados, tendo-se o entendimento da complexidade que envolve os diversos elementos que os compõem (NOMOURA, 1994). Portanto, o geoturismo pode servir tanto à ampliação e introdução do conhecimento das geociências ao público leigo, quanto na promoção do turismo sustentável em Cotijuba, tendo em vista a dinâmica de degradação ambiental em decurso, potencializada pela falta de planejamento turístico e medidas de

controle de uso dos atrativos<sup>1</sup>. Ou seja, turismo e geociências podem coexistir para ajudar na educação, na preservação e no desenvolvimento econômico local.

Pode-se notar então, a possibilidade de constituir roteiros de visitação perpassando algumas paisagens e pontos específicos de grande apelo turístico e de observação científica, como exemplificam as figuras a seguir.



**Figura 1:** Falésias na Ilha de Cotijuba



**Figura 2:** Praia da Flexeira



**Figura 3:** formações rochosas na praia do Vai quem quer



**Figura 4:** Área de restinga na praia da saudade

Portanto, o geoturismo em Cotijuba, seria um novo segmento com um novo conceito, diferentemente de outras regiões do mundo onde já vem se desenvolvendo, pois, tem potencial para atrelar o desenvolvimento turístico junto ao aprendizado sobre a região amazônica e sua formação geológica, com a possibilidade de envolver a comunidade local e gerar benefícios socioambientais diversos.

## CONCLUSÕES

Portanto, conclui-se com este estudo a possibilidade de aproveitamento das paisagens geomorfológicas da ilha Cotijuba para o desenvolvimento do Geoturismo. É claro que para tal, recomenda-se uma etapa de planejamento com profissionais multidisciplinares, atuando integradamente na elaboração de formas adequadas para o uso sustentável dos recursos locais.

Pois, entende-se o geoturismo como uma dimensão do turismo sustentável, o qual possui um cunho voltado à educação ambiental e respeito às comunidades locais. De tal forma o geoturismo, se planejado em Cotijuba, viabilizaria novos roteiros e formas de compreensão da paisagem local.

## REFERÊNCIAS

BELEMTUR, 2008. Coordenadoria Municipal De Turismo, Inventário Turístico E Ecológico da Ilha de Cotijuba.

<sup>1</sup> Ver Huffner (2012) Análise dos Impactos Ambientais da Expansão Urbana na Ilha de Cotijuba, Belém-Pa. Caminhos de Geografia (UFU), v. 13, p. 286-298.

- Cruz, S. H. R. 1996. Turismo na Ilha de Cotijuba sob a percepção de seus residentes. Turismo em análise, São Paulo, v. 7, n. 1, p. 79-92.
- Mantesso-Neto, V. Geoturismo, um novo segmento do turismo no Brasil. Revista Global Tourism, v. 3, p. 1-24, 2007.
- Martins, A. K. A. 2003 A Ruralidade da ilha de Cotijuba: Um olhar etnográfico. Revista Lato & Sensus, Belém, v. 4, n. 1, p. 3-5, out.
- Monteiro, D. C.; Almeida, S. C. S.; Pereira, S. L. 2004. Caracterização e proposta de coleta dos resíduos sólidos da ilha de Cotijuba-Pa: 2004. Trabalho de Conclusão de Curso (Engenharia Sanitária) - Centro Tecnológico da Universidade Federal do Pará, UFPa, Belém.
- Nomura, R. 1994. Característica Geomorfológica da Alta Bacia do rio Corumbataí. UNESP – IGCE Departamento de Planejamento Regional, Projeto de Iniciação Científica. Rio Claro/SP.
- Ruchkys, U. A. 2007. Patrimônio Geológico e Geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Potencial para a criação de um Geoparque da UNESCO. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG, Belo Horizonte, Tese de Doutorado.
- Silva, I. D. 2001. Massificação do Lazer em Áreas Naturais Amazônicas e suas Repercussões Ambientais: o caso da Ilha do Cotijuba, em Belém-PA. Dissertação apresentada ao programa de Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal do Ceará- UFC.

## ESTUDOS PRELIMINARES DE ARGILAS UTILIZADAS NOS POLOS CERÂMICOS DE MARABÁ E ELDORADO DOS CARAJÁS, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ

José Guilherme F. de Oliveira

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, jose.oliveira@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho faz parte de um projeto desenvolvido pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, através da Superintendência Regional de Belém, vinculado à Diretoria de Geologia e Recursos Minerais-DGM e à Divisão de Minerais e Rochas Industriais-DIMINI. Tem por objetivo estudar os materiais de emprego imediato na construção civil (argilas, areias, seixos e brita) e seus depósitos, localizados nas regiões de Marabá e Eldorado dos Carajás, suas características químicas, físico-químicas, mineralógicas e a sua importância na cadeia produtiva dentro do contexto socioeconômico regional. Neste trabalho serão apresentados somente alguns resultados preliminares referentes às argilas de uso na fabricação de tijolos e telhas (cerâmica vermelha).

Os municípios de Marabá, Eldorado dos Carajás, Curionópolis, Parauapebas e Canaã dos Carajás, localizados no sudeste do Estado do Pará, desenvolveram-se substancialmente após a implantação da mineração do ferro, manganês, cobre e ouro (Província Mineral do Carajás) nas décadas de 80/90, e após a verticalização da cadeia produtiva do ferro a partir da década de 90 com a implantação do polo siderúrgico de Marabá. *Pari passu* ao crescimento socioeconômico da região, foram sendo implantadas ao longo do tempo inúmeras indústrias de cerâmica vermelha, visando suprir a demanda de materiais de uso na construção civil, principalmente tijolos e telhas, resultando com isso na criação dos polos cerâmicos de Marabá e Eldorado dos Carajás. Atualmente 30 indústrias produzem em torno de 20.000.000 peças cerâmicas/mês que contribuem de maneira significativa na cadeia produtiva da construção civil regional, assim como na geração direta de cerca 800 empregos.

### METODOLOGIA

Os ensaios e análises de caracterização químico-mineralógica das argilas permitem compreender suas propriedades e auxiliar no diagnóstico de aplicação das mesmas. Para cumprir este objetivo foram realizados ensaios preliminares de cerâmica vermelha em doze amostras de argilas aluvionares, duas de filito e uma de mistura (filito+argila). Somente os ensaios e análises de argilas serão tratadas neste trabalho. As amostras foram coletadas em depósitos aluvionares e em esteiras de processo de beneficiamento após a passagem do insumo pelo misturador. Foram submetidas a preparação preliminar de secagem e desagregação e aos seguintes ensaios de caracterização: Análise Quantitativa por Fluorescência de Raio X (determinação dos teores dos óxidos SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), Análise Térmica Diferencial-ATD e Análise de Difração de Raio X (5 amostras).

### DEPÓSITOS DE ARGILAS

No polo cerâmico de Marabá as argilas são extraídas predominantemente de depósitos aluvionares associados às planícies do Rio Itacaiúnas, e secundariamente, às planícies do Rio Tocantins, enquanto em Eldorado do Carajás, os depósitos estão relacionados à planície do Rio Vermelho e secundariamente à planície da grota Verde. Estes sedimentos são de idade quaternária e estão assentados sobre um substrato metassedimentar constituído por filitos, ardósias e xistos, pertencentes à Formação Couto Magalhães, de idade neoproterozoica (Cinturão Araguaia).

Foram realizados nove furos de trado mecanizado cuja descrição demonstrou que os sedimentos se caracterizam pela presença predominante de argilas siltosas, com matéria orgânica disseminada e intercaladas com areias. Porções enriquecidas de areia e/ou cascalho eventualmente presentes nestes depósitos constituem fatores impeditivos da lavra da argila.



Figura 1: Cavas de cerâmicas do Distrito Cidade Nova-Marabá (1), na margem do Rio Itacaiúnas.



Figura 2: Cavas de olarias (1) e cerâmicas (2 e 3) de Eldorado dos Carajás, na planície do Rio Vermelho.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Análise de Difração de Raio X (DRX)

Inicialmente, duas amostras (DDZ 743 e DDZ 744) de argila foram submetidas à Difração de Raio X no laboratório do IG/UFPA e revelaram (figura 3) padrões difratométricos semelhantes. A sílica livre (quartzo) indicada em vermelho e o argilomineral caulinita (em azul) são os minerais dominantes. A mica muscovita (em verde) aparece em menor proporção. Ocorrem traços de goethita, que deve ser mais abundante na amostra DDZ-743 (maior teor de Fe), em função do *background* mais elevado do difratograma desta amostra (efeito de fluorescência). Picos de pequena intensidade podem estar associados à turmalina.

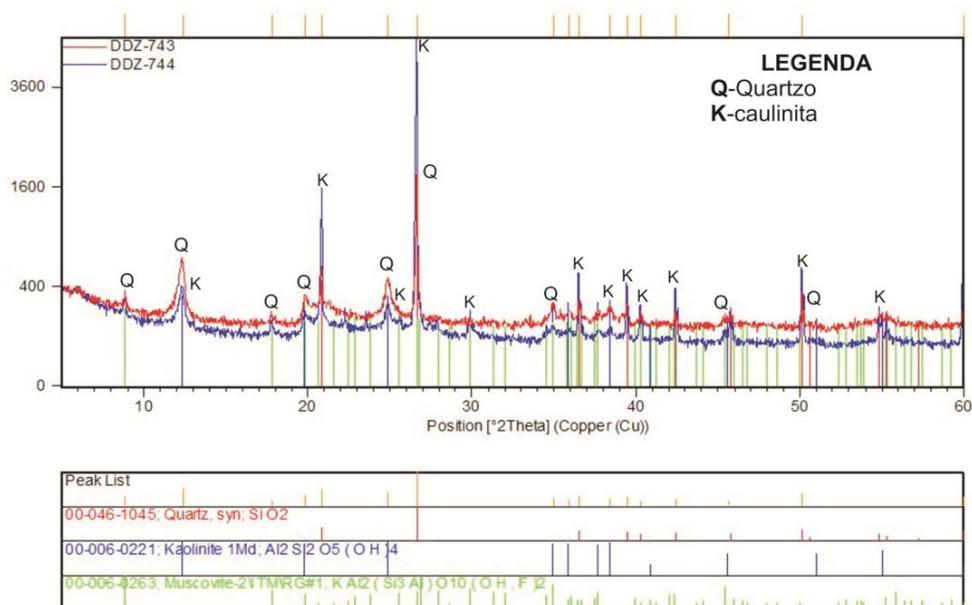


Figura 3-Difratogramas de duas amostras de argilas utilizadas em cerâmica vermelha de Marabá

### Análise Quantitativa por Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX)

Consistiram em determinação dos percentuais de óxidos presentes e os valores de perda ao fogo das amostras. Os resultados obtidos levaram as seguintes conclusões:

- Os teores de SiO<sub>2</sub> situam-se entre 52,53 a 76,72% evidencia a soma da sílica livre (material arenoso, isto é, quartzo), associado ao argilomineral (caulinita) e de SiO<sub>2</sub> da caulinita cuja fórmula química é Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub>;

- Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  situaram-se entre 12,85 a 25,19% e revelam que os mesmos estão abaixo dos teores do referido óxido na caulinita, cujo valor teórico é igual a 39,5% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , confirmando no balanço de massa a presença deste argilomineral associado com sílica livre (quartzo) e outros minerais;
- Os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  acusaram valores entre 2,93 a 9,67% e são responsáveis pela coloração avermelhada observada na queima dos corpos de prova. A presença deste óxido influencia na redução da plasticidade e pode também diminuir a retração e facilitar a secagem;
- Os teores de  $\text{TiO}_2$  nas duas amostras são pouco expressivos variando entre 1,03 e 0,85. A presença deste óxido no sedimento argiloso via-de-regra desvia a cor do corpo de prova para um tom alaranjado. Como os corpos de prova das amostras apresentam cor vermelha isto indica a pouca influência deste óxido na cor da cerâmica;
- Os óxidos  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  são fundentes e conferem resistência mecânica quando sinterizados entre  $950^\circ$  e  $1000^\circ$  C. Nas amostras analisadas os teores são considerados baixos e não influenciaram na temperatura de transformações de fase;
- A Perda ao Fogo (PF) indica em percentagem uma diminuição da massa de material devido a produção de gás e vapor durante o aquecimento (retirada de água e da hidroxila da caulinita). Nas doze amostras analisadas a Perda de Fogo são muito próximas (11,11% e 11,52%), indicando a mesma perda de massa.

### Análise Térmica Diferencial-ATD

A Figura 4 mostra as curvas de ATD de seis amostras, sendo quatro de argila, uma de filito e uma mistura argila+filito de Marabá, enquanto a figura 5 representa as curvas de ATD de oito amostras de argilas de Eldorado dos Carajás. Todas as amostras mostram um pico endotérmico em torno de  $100^\circ$  a  $150^\circ$  C que está relacionado à eliminação de água de umidade do sedimento. Em seguida, observa-se em todas as amostras um segundo pico endotérmico no intervalo próximo de  $600^\circ$  C, quando ocorre a perda de hidroxila da caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ). Uma reação por volta de  $950^\circ$ - $1000^\circ$  C indica um pico exotérmico que corresponde à formação de novas fases a partir da decomposição da metacaulinita. Os padrões observados são característicos de sedimentos aluvionares constituídos por argilas caulíníticas e quartzo.

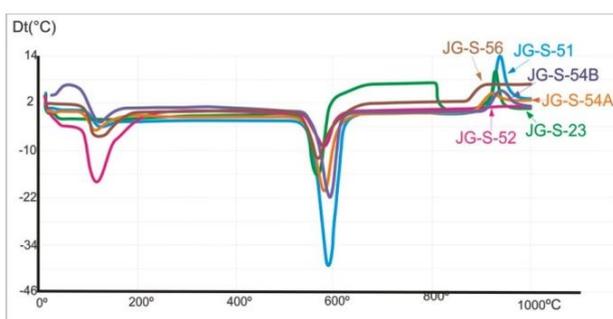


Figura 4: Termograma da Análise Térmica Diferencial de Argilas de Marabá.

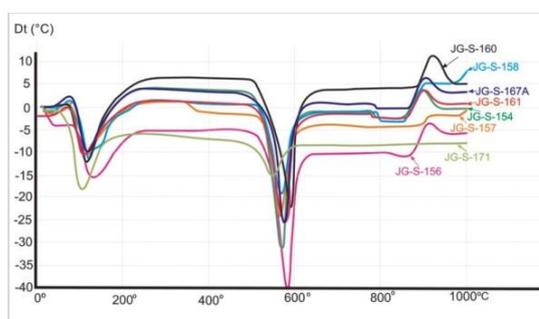


Figura 5: Termograma da Análise Térmica Diferencial de Argilas de Eldorado dos Carajás.

### CONCLUSÕES

As análises de DRX demonstraram que os sedimentos argilosos utilizados na cerâmica vermelha de Marabá e Eldorado dos Carajás são constituídos predominantemente por caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) e quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). A ATD indicou um comportamento muito similar para as argilas destas duas localidades. As curvas endotérmicas próximas de  $150^\circ$  C indicam perda de umidade e substâncias voláteis, enquanto a próxima de  $600^\circ$  C mostram a perda de hidroxila da caulinita. À temperatura acima de  $950^\circ$  C o material forma novas fases e as curvas tornam-se mais irregulares. O uso destas argilas como insumo na cerâmica vermelha é justificada pelas suas propriedades que são compatíveis com outras argilas aplicadas na fabricação de blocos estruturais e de vedação (tijolos) e telhas usadas na construção civil.

## ROTEIROS GEOTURÍSTICOS: LEVANTAMENTO DAS TRILHAS NA SERRA DO TEPEQUÉM -RR

Luciana Diniz Cunha <sup>1</sup>, Luiza Câmara Beserra Neta <sup>2</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2</sup>

<sup>1</sup> luiza@dgr.ufr.br Mestre em Geografia - UFRR – lu\_igeo@yahoo.com.br

<sup>2</sup> Professora Dr<sup>a</sup> do Depto. de Geografia - UFRR –

<sup>3</sup> Professor Dr. do Depto. de Geologia - UFRR – stelio@dgl.ufr.br

### INTRODUÇÃO

O norte do Estado de Roraima é constituído por uma riqueza paisagística única, que consiste em peculiaridades vinculadas aos testemunhos da história geológica, bem como pelo realce geomorfológico de morros, montanhas e colinas que quebram a monotonia de extensas áreas aplainadas.

Na referida região, precisamente no Município de Amajari, destaca-se a serra do Tepequém, objeto de estudo desta pesquisa, que teve como objetivo identificar as feições geoturísticas, com destaque nos aspectos geológicos e geomorfológicos a fim de estabelecer percursos pedestres por meio de mapeamento e caracterização das trilhas com acesso para os pontos geoturísticos visando a utilidade para o público visitante.

Atualmente a serra do Tepequém, atrai uma gama de visitantes em busca de atividades turísticas devido as suas características fisiográficas, a exemplo das feições geológicas-geomorfológicas (morros, mirantes, cavernas e cachoeiras), além do agradável clima local em decorrência da altitude que chega a atingir 1100 m.

Segundo Guerra e Marçal, (2006, p. 42) “o turismo é uma atividade que pode estar intimamente relacionada com o meio físico, em especial aquele que está vinculado á exploração das belezas naturais de uma determinada área, o turismo de aventura, o turismo ecológico, entre outros”.

Conforme Liccardo, Piekarz e Salamuni (2009), o turismo moderno tornou-se mais exigente com o produto, cobrando qualidade, conteúdo e consciência ambiental (...) a necessidade de informações e o contato com o meio ambiente passaram a ser fatores importantes na escolha dos destinos turísticos.

Portanto, o roteiro de percursos de trilhas geoturísticas poderá contribuir para acessibilidade do turista para com a diversidade paisagística da serra do Tepequém e contribuir na disseminação de conhecimento a respeito da mesma, bem como da importância no reconhecimento sobre os aspectos geológicos e geomorfológicos.

### MATERIAIS E MÉTODOS

a) Levantamento bibliográfico, cartográfico e de sensores remotos: Este momento consistiu em levantamento de informações pertinentes a trabalhos realizados anteriormente sobre a serra do Tepequém e a temática geoturística. Com relação aos dados cartográficos e de sensoriamento remoto foram utilizados a carta plani-altimétrica de escala 1:100.000 (IBGE, 1983) e imagens do SAR SIPAM (resolução 6x6), ano 2007 e CEBERS (20x20), órbita 197 6 ano 2007.

b) Trabalho de campo: proporcionou a obtenção dos dados físicos (geológicos e geomorfológicos), os quais foram registrados com o auxílio da máquina fotográfica Sony 12.1mega pix com detalhe dos pontos considerados geoturísticos ao longo dos percursos, bem como utilização de GPS Garmin Entrex, na aquisição de pontos de controle (coordenadas UTM) das trilhas para elaboração do mapa de trilhas geoturísticas.

c) Trabalho em gabinete: Inicialmente foram analisados os dados obtidos anteriormente em campo. No programa de sistema de informação geográfica - SIG Arc gis 10, a imagem de RADAR SAR/SIPAM foi integrada digitalmente com a imagem óptica do satélite CEBERS 2B/CCD, através da fusão de imagem pela multiplicação dos pixels. Foi utilizada a polarização VV, a qual teve seus pixels multiplicados com cada banda multiespectral do sensor CCD, a fim de produzir um produto integrado digitalmente, utilizando cálculos matemáticos, que promoveu boa qualidade visual. Posteriormente, as trilhas foram plotadas e vetorizadas e por fim foi elaborado o layout. As informações agrupadas neste produto foram utilizadas como uma proposta de percursos de roteiros geoturísticos.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Roteiros geoturísticos: levantamento das trilhas

A serra do Tepequém dispõe de trilhas que outrora foram caminhos utilizados na época do garimpo. Atualmente essas trilhas são utilizadas na atividade turística, sem que haja um planejamento adequado para o uso que busque minimizar os impactos negativos e sem o aproveitamento de conhecimento científico (geológico-geomorfológico, histórico e cultural) que possa ser ofertado para o visitante devido a insuficiência de informações acessíveis sobre o local visitado.

Os percursos geoturísticos aqui apresentados descrevem as características de maior relevância das trilhas que estão relacionadas a sua fisiografia. As trilhas devidamente mapeadas conduzem aos principais pontos geoturísticos identificados na serra do Tepequém, ao percorrê-las percebe-se a existência de variedades paisagísticas. As vias como a RR 203 e as estradas na serra do Tepequém facilitam o acesso até as trilhas podendo em alguns casos fazerem até parte das mesmas.

- Funil: evidencia-se que a trilha é indicada para visitantes de razoável condicionamento físico, a própria possui características ideais para observação e interpretação dentro do véis geoturístico constituinte do ambiente natural sobre: processos erosivos, solos, afloramentos rochosos (trecho pedregoso), geomorfologia fluvial, entre outros.
- Barata: além da recreação esta trilha é ideal para a realização de estudos geológicos-geomorfológicos, indicada também como recurso educativo ambiental e para quem busca o turismo de aventura poderá prosseguir a trilha além da extensão aqui apresentada.
- Paiva: os atrativos geoturísticos visitados são considerados de grande visitação, com objetivo de recreação e apreciação paisagística. Sugere-se que no percurso da trilha, podem ser observados processos erosivos, afloramentos rochosos e condicionamento geológico do relevo (mirante).
- Preto: do local, aprecia-se a paisagem onde se observa parte do conjunto de morros e colinas que bordejam a serra do Tepequém, sendo ideal para a realização de estudos: ambientais, geológicos-geomorfológicos, histórico, cultural e espeleológico (gruta do Preto).
- Cabo Sobral: a trilha possibilita a aquisição de conhecimento sobre o ambiente geomorfológico fluvial, geológico, turístico, histórico e cultural, tendo em vista a diversidade fisiográficas ao longo do percurso.
- Encosta sudeste: o percurso pode ser direcionado para visitantes com bom condicionamento físico, que buscam a prática da caminhada considerada de difícil acesso e conhecimento sobre a realidade deste local rico em feições geológicas e geomorfológicas.
- Morro do Entorno: a trilha favorece a realização de estudos interpretativos sobre os aspectos geológicos-geomorfológicos (condicionamento do relevo, processos erosivos e feições erosivas), bem como atuação turismo de aventura (caminhada) por ser de alto grau de dificuldade e para a aquisição de conhecimento histórico-cultural.
- Morro da antena: a trilha é ideal para apreciação paisagística interpretativa onde se percebe a vila e parte dos aluviões do igarapé Paiva e a vertente íngreme da encosta sudeste. A observação de diferentes morfologias do relevo permite que o visitante compreenda que se trata de diferentes compartimentos geomorfológicos.

### CONCLUSÃO

As características das trilhas mapeadas na serra do Tepequém demonstram alta potencialidade para a prática do geoturismo por apresentar aspectos geológicos-geomorfológicos, bem como para a promoção da importância de sua preservação e uso.

Assim, o mapa com a distribuição geográfica das trilhas constitui-se em um produto de boa qualidade visual, que contribui como fonte de pesquisa, orientação e estímulo aos visitantes que buscam aprender sobre a paisagem contemplada proporcionando o entendimento do local visitado.

### REFERÊNCIAS

Guerra, A. J. T.; Marçal, M. S. Geomorfologia Ambiental. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 189 p.  
Liccardo, A.; Piekars, G.; Salamuni, E. Geoturismo em Curitiba. Curitiba – PR: MINEROPAR, 2009, 122p.

## ESTUDO DA PAISAGEM EM PATRIMÔNIOS ESPELEOLÓGICOS: CONSIDERAÇÕES SOBRE O CARSTE NÃO-CARBONÁTICO DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA ALTAMIRA-ITAITUBA (PA)

Luciana Martins Freire<sup>1</sup>, Joselito Santiago de Lima<sup>2</sup>, Edson Vicente da Silva<sup>3</sup>, César Ulisses Vieira Veríssimo<sup>4</sup>,  
Roberto Vizeu Lima Pinheiro<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Pará - UFPA, Altamira – PA, Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente – PRODEMA, UFC,

<sup>2</sup>Especialização em Gestão de Sistemas Agroflorestais Amazônicos, UFPA, Altamira – PA

<sup>3</sup>Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza – CE

<sup>4</sup>Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza – CE

<sup>5</sup>Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém – PA

### INTRODUÇÃO

A região amazônica constitui um conjunto único de feições geológico-geomorfológicas, resultantes da interação sistêmica entre elementos da natureza que moldam uma paisagem destacada por terras baixas florestadas, de escala subcontinental superior a dois milhões de quilômetros quadrados (AB'SÁBER, 2003). A grande Sinéclise Amazônica resultou de prolongados processos de sedimentação iniciados no paleozoico, da qual a Bacia do Amazonas estende-se por uma área de aproximadamente quinhentos mil quilômetros quadrados. Esta bacia sedimentar foi formada por sucessivas transgressões marinhas epicontinentais sobre o Cráton Amazônico, e exibe discordâncias erosivas e hiatos de sedimentação, entre o Neo-ordoviciano e o Neoperminiano, intercalados por soerguimentos vinculados às orogenias relacionadas a abertura do Atlântico Equatorial e à separação das placas Africana, Norte-Americana e Sul-Americana durante o Cretáceo e o Paleoceno (VASQUES & ROSA-COSTA, 2008).

Inseridos no contexto geológico da bacia do Amazonas são identificadas unidades de sistemas ambientais diferenciados pela complexidade de interações dos seus recursos naturais, tais como a presença de unidades espeleológicas. São áreas que apresentam cavidades naturais subterrâneas, mais comumente designadas como cavernas, das quais fazem parte de um conjunto paisagístico denominado Província Espeleológica, pertencente a uma mesma formação geológica, composta por rochas susceptíveis aos processos cársticos, os quais desenvolve um agrupamento de cavernas. (KARMANN & SÁNCHEZ, 1979; SUGUIO, 2010). Apesar de o termo carste ser originalmente adotado para rochas carbonáticas, são reconhecidas também cavernas bem desenvolvidas em rochas onde a solubilidade não é o processo de formação preponderante, tais como arenitos, quartzitos, gnaisses, micaxistos, basaltos e rochas vulcânicas alcalinas, indicando uma nova abordagem da Geomorfologia Cárstica. A pesquisa apresenta a Província Espeleológica Altamira-Itaituba, localizada no Estado do Pará, que se define pelo conjunto de cavidades subterrâneas naturais com diferentes feições endogenéticas, em sua maioria formada pelo processo de arenitização. Dessa forma, uma das propostas desta pesquisa trata-se de ampliar e aprofundar os estudos sobre carste em rochas não carbonáticas, contribuindo para os estudos espeleológicos no Brasil. A Província situa-se na faixa de contato dos domínios geológicos da Bacia Sedimentar do Amazonas e do Embasamento Cristalino do Complexo Xingu (Fig. 01). Sendo assim, ocorre na borda sul da bacia sedimentar e, por esse motivo, as cavidades desenvolvem-se nas encostas abruptas das feições escarpadas pela ação da erosão resultante do recuo paralelo das vertentes de cuesta.

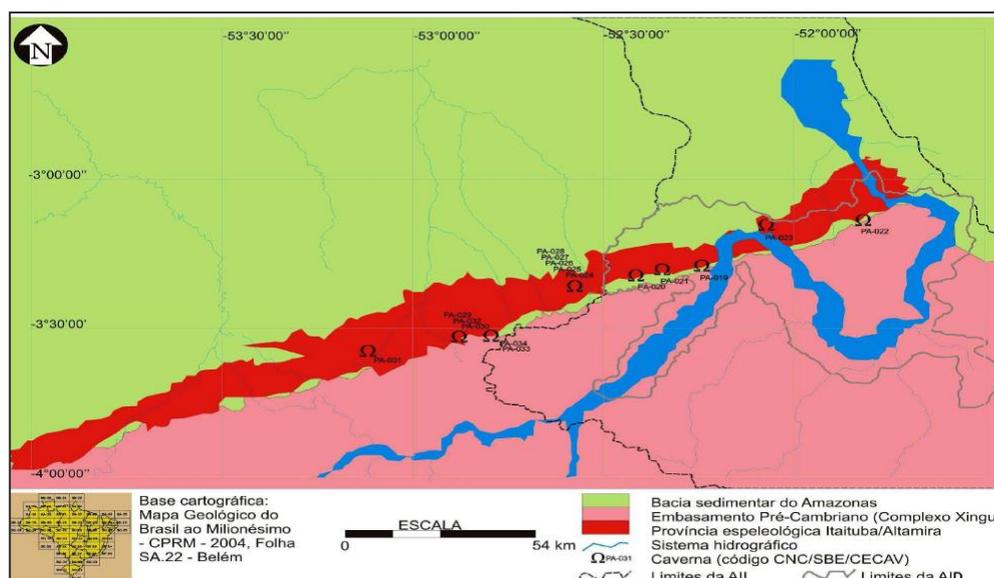


Figura 01: Província Espeleológica Altamira-Itaituba

## MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente, em gabinete, fez-se o estudo do referencial teórico sobre o tema, com a discussão sobre a paisagem da região, espeleologia e relevo cárstico. Em seguida, o levantamento histórico das formas naturais das paisagens, dos modos de uso e ocupação da terra, o exame e a análise de material bibliográfico e cartográfico produzido por instituições oficiais. Organizado todo o material adquirido em gabinete, a viagem às paisagens cársticas contidas na Província Espeleológica Altamira-Itaituba, chegou-se a caracterização e à avaliação do meio ambiente, abordando os seguintes aspectos: o contexto geomorfológico de formação; a caracterização das formas de relevo; classificação da morfologia e estruturas espeleogenéticas; as formas de uso e ocupação do solo; as condições de acesso; a qualidade ambiental; e a fragilidade e vulnerabilidade ambiental. Houve, também, entrevistas à população local, a órgãos e a instituições públicas governamentais.

Com o acompanhamento de cartas e mapas já produzidos sobre a região estudada (CPRM; CECAV/ICMBio; ELETRONORTE), o ambiente é analisado como um todo e documentado por fotografias. O método cartográfico constituiu-se por meio da utilização do *software* livre *Quantum GIS*, utilizado na interpretação e construção dos mapas, com mapeamento básico e temático final realizado na escala de interpretação de imagens de satélite, tendo como proposta de escala do mapeamento final de 1:100.000.

Assim, a pesquisa é fundamentada na análise geocológica da paisagem, (RODRIGUEZ & SILVA, 2004), por meio da avaliação do estado atual de conservação dos recursos naturais, a natureza geográfica, propondo-se subsídios para o planejamento de uso e ocupação da terra em bases sustentáveis.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

O conceito de carste desenvolveu-se a partir de feições de relevo derivadas de processos de dissolução de rochas carbonáticas pela ação da água subterrânea, na qual predomina a ação do intemperismo químico, originando em abertura de cavidades subterrâneas (CECAV/ICMBIO, 2008; PILÓ, 2000). Porém, no caso específico da Província Espeleológica Altamira-Itaituba essas feições foram desenvolvidas em arenito, sendo a ação mecânica da água (erosão hídrica) o principal fator de esculturação das cavidades, embora a ação química da água ainda possa ter papel fundamental (ELETRONORTE, 2009). Por esse motivo, sem ainda um consenso entre os pesquisadores, esse modelado de relevo tem sido tratado como *pseudocarste*.

Nas áreas das cavidades subterrâneas naturais, uma forma de relevo diferenciado, ocorre uma biodiversidade única que se desenvolve isolada, na qual a teoria sobre a Biogeografia de Ilhas ou Insular (COX & MOORE, 2011) também serve como ferramenta de estudo na compreensão da vida que se instala nas cavernas, totalmente adaptada ao rigor do ambiente oferecido. Inclui-se também uma abordagem a respeito da teoria dos redutos e refúgios ecológicos, a qual explica que as formas podem oferecer a resposta

para estudos sobre a formação de ambientes existentes tanto no passado quanto no presente. “Na realidade, os enclaves de sistemas ecológicos em espaços de médio porte refletem a dinâmica das mudanças climáticas e paleoecológicas do período quaternário.” (AB'SÁBER, 2003, p.146).

A Província Espeleológica Altamira-Itaituba ocorre no ambiente de contato entre a Bacia Sedimentar do Amazonas e o Embasamento Pré-Cambriano do Complexo Cristalino do Xingu. Concentra uma área delimitada numa estreita faixa com aproximadamente 200 quilômetros de eixo maior e 25 quilômetros de eixo menor, orientada segundo NE com o rio Xingu constituindo o limite leste (ELETRONORTE, 2009). Por esse motivo, as estruturas escarpadas da borda de *cuesta* (Fig.02), com inclinações entre três e cinco graus, apresentam boa parte das cavidades subterrâneas da Província. Sua estrutura geológica se desenvolve predominantemente em arenitos friáveis da Formação Maecuru. Porém, destaca-se um caso raro de formação cárstica em folhelhos e siltitos da Formação Curuá, na Gruta Leonardo Da Vinci (PA-023, Fig.01).

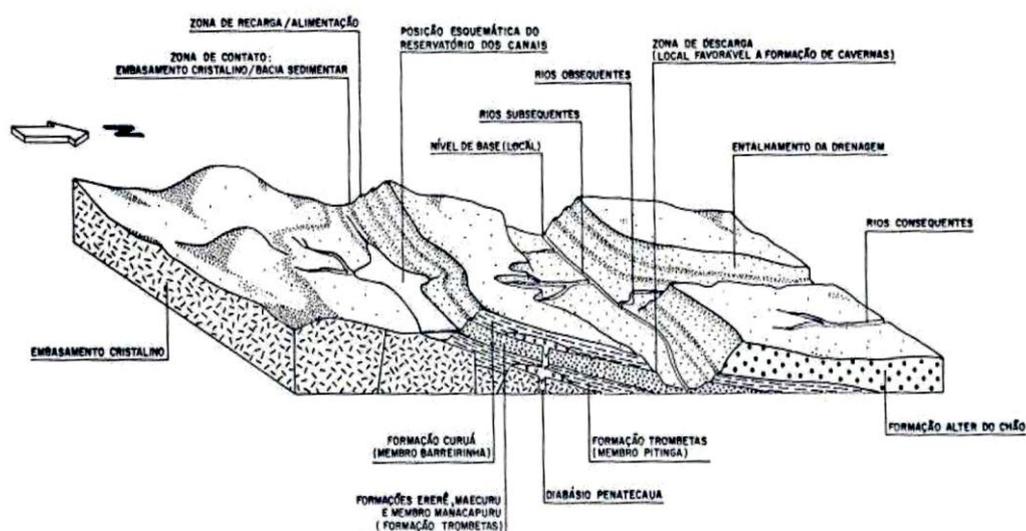


Figura 02: Bloco esquemático da Borda Sul da Bacia Sedimentar do Amazonas – proximidades de Altamira, Estado do Pará, ilustrando o posicionamento das suas Formações Geológicas em relação aos elementos de relevo e padrão de drenagem da região. Fonte: EIA Belo Monte, ELETRONORTE, 2009.

As cavidades em arenito são resultantes do processo de formação iniciada no Quaternário, em meio às variações climáticas estabelecidas nesse período, por meio do entalhe dos padrões de escoamento que foram se desenvolvendo ao longo do tempo. Como a própria denominação afirma, cavidades subterrâneas naturais se desenvolveram por meio da erosão hídrica subterrânea, realizado pelo trabalho de escavamento dessas subsuperfícies, ao passo que as aberturas das cavidades são resultantes do mergulho regional da *cuesta* e do recuo erosivo das escarpas.



Fig.03: Área interna de duas cavernas em arenito da Província Espeleológica Altamira-Itaituba. À esquerda aspectos do teto da Caverna da Pedra da Cachoeira (Altamira/PA) e à direita Caverna da Planaltina (Brasil Novo/PA). Fotos: Luciana Freire

## BIBLIOGRAFIA

- Ab'Saber, A. **Os Domínios de Natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo, SP: Ateliê Editorial, 2003.
- \_\_\_\_\_. **A teoria dos refúgios: Origem e significado**. Revista do Instituto florestal, Edição especial, São Paulo, março de 1992.
- Auler, A. S. **Karst evolution and paleoclimate of eastern Brazil**. Tese (Ciências), Bristol: Faculty of Science, University of Bristol, 1999.
- Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV/ICMBIO). **II Curso de Espeleologia e Licenciamento Ambiental**. Brasília: CECAV/ICMBio, 2008.
- Cox, C. B.; Moore, P. D. **Biogeografia: uma abordagem ecológica e evolucionária**. Ed. 7. Tradução e revisão técnica Luiz Felipe Coutinho Ferreira da Silva. Rio de Janeiro: LTC, 2011.
- ELETRONORTE. **Aproveitamento Hidrelétrico Belo Monte: Estudo de Impacto Ambiental**. Brasília: Centrais Elétricas do Norte do Brasil (ELETRONORTE), 2009.
- Ford, D. C. & Williams, P. W. **Karst geomorphology and hydrology**. London: Urwin Hyman, 1989.
- Hardt, R. **Da carstificação em arenitos**. Aproximação com o suporte de geotecnologias. À propos de la karsification dans les grès. Traitement par les technologies SIG. (Tese de Doutorado) Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, 2011.
- \_\_\_\_\_. Carste em Arenito: considerações gerais. **Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Espeleologia**. Januária: SBE, 2003, 163-167.
- Hardt, R; Pinto, S. A. F. Carste em Litologias não carbonáticas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Rio de Janeiro, 2009. v.10, n.2, p.99-105.
- Karmann, I.; Sánchez, L. E. Distribuição das Rochas Carbonáticas e Províncias Espeleológicas do Brasil. **Espeleo-Tema**, v. 13, 1979, p. 105-167.
- Piló, L. B. Geomorfologia Cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 1, 2000. p. 88-102.
- Projeto Radambrasil. **Levantamento de Recursos Naturais Volume 05: Folha SA22 Belém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra**. Ministério das Minas e Energia – MME/DNPM, Rio de Janeiro, 1974.
- Rodriguez, J. M. M.; Silva, E. V; C., A. P. B. **Geoecologia das Paisagens: uma visão geossistêmica da análise ambiental**. Fortaleza, CE: Editorial UFC, 2004.
- Suguió, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo, Oficina de Textos, 2010.
- Vasques, M. L.; Rosa-Costa, L. T. (Orgs.). **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**. Organizadores, Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.

## MINERALOGIA, QUÍMICA E FERTILIDADE DE SOLOS DE TERRA PRETA ARQUEOLÓGICA NA REGIÃO DO SALOBO-PA

Mônia Maria Carvalho da Silva (Universidade Federal do Pará)

Email: moniamsilva@yahoo.com.br

Marcondes Lima da Costa (Universidade Federal do Pará)

Email: mlc@ufpa.br

Maura Imazio da Silveira (Museu Paraense Emílio Goeldi)

### INTRODUÇÃO

Os solos antrópicos da Amazônia conhecidos como Terra Preta Arqueológica (TPA) ou Terra Preta de Índio (TPI) vem atraindo a atenção de cientistas como uma solução provável para a questão da agricultura subsistência em solos pobres que cobrem extensas áreas nos trópicos (Glaser *et al.*, 2004; Madari *et al.*, 2004). A fertilidade é demonstrada pelos altos teores de nutrientes, tais como, Ca, Mg, Mn, Zn, C<sub>org</sub> e P contrastando com a maioria dos solos localizados na Amazônia (Kern *et al.*, 2009). Os estudos já realizados tem demonstrado o potencial de fertilidade e poderão auxiliar no desenvolvimento de tecnologias sustentáveis para o uso destes solos e ainda desvendar os tipos de práticas de manejo e recursos que foram utilizados por grupos pretéritos (Falcão *et al.*, 2003; Lehmann *et al.*, 2003a). Os principais vestígios de atividade humana são os fragmentos cerâmicos (FC), além de artefatos líticos e carvão.

Dentre as várias regiões ricas em TPA e destaca-se a província mineral de Carajás, mais especificamente a área de domínio da mina de cobre de Salobo. Os estudos de campo realizados pelos pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi catalogaram 22 sítios arqueológico, entre os quais foi selecionado o sítio Cachorro Cego para avaliar a importância da composição mineralógica, química para a fertilidade de seus solos, principalmente no que concerne o conteúdo de fósforo. Cachorro Cego (coordenadas: 22M 0551487 / 9356711) ocupa uma área com dimensões de 550 x 375m, situada à margem esquerda do igarapé de igual nome (Silveira *et al.*, 2008). O solo é areno-argiloso com cor que varia de marrom escuro (Munsell 10YR 3/3 Dark Brown) a marrom escuro amarelado (Munsell 10YR 4/4 ou 10YR 3/4 Dark Yellowish Brown). O sítio do tipo “habitação ou de ocupação de longa duração” (Silveira *et al.*, 2008).

### MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras de solo coletadas foram inicialmente secas ao ar livre, destorroadas, quarteadas e então peneiradas (< 2 mm) obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA), em seguida submetidas análises granulométricas no Laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LaMiGA)-UFPA bem como de fertilidade, no Laboratório de Absorção Atômica (LAA) no Instituto de Geociências da UFPA. As análises químicas totais foram conduzidas no Laboratório Acmelabs enquanto as mineralógicas no Laboratório de Caracterização Mineralógica-UFPA.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os solos de Cachorro Cego apresentam predominância da fração silte em quase todas as amostras (Tabela 1), equivalentes aos solos franco siltosos a franco arenosos do Natural Resources Conservation Service (NRCS), do United States Department of Agriculture (Figura 1).

Tabela 1- Valores médios da distribuição granulométrica nos solos Cachorro Cego.

Amostras	Argila	Silte	Areia
Solo Cachorro Cego	%	%	%
SL E9S37N2	5,46	59,53	35,01
SL E9S37N3	11,34	85,60	3,06
SL E9S79N2	2,66	44,41	52,93
SL E11S2N3	1,97	44,01	54,02
SL E11S2N4	6,66	60,96	32,38
SL E11S2N5	1,87	57,39	40,74

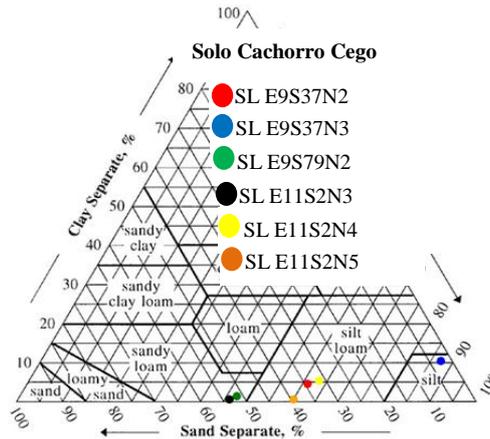


Figura 1- Diagrama triangular para a classificação de textura do solo no sítio Cachorro Cego. Fonte: <http://soils.usda.gov/technical/aids/investigations/texture/>

Os solos das TPA de Cachorro Cego são constituídos de quartzo e caulinita como os principais além de anatásio e hematita em menor proporção (Figura 2), o que permite compará-los com os solos de outros sítios TPA na Amazônia Costa (2011), Silva (2012) Silva *et al.*, (2012).

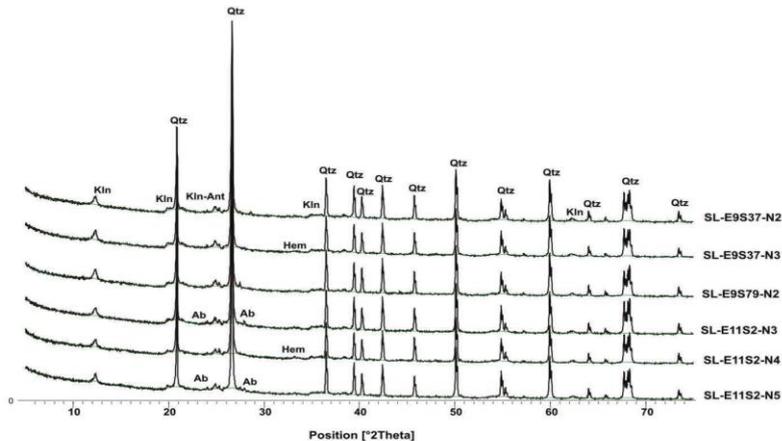


Figura 2 - Minerais identificados por DRX nas amostras de solos do sítio Cachorro Cego: Qtz- quartzo; Klin- caulinita; Ant- anatásio; Hem- hematita.

SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são principais componentes químicos, seguidos por Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub>, cujos valores estão acima da média crustal; MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em concentrações muito baixas, inferiores cada um a 0,1 % (Figura 3), corroborando a composição mineralógica, permitindo comparar o sítio Cachorro Cego com outros da Amazônia (Costa 2011, Silva 2012, Silva *et al.*, 2012).

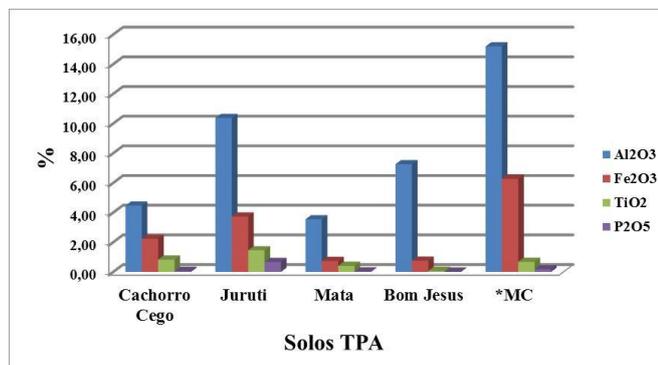


Figura 3- Correlação química (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) entre solos TPA estudados, média crustal e outros da Amazônia.

Os resultados de fertilidade mostram que se tratam de solos de médio a muito bom em termos dos teores de Ca, Mg, Na, K, P, Mn, Cu e Zn, cuja fonte poderá ter sido o contato com restos de alimentos (animal e vegetal), excrementos pré-históricos. Resultados parcialmente semelhantes foram identificados nos sítios Onça Puma 3 (Costa 2011), Mata (Silva 2012) e Bom Jesus (Silva *et al.*, 2012) (Figura 4).

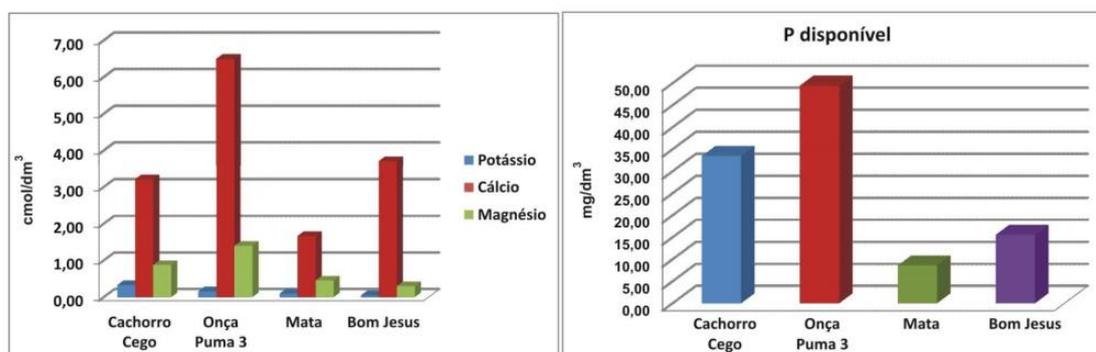


Figura 4- Correlação entre as concentrações de (K, Ca e Mg) e micronutrientes P<sub>disponível</sub> entre os solos Cachorro Cego e os sítios Onça Puma 3, Mata e Bom Jesus.

## CONCLUSÕES

Os solos do Sítio Cachorro Cego apresentaram textura variando de franco siltosa a franco arenosa, semelhante à maioria dos solos TPA investigados, Juruti (Costa, 2011); Mata (Silva, 2012) e Bom Jesus (Silva, 2012). Quanto a mineralogia e a composição química, Cachorro Cego é compatível aos latossolos Amazônicos, que são formados predominantemente por SiO<sub>2</sub> e em parte Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e mais restritamente TiO<sub>2</sub>, enquanto que os demais álcalis estão em concentrações relativamente baixas (<1%). No entanto esses solos se apresentaram com fertilidade variando de médio a muito bom, com teores significativos de nutrientes e micronutrientes atribuídos atividade humana de antigos assentamentos bem como ao intenso intemperismo ocorrido durante o processo pedogenético anterior a ocupação em que esses solos caulínticos que comumente possuem teores muito baixos de bases trocáveis e de P, somado a ação antrópica, por menor que seja, ressalta e explica o grande número de elementos possíveis de serem empregados como indicadores de TPA (Kern, 1988, 1996).

## REFERENCIAS

- Costa, J. A. 2011. Mineralogia e geoquímica de terra preta arqueológica para identificação de padrão ocupacional pré-histórico no vale do Baixo rio Amazonas (Juruti, Pará). Tese (doutorado em geoquímica e petrologia) Universidade Federal do Pará, 125p.
- Falcao, N. P. S.; Comerford, N. B.; Lehmann, J. 2003. Determining Nutrient Bioavailability of Amazonian Dark Earth Soil - Methodological Challenges. In: LEHMANN, Johannes; KERN, Dirse Clara; GLASER, Bruno; WOODS, Willian. (Org.). Amazon Dark Earth, origin, properties and management. Holanda, v. 1, p. 255-270.
- GLASER, B. & WOODS, W.I., eds. 2004. Amazonian Dark Earths: explorations in space and time. Berlin, Springer, 216p.
- Kern, D.C. 1988. Caracterização pedológica de solos com Terra Preta Aqueológica na região de Oriximiná, Pará. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 232p. (Tese de Mestrado)
- Kern, D. C. 1996. Geoquímica e pedogeoquímica de sítios arqueológicos com Terra Preta na Floresta Nacional de Caxiuanã (Portel-Pará). Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 124 p.
- Kern, D. C, N. Kämpf, W. I. Woods, W. M. Denevan, M. L. Costa, e F. J. L. Frazão. 2009. Evolução do conhecimento em Terra Preta de Índio, in As Terras Pretas de Índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas. Editado por W. G. Teixeira, D. C. Kern, B. E. Madari, H. N. Lima, and W. I. Woods, pp.72-81. Manaus: Embrapa Amazônia Ocidental.
- Lehmann, J.; Kern, D.; German, L.; Mccann, J.; Martins, G.; Moreira, A. 2003. Soil Fertility and Production Potential. 2003. In: J. Lehmann, D.C. Kern, B. Glaser, & W.I. Woods (eds) Amazonian Dark Earths: Origin, Properties, Management. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 505p.
- Mandari, B. E.; Sombroek, W. G., Woods, W. I. 2004. Research on the Anthropogenic Dark Earth Soils

of Amazon (Terra Preta e Terra Mulata). Could it be a solution for sustainable agricultural developed in the Amazon. In: B. GLASER; W.I. WOODS. (Org.). Exploration in Amazonian Dark Earth. 1.ed. Heidelberg: Springer-Verlag. p. 169-181.

NRCS Soil - SOIL SURVEY MANUAL.,1993 - Chapter 3 - Soil Texture. Disponível em: <http://soils.usda.gov/technical/manual/contents/chapter3.html> Acessado em de Maio de 2013.

Silveira, M. I.; Rodrigues, M. C. L. F.; Oliveira, E. R.; Losier, L.M. 2008a. Sequência cronológica de ocupação na área do Salobo (Pará). Revista de Arqueologia, vol. 21, n. 1, p. 61-84.

Silva, A. K. T.; Guimarães, J. T. F.; Lemos, V. P.; Costa, M. L.; Kern, D. C. Mineralogia e geoquímica de perfis de solo com Terra Preta Arqueológica de Bom Jesus do Tocantins, sudeste da Amazônia. Revista Acta Amazônica, vol. 42(4) 2012: 477 – 490.

Silva, U. S. 2012. Contrastes Químicos, Mineralógicos e de Fertilidade entre Solos Tipo Terra Preta Arqueológica: Sítio da Mata, no Limite Oriental da Amazônia, e Sítio Porto de Santarém, no Baixo Amazonas. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará,76p.

## SETORIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ALTO E MUITO ALTO RISCO A INUNDAÇÕES E MOVIMENTO DE MASSA NA CIDADE DE SANTARÉM - ESTADO DO PARÁ

Sheila Gatinho Teixeira<sup>1</sup>; Renê Luzardo<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> Serviço Geológico do Brasil – CPRM (<sup>1</sup>sheila.teixeira@cprm.gov.br; <sup>2</sup>rene.luzardo@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

O crescimento acelerado e desordenado das cidades aliado à ausência de planejamento urbano, técnicas de construção adequadas, e ausência de educação básica, sanitária e ambiental, tem sido agentes potencializadores de situações de risco, que se efetivam em desastres por ocasião de eventos naturais, nos grandes e pequenos núcleos urbanos. A ocupação de encostas sem nenhum critério técnico ou planejamento bem como a ocupação das planícies de inundação dos principais cursos d'água que cortam a maioria das cidades têm sido os principais causadores de mortes e de grandes perdas materiais. Dentro desse contexto, o Governo Federal, em ação coordenada pela Casa Civil da Presidência da República firmaram convênios para executar em todo o país o diagnóstico e mapeamento das áreas com potencial de risco alto a muito alto a deslizamento e a inundações. O mapeamento emergencial está sendo executado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, desde 2011 com previsão de término no ano de 2014. Assim, a cidade de Santarém foi uma das cidades do Estado do Pará que foi contemplada com a setorização de áreas de risco. Os levantamentos foram realizados em agosto de 2012 no qual foram setorizadas seis áreas que serão detalhadas neste trabalho.

### LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

O Município de Santarém localiza-se na região oeste do Estado do Pará (Figura 1) em uma região geologicamente dominada por arenitos finos a médios intercalados com camadas de pelitos, representados por siltitos e argilitos, todos pertencentes a Formação Alter do Chão, que foi gerada entre aproximadamente 60 – 100 milhões de anos (Vasquez *et al.* 2008). A cidade de Santarém está inserida em dois domínios geomorfológicos: O Domínio da Planície Amazônica que abrange as áreas às margens do Rio Tapajós e de alguns afluentes, que sofrem também a influência do Rio Amazonas. E o Domínio dos Baixos Platôs da Amazônia Centro-Oriental, que são as áreas dissecadas em cotas mais baixas num relevo de colinas tabulares, e abrangem boa parte da cidade, bem como a zona rural (Dantas & Teixeira 2013).

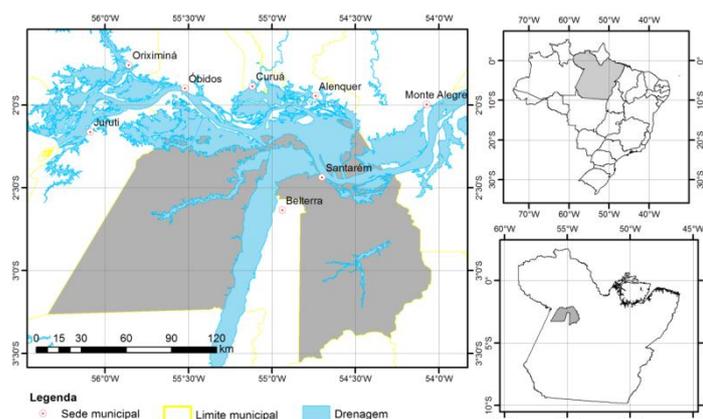


Figura 1 – Localização do município de Santarém.

### METODOLOGIA

O trabalho foi desenvolvido com a visita de campo às áreas com histórico de desastres naturais ou naqueles locais onde já foram identificadas situações de risco, ainda que sem registro de acidentes. No local são observadas as condições das construções e seu entorno, situação topográfica, declividade do terreno, escoamento de águas pluviais e de águas servidas, além de indícios de processos desestabilizadores dos terrenos, como trincas em muros e paredes, depressão de pavimentos, presença de voçorocas, inclinação e tombamento de obras e outros. Também são observadas áreas que já sofreram com inundação. O trabalho foi complementado com a análise de imagens do satélite Geoeye de 2009

disponibilizadas pelo programa Google Earth, que proporcionaram uma visão mais ampla do terreno, permitindo assim a definição de um setor de risco. A classificação de risco utilizada no trabalho é a proposta pelo Ministério das Cidades (Carvalho *et al.* 2007), que descreve eventos cujo grau de risco situa-se nos níveis Alto (R3) e Muito Alto (R4).

## RESULTADOS

O presente trabalho resultou na seleção de seis áreas consideradas de risco alto e muito alto em função de sua ocupação e de fenômenos naturais que ocorrem. De uma forma geral em Santarém tem-se uma ocupação desordenada e irregular das encostas, com construções de moradias em áreas inadequadas e ausência de obras de saneamento básico que deflagram processos erosivos como sulcos e ravinas. Da mesma forma, a ocupação inadequada de áreas situadas na planície aluvionar dos Rios Tapajós, Amazonas e seus afluentes, submetidas a enchentes e alagamentos sazonais, causa problemas diversos para as moradias instaladas nas margens dos rios e em suas planícies de inundação. Também são observadas áreas com solapamentos de margens. Todas as seis áreas setorizadas podem ser vistas na Figura 2 e na Tabela 1 e as mesmas são descritas a seguir:

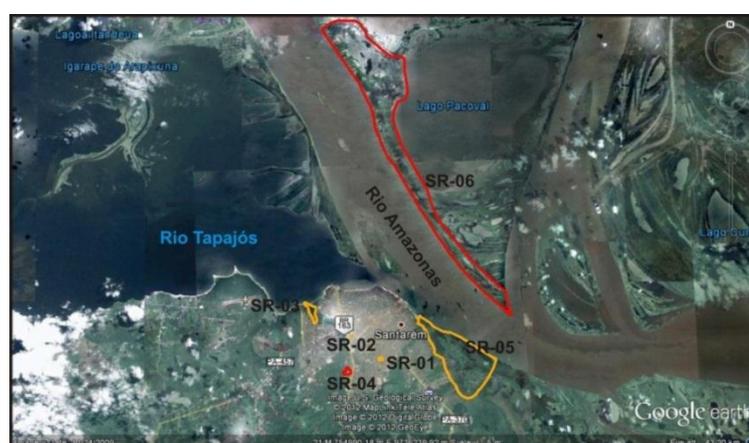


Figura 2: Vista geral das áreas visitadas e polígonos de risco alto (laranja) e muito alto (vermelho).

Tabela 1: Número de pessoas, número de moradias e localização dos setores de risco cadastrados na cidade de Santarém.

LOCAL	NUM_SETOR	Nº Mor.	Nº Pess	TIPOLOGIA
Bairro Santo André	PA_SR_SR_01_CPRM	10	40	Inundação e Deslizamento Planar
Bairro Aeroporto Velho	PA_SR_SR_02_CPRM	20	80	Deslizamento Planar
Bairro Maracanã	PA_SR_SR_03_CPRM	40	160	Inundação
Bairro Matinha	PA_SR_SR_04_CPRM	25	100	Queda de Blocos
Bairro Urumanduba, Pérola do Maicá e Área Verde	PA_SR_SR_05_CPRM	215	860	Inundação
Fátima do Urucurituba	PA_SR_SR_06_CPRM	46	184	Solapamento das Margens

**Risco à inundação:** As áreas com alto risco de inundação gradual estão associadas a ocupação das planícies de inundação de um igarapé intermitente (SR\_01) e do Igarapé Irurá (SR\_03), afluentes do Rio Tapajós e Rio Maicá (SR\_05) afluente do Rio Amazonas. As moradias estão situadas em áreas que são atingidas por inundações sazonais (Figuras 3 e 4), ocorridas durante as cheias dos grandes rios, nos casos Rio Tapajós e Amazonas, que represam as águas dos afluentes menores causando o transbordamento dos mesmos.



**Figura 3:** Casas na planície de inundação do Rio Irurá.



**Figura 4:** Casas na planície de inundação do Rio Maicá.

**Risco à deslizamentos e quedas de blocos:** A cidade de Santarém é caracterizada por um relevo de colinas tabulares, com altura aproximada entre 7 e 10m e declividade média de 60° nos setores 01 e 02, e com altura de aproximadamente 40m no setor 04 e declividade aproximada de 80°. Este relevo é sustentado por camadas de conglomerados, arenitos e argilitos da Formação Alter do Chão bastante friáveis. Em geral, o topo das colinas é ocupado por casas de madeira, com o lançamento de águas servidas diretamente na encosta e sem o sistema de saneamento básico. No topo das encostas existem casas sujeitas a escorregamentos (Figura 5) e algumas ruas constituem rampas concentradoras de água de escoamento superficial, gerando em alguns locais a presença de ravinas e sulcos erosivos, que potencializam o risco. No setor 4 foi observado escavações na base da escarpa para retirada de material para construção civil, que provocou desabamentos e quedas de blocos de rocha (Figura 6) que causou duas mortes no local. Próximo ao sopé da encosta existe diversas casas e uma escola que se encontram em local de alto risco de atingimento por blocos de rocha desprendidos da escarpa.



**Figura 5:** Moradia na margem do topo da encosta com alto risco à escorregamentos.



**Figura 6:** Escarpa verticalizada com blocos de rocha no sopé da encosta.

**Risco à solapamento das margens:** A região de Fátima do Urucurituba é uma área ribeirinha (setor 5) frequentemente afetada pelo fenômeno de solapamento das margens, conhecido localmente por terras caídas, que já resultou em perdas materiais significativas para os moradores do local, como a destruição da escola local e de diversas moradias, em outubro de 2010. A área é imprópria para ocupação permanente, pois constitui uma barra lateral ou dique marginal que separa o Rio Amazonas do Lago Pacoval, próximo à confluência com o Rio Tapajós. O local é via de passagem de embarcações de grande porte que geram turbulência das águas e ondas irregulares. A barra que separa o rio da lagoa é formada predominantemente por areia fina e lama (silte e argila) depositadas durante os períodos de cheia. Durante a vazante (principalmente entre setembro e novembro), estes depósitos de areia e lama saturadas de água escorregam à medida que o nível d'água vai baixando e geram movimentos de massa subaquosos seguidos de ondas com grande energia e poder de destruição. Trincas ou fraturas de tração no solo (Figura 7) são os primeiros

indícios de movimentação das terras caídas que progridem para degraus de abatimento (Figura 8) e consequente redução de área de terra exposta e ocupável temporariamente.



**Figura 7:** Detalhe de trinca ou fratura de tração no solo. **Figura 8:** Degraus de abatimento no solo.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A setorização das áreas de risco da cidade de Santarém já encontra-se disponível e em condições de utilização por órgãos governamentais como CEMADEN (Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais), CENAD (Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres) e pela Defesa Civil Municipal de Santarém, para subsidiar o monitoramento e servir como ferramenta nas tomadas de decisão, nos momentos de emergência, assim como pode ser utilizado na elaboração de um plano de ordenamento territorial.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Carvalho C. S., Macedo E. S., Ogura A.T (org.) 2007. Mapeamento de Riscos em Encostas e Margem de Rios. Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, p 176.
- Dantas M. E., Teixeira S. G. 2013. Origem das Paisagens. In: X. S. Jorge João, S.G. Teixeira, D. D. F. Fonseca (org.) Geodiversidade do Estado do Pará. Belém, CPRM, p. 31-38.
- Vasquez M. L. ET AL. 2008. Unidades Litoestratigráficas. In: M. L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (org.) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém, CPRM, p. 205.

## SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS DO NORDESTE PARAENSE REGISTRO E PRESERVAÇÃO

*Taylor Collyer; IFPA; tayloraraujocollyer@yahoo.com.br;*  
*João Bosco Pereira Braga; DNPM; jboscopb@yahoo.com.br;*  
*João Luiz Gouvea; IFPA; joãoluizgouvea@hotmail.com*  
*Roberto Vizeu Pinheiro; UFPA; rvizeu@gmail.com;*

### INTRODUÇÃO

A ocupação humana da porção setentrional da Amazônia, em particular do Estado do Pará, remonta a milhares de anos, quando aqui chegaram os primeiros habitantes caçadores e coletores paleolítico/neolíticos, que antecederam as Culturas Ceramistas Pré-Colombianas Tapajó/Konduri e marcando o primeiro Ciclo Colonizador.

A descoberta do rio Marañon, em março de 1500, pelo capitão espanhol Vicente Yañes Pinzóm, e rebatizado em 1541 como Amazonas, pelo conquistador Francisco de Orellana, marcou a chegada do europeu à Amazônia, em busca do “país das canelas” e das minas de ouro do “El Dorado”. Foi uma empreitada iniciada nas montanhas andinas do Equador e concluída no Oceano Atlântico. Iniciou-se, assim, o segundo Ciclo colonizador, extrativista-escravagista, destacado pela descoberta e exploração dos recursos naturais, pela imposição da cultura e da religião européia e extermínio sistemático dos povos nativos. No final do século XVII, foi marcante a descoberta de ouro e diamante no nordeste paraense, na região dos rios Gurupi e Piriá, pelos viajantes entre as cidades de Belém e São Luís, na então Província do Maranhão e Grão-Pará. Nessa região, também localizam-se os sítios onde viveram grupos indígenas, como os Timbiras, que se impunham sobre os demais, Tupinambás, Gaviões e Tembés, além da eventual presença dos Marajó, oriundos do arquipélago homônimo e que praticavam o escambo, para a obtenção de material lítico, ausente na região das ilhas. Os Timbiras detinham a produção das rochas granitóides, matéria prima para fabricação de machados, cinzéis e outros artefatos líticos, e posteriormente, fonte dos paralelepípedos utilizados na construção do Forte do Castelo do Senhor Santo Cristo do Presépio de Belém.

A partir do final do Século XIX e início do Século XX, iniciaram-se novos Ciclos colonizadores, destacando-se o da Borracha, das Ervas Medicinais e Essências Aromáticas, o Madeireiro, o do Ouro e das Grandes Províncias Mineraias e Agroindústria, que se estendem até os dias atuais. Nessa região residem atualmente, cerca de seis milhões de pessoas, economicamente vinculadas ao comércio, aos serviços, na indústria incipiente, na agricultura, pecuária extensiva e produção de rochas e minerais para a construção civil. É intensa a ação antrópica regional, implicando na necessidade de estudos para preservar os sítios arqueológicos, alguns localizados em áreas metropolitanas ou de intensa ação antrópica, como as cavernas e abrigos da Serra do Piriá, os litoglifos de São Miguel do Guamá e de Vizeu, entre outros.

### METODOLOGIA

A edição desta carta apresenta localização das principais cavernas e sítios arqueológicos do Estado do Pará, na escala 1: 2.000.000, material fotográfico de artefatos coletados e bibliografia temática, além de elementos de monitoramento da ação antrópica e informação básica para os setores mineral e de infraestrutura. A elaboração das bases cartográficas teve como principais fontes as cartas em formato digital, editadas em Corel Draw e que dispunham das áreas especiais. Ao final, as informações foram convertidas para o formato *tiff*, possibilitando por meio do ArcGIS 9.2, o georreferenciamento e a inserção das atualizações espeleológicas e arqueológicas.

### OS SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS REGIONAIS

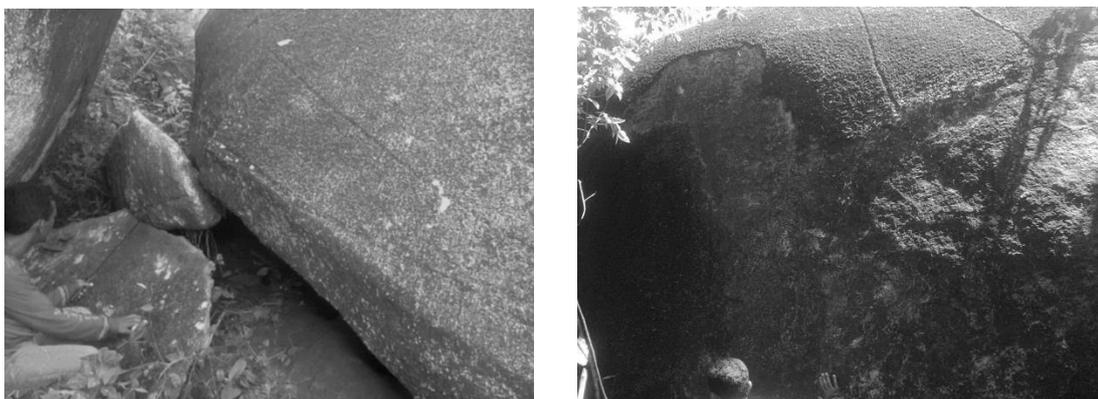
A importância arqueológica das cavernas, abrigos e figuras rupestres na Amazônia é conhecida desde o final do século XIX, possuindo um importante acervo representativo das diversas culturas dos povos que habitaram a Amazônia pré-histórica. Registra-se grande número de abrigos rochosos, cavernas e figuras rupestres, no interior e nas bordas da Bacia Sedimentar do Amazonas, a maioria desenvolvida em arenitos e rochas granitóides. São cinco províncias espeleológicas paraenses com registros da ação antrópica regional: a Espeleológica Intempérica do Vale do Piriá; a Intempérica da Serra dos Carajás; a Arenítica-Carbonática Altamira-Itaituba; a Arenítica de Monte Alegre, e a Quartzítica da Serra dos

Martírios / Andorinhas. Em geral, têm-se nos sítios, objetos líticos e cerâmicos, com elementos peculiares, decorações geométricas, policromas, urnas funerárias, tangas, vasos de decoração, formas antropomorfas, apitos de barro, pratos, adornos zoomorfos, machados, ídolos e os litoglifos.

Na região nordeste paraense, as cavernas da Serra do Piriá são pequenas e instaladas na capa intempérica que recobre a serra. Sua maior importância reside na ocorrência de minerais fosfatados raros, formados por processos biogeoquímicos ainda pouco estudados. Essas cavernas abrigam enormes colônias de morcegos, com papel fundamental no equilíbrio ecológico regional, além de conterem vestígios de ocupação humana, como material cerâmico, lítico e terra preta. Tanto em número quanto em desenvolvimento, predominam as cavernas em arenitos e lateritas.

Em São Miguel do Guamá, localidade da Pedreirinha, encontram-se abrigos rochosos, pequenos e instalados nas formações rochosas do Arenito Guamá. Nessa localidade, existem inúmeros litoglifos, cujas formas principais são “marmitas” de diversos diâmetros, em geral variam entre 20 e 60 cm, podendo-se identificar as marcas de abrasão na sua confecção e concentradas em uma área de cerca de 60 m<sup>2</sup>. Ainda nessa área, podem-se observar figuras escavadas em até 3 cm no arenito, sob a forma de “raios de sol” em meio círculo, ou de cocar. Por se tratar de área de balneário público próxima à sede municipal, os litoglifos correm sérios riscos de destruição. Para esculpir as gravuras nas rochas, foi utilizada a técnica do “picotamento”, que consiste em bater na rocha com um artefato rígido até produzir a forma desejada em baixo relevo. Existem informações da existência de artefatos líticos em mãos de colecionadores.

Em Viseu, região do Japiim, são encontrados litoglifos zoomorfos, com dimensão de até sete metros de altura por três metros de largura. Predominam formas de pássaros e figuras retilíneas de direções meridianas, escavadas em até 3,5 cm na rocha granitóide e alcançando seis metros de comprimento por até quinze centímetros de largura. São comuns segmentos de retas formando ângulos de 40° com a direção equatorial. Em alguns casos, a remoção da porção quartzo-feldspática dos veios pegmatóides alojados na matriz granítica, conferem um aspecto de canaleta a essas figuras. Por vezes, utilizaram-se também de porções já esfoliadas das rochas na elaboração das figuras. Nessa área foram encontrados em sub superfície ou aflorando, material lítico representado por lâminas de machado com ou sem encabamento, cortadores de até 5cm de comprimento; escavador com 24cm de comprimento por 6cm de diâmetro; vasilha de tipo moedor arredondado, com 37cm de diâmetro maior, 34 cm de diâmetro menor e 25cm de altura, além de socador de formato triangular, com 15 cm de comprimento e 8,5 cm na base. Uma lâmina de machado e um cortador foram confeccionados em andesito, e os demais, em rochas granitóides típicas dessa região, inclusive contendo vênulas quartzo-feldspáticas.



Fotos 01 e 02 – Abrigo sob rocha e litoglifos da região de São Miguel do Guamá. Exemplos de patrimônio arqueológico exposto da região NE do Para, sob risco de destruição por ação antrópica atual.

De Traquateua, na Pedreira da Prefeitura, com suas atividades de exploração paralisadas, foram extraídas as rochas granitóides utilizadas na construção do Forte do Presépio e calçamento de ruas na Cidade Velha, em Belém, bem como, para confeccionar grande parte dos artefatos líticos dos Marajó, Neste local ainda são encontrados cortadores, lâminas de machados diversos, e segundo os moradores dessa localidade, utensílios cerâmicos.

## **PRINCIPAIS AÇÕES ANTRÓPICAS**

A atividade industrial regional contaminante dos lençóis freáticos e os solos, retirada da vegetação nativa para a produção do carvão vegetal, o uso das áreas dos sítios como balneários, a agricultura utilizando agrotóxicos, a pecuária extensiva e a produção de rochas e minerais para a construção civil, contribuem para a intensa ação antrópica na região. Outro fator determinante para a destruição dos sítios arqueológicos, em particular o da Serra do Piriá, é a migração de populações de agricultores sem terra, a partir do estado do Maranhão, que ao utilizarem as belas áreas dos sítios, abandonam dejetos e soltam fogos de artifício nas cavernas e abrigos, levando à extinção dos raros morcegos e outros espécimes da fauna.

## **CONCLUSÕES**

Estudar e preservar os sítios arqueológicos regionais, em particular, aqueles localizados em áreas metropolitanas ou em áreas de intensa ação antrópica, envolve a identificação das principais agressões ambientais e as possíveis medidas mitigadoras desses processos. Envolve ainda a conscientização das comunidades e dos órgãos federais, estaduais e municipais de pesquisa e/ou gestores do setor mineral e ambiental, através da implantação de um programa regional de arqueologia e geoturismo, estabelecendo um elo de ligação das comunidades com a sua própria história e cultura.

## **BIBLIOGRAFIA TEMÁTICA**

- Barreto, A. (Cel.). Fortificações no Brasil (Resumo Histórico). Rio de Janeiro: Biblioteca do Exército Editora, 1958. 368p.
- Carvagal, Fr. G. de. 1894. Descubrimiento del rio de las Amazonas, com una introduccion histórica por José Toríbio Medina. Sevilla, 1894.
- Collyer, T. A., Pinheiro R. V., Gouvea, J. L., Braga, J. B. P., Nascimento, Y. E.S. 2012. Cavernas e Sítios Arqueológicos do Estado do Pará. Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia & 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa. Santos/SP.SBGEO.
- FUNAI, Boletim Informativo. 1973. V. 2 nº 8, 65 p.
- Garrido, C. M. Fortificações do Brasil. Separata do Vol. III dos Subsídios para a História Marítima do Brasil. Rio de Janeiro: Imprensa Naval, 1940.
- Hart, C. F. 1895. Inscrições em rochedos do Brasil. Rev. Inst. Arqueo. Pernambuc.; (47): p. 301-309.
- Heriarte, M. de. 1874. Descrição do Estado do Maranhão. Pará, Corupá e Rio das Amazonas, Viena d' Áustria, 1874.
- Mattoso, G. A. 1933. Compêndio de História Medieval, Moderna e Contemporânea. Lisboa. Livraria Sá da Costa. 595p.
- Oliveira, J. L. (Cel.). "Fortificações da Amazônia". in: ROCQUE, Carlos (org.). Grande Enciclopédia da Amazônia (6 v.). Belém do Pará, Amazônia Editora Ltda, 1968.
- Sousa, A F. Fortificações no Brazil. RIHGB. Rio de Janeiro: Tomo XLVIII, Parte II, 1885. p. 5-140.
- Pinheiro, r. v. l. 1988. Nova proposta para classificação de Províncias Espeleológicas. Anais do I Congresso de Espeleologia da América do Sul e do Caribe. Belo Horizonte/MG, p. 220-222.
- Pinheiro, R. V. L.; Silveira, O. T. 1984. As Grutas Bauxíticas da Serra do Piriá. Anais do XVI Cong. Nac. de Espeleologia, Rio Claro/SP, 9 p.
- Prous, A. 1992. Arqueologia Brasileira, Brasília, UNB. 605p.

## Domínios Geoambientais da Ilha de Fortaleza

Thainá da Silva Cunha<sup>1</sup>  
Bruno de Jesus Portugal da Silva<sup>1</sup>  
Danilo José do Nascimento Cruz<sup>1</sup>  
Kauê Seoane Souza<sup>1</sup>  
Luís Kennedy Andrade de Sousa<sup>1</sup>  
Rômulo Pinto Amaral<sup>1</sup>  
Raimundo Almir Costa da Conceição<sup>2</sup>  
Elem Cristina dos Santos Lopes<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Grupo PET-Geologia da Universidade Federal do Pará, petgeologia@ufpa.br

<sup>2</sup> Estagiário SUREG Belém- CPRM, almircostac@hotmail.com

<sup>3</sup> Serviço Geológico Brasileiro (SUREG Belém- CPRM), elem.lopes@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

A geodiversidade é o estudo da natureza abiótica do geossistema constituída por uma variedade de ambientes, composição, fenômenos e processos geológicos que dão origem às paisagens, rochas, minerais, águas, fósseis, solos, clima e outros depósitos superficiais que propiciam o desenvolvimento da vida na Terra, tendo como valores intrínsecos a cultura, o estético, o econômico, o científico, o educativo e o turístico, complementando-se com os componentes bióticos e antrópicos (João, 2013). O relevante valor científico da Ilha de Fortaleza, a dinâmica dos processos geológicos nela atuantes e as relações de interdependência entre o meio físico e sociedade do lugar favoreceram o desenvolvimento de pesquisa detalhada sobre sua geodiversidade. Este trabalho apresenta os resultados sobre o estabelecimento de seus domínios geoambientais, levando em consideração solo, relevo e diversidade fossilífera.

### LOCALIZAÇÃO

A Ilha de Fortaleza está localizada no município de São João de Pirabas, nordeste do Estado do Pará e guarda uma das melhores documentações paleobiológicas do Terciário marinho do continente americano. Considerada como a seção-tipo da Formação Pirabas, e composta predominantemente por calcários e outras rochas carbonáticas que tipificam ambientes do sistema deposicional estuarino, seu conteúdo fossilífero concentra-se principalmente na litofácies biocalcirrudito, distribuído nas localidades Ponta do Castelo e Ponta da Fazenda (Távora *et al.*, 2002).

### METODOLOGIA

A metodologia usada baseia-se no reconhecimento e análise dos atributos geomorfologia (formas e processos) e domínios geoambientais. Na fase de mapeamento geomorfológico foram descritas as principais feições de relevo da Ilha de Fortaleza (altimetria, declividade de encostas, dinâmica de erosão e sedimentação), enquanto que a base cartográfica incluiu imagens SRTM e do Google Earth, e a metodologia de classificação baseia-se em IBGE (2009). Na elaboração do mapa geoambiental foi adotado o método sintético de análise baseado na definição de unidades homólogas (geoambientais) por técnicas de fotointerpretação (Theodorovicz & Theodorovicz, 2005). Para a compartimentação dos domínios geoambientais foram utilizados critérios geológicos tais como caracterização das feições estruturais, sedimentológicas, estratigráficas e paleontológicas, associadas às características morfogenéticas dos terrenos, de acordo com a proposta hierárquica de Dantas *et al.* (2001).

### GEOMORFOLOGIA

Na Ilha de Fortaleza foram individualizadas duas unidades geomorfológicas (Figura 1 e Tabela 1). A Planície Litorânea é composta por modelados de acumulação com duas formas de relevo predominantes: planície marinha (10%) - ocorre na região costeira, com substrato arenoso de granulometria média e bem selecionado, acumulado pela dinâmica das ondas; planícies fluvio-marinhas (20%) - acumuladas por processos de variações diurnas das marés e confinadas às margens das drenagens, possui substrato composto por argila cinza escura com pouco silte, onde se desenvolve vegetação tipicamente lodosa, com predomínio de *Avicennia schaueriana*, e ocorre deposição de material fino nas margens dos canais. O Tabuleiro Costeiro (70%) é definido por modelados de dissecação, correlacionados aos que ocorrem nos planaltos rebaixados da Amazônia (El-Robrini *et al.*, 2001). O substrato é composto pelos calcários

fossilíferos da Formação Pirabas e sedimentos siltico-argilosos parcialmente consolidados (Aloformação Pós-Barreiras).

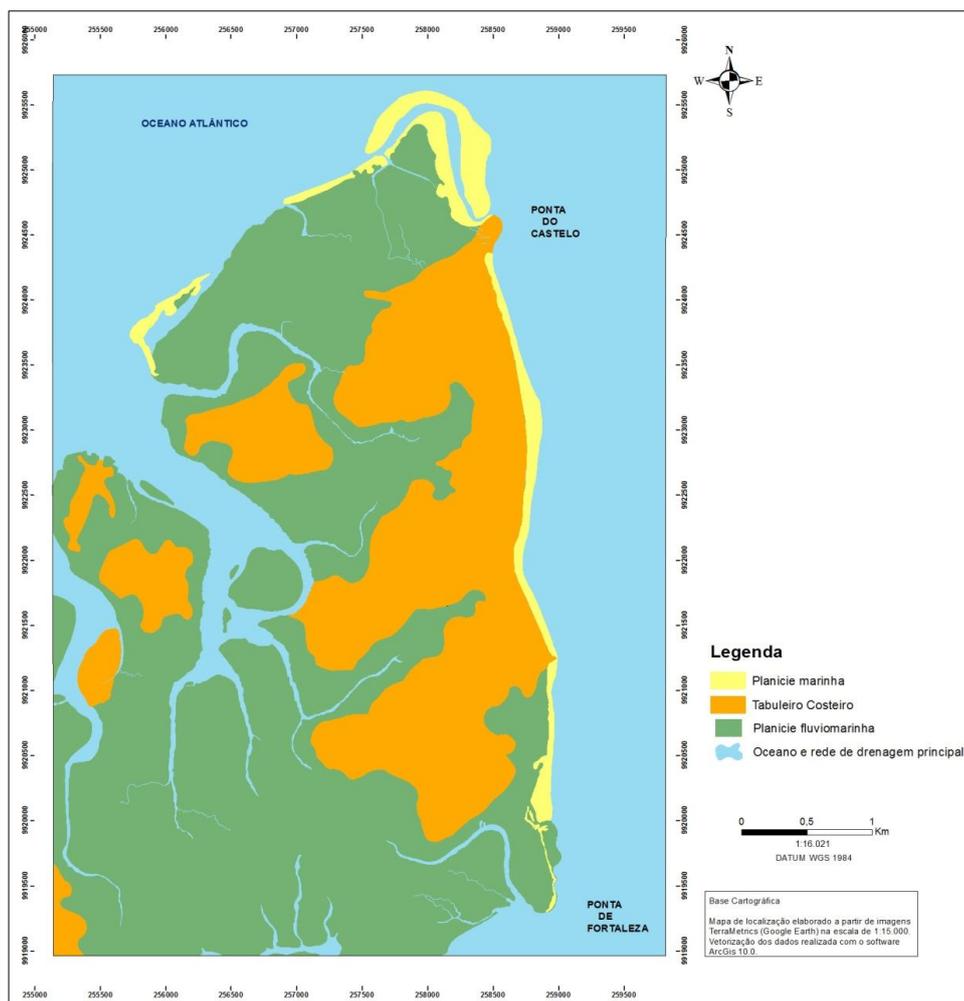


Figura 1. Mapa geomorfológico da Ilha de Fortaleza.

Tabela 1: Táxons geomorfológicos encontrados na subárea II, com distinção do material geológico no qual se desenvolvem.

Unidade Geomorfológica	Modelado	Formas de Relevo (predominantes)	Material Geológico
Planície litorânea	Acumulação	Planície Marinha	Areia bem selecionada de granulação média
		Planície Fluviomarinha	Argila (mangues)
Tabuleiro Costeiro	Dissecação	Planalto Rebaixado da Amazônia	Rochas da Formação Pirabas e sedimentos da Aloformação Pós-Barreiras

### DOMÍNIOS GEOAMBIENTAIS

Os estudos geopaleontológicos permitiram a compartimentação de quatro domínios geoambientais informalmente denominados e descritos abaixo (Figura 2).

Domínio Pirabas: compartimento constituído por calcarenitos estratificados e biocalcirruditos, litofácies que fazem parte da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). O calcarenito estratificado é uma rocha de coloração cinza ou secundariamente amarelada por ação do intemperismo químico, registrada na localidade Ponta da Fazenda, sob a forma de corpos alongados com até 20 m de extensão. Os planos de estratificação são inclinados, com atitude 109° Az SW/16° a 124° Az SW/25°. Segundo Távora et al. (2002) os calcarenitos estratificados localmente variam para arenitos maciços, apresentam estruturas de

bioturbação pouco frequentes e fragmentos de restos inalterados e/ou moldes de moluscos, equinodermas e briozoários. Os biocalcirruditos são rochas maciças de coloração cinza ou amarelada por intemperismo químico, recobertos por uma capa de coloração amarelada a avermelhada. Esta litofácies ocorre na forma de blocos sobrejacentes a litofácies supradescrita, apresenta rico e variado conteúdo fossilífero, abundantes estruturas de bioturbação bem como evidências de dolomitização local (Távora et al. 2002).

**Domínio Pós-Barreiras:** compreende a maior porção da região estudada, constituído por sedimentos parcialmente consolidados e o solo, que representam o registro geológico da unidade aloestratigráfica Pós-Barreiras. O perfil compreende um pacote de espessas camadas de sedimentos argilosos e siltosos com coloração variegada e estruturação maciça.

**Domínio Litorâneo:** conjunto definido por depósitos planos, com declividade variando de 0 a 3%, praticamente relacionado ao nível de base atual, formados por areias litorâneas inconsolidadas, bem selecionadas, com minerais pesados e conchas marinhas atuais. Na parte superior desses terraços existem cristas e cordões litorâneos bem desenvolvidos, situados a mais de 4 metros acima do nível do mar.

**Domínio Fluvio-Marinho:** definido por depósitos predominantemente argilosos localizados na planícies de inundações dos córregos, sobre forte influência de corrente de maré, caracterizado pelo fluxo bidirecional com variações diurnas.

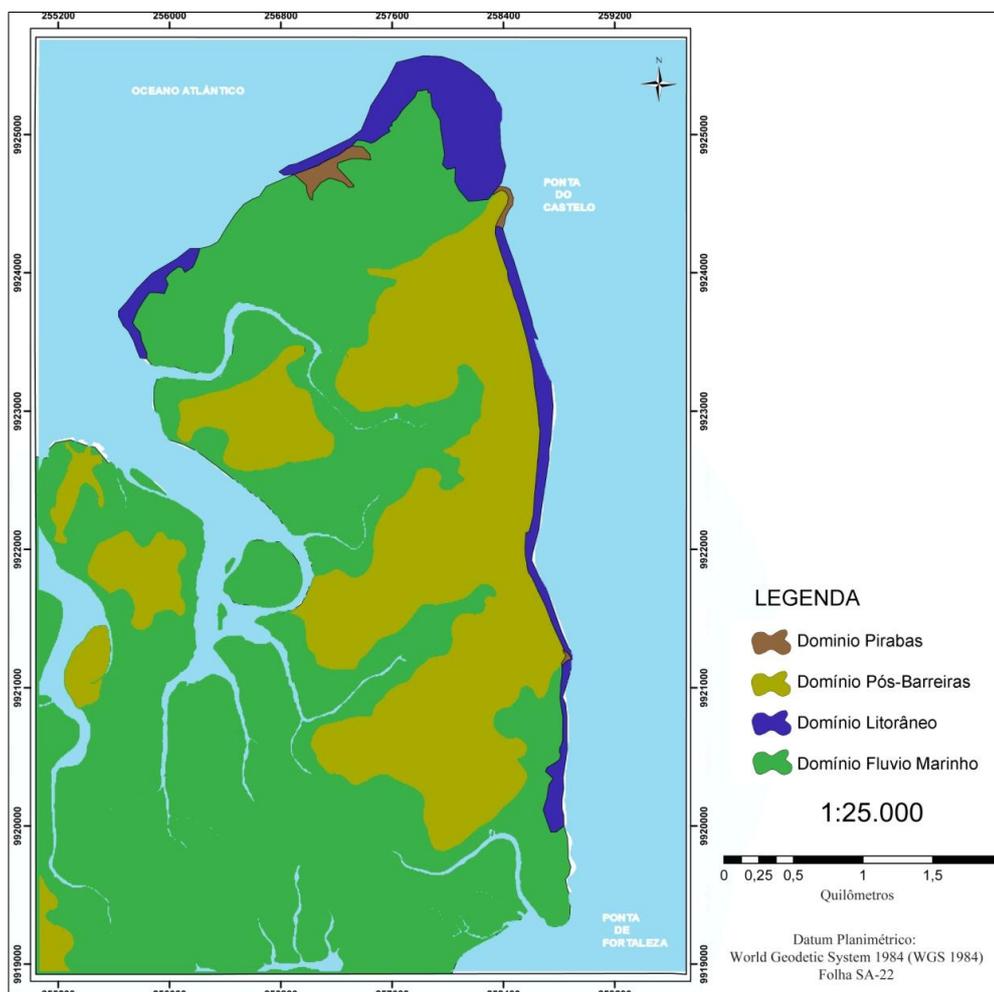


Figura 2: Mapa de Domínios Geoambientais da Ilha de Fortaleza

## CONCLUSÕES

A Ilha de Fortaleza caracteriza-se pela diversidade de feições geomorfológicas, litológicas, conteúdo fossilífero e solos. A caracterização dos elementos geoambientais, apresenta diversas aplicabilidades tais como catalogação e divulgação do conhecimento geocientífico, subsídios para políticas de ordenamento territorial e gestão ambiental e agregação de valores geoturísticos para Ilha de Fortaleza.

## REFERÊNCIAS

- Dantas M.E., Shinzato E., Medina A.I.M., Silva C.R., Pimentel J., Lumbreras J.F., Calderano S.B. Carvalho Filho A., Oliveira R.P. Mansur K., Ferreira C.E.O. Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro. In: CPRMSERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro. 2001. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM; Escala 1: 500.000. Disponível em: < <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=603&sid=26> > Acesso em: 29 Maio 2013.
- El-Robrini M., Silva M.M.A., Souza Filho, P.W.M., El-Robrini M.H.S, Silva Jr. O.G., França C.F. Erosão e Progradação do litoral brasileiro - Pará. 46 p. 2001.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Manual Técnico de Geomorfologia. 2ª Edição. ed. Rio de Janeiro: [s.n.], v. V, 2009. 175 p. ISBN ISBN 978-85-240-4110-5.
- João, W.S.J. 2013. Geodiversidade: adequabilidades/potencialidades e limitações frente ao uso e à ocupação. In: COMPANHIA DE PESQUISA DOS RECURSOS MINERAIS (CPRM) (ed.). Geodiversidade do Estado do Pará. p.: 185-222.
- Távora V.A.; Fernandes, A.C.S.; Ferreira, C.S. 2002. Ilha de Fortaleza-PA: Expressivo registro do Cenozóico marinho do Brasil. Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP); p.: 139-144.
- Theodorovicz A; Theodorovicz A.M.G. 2005. Atlas geoambiental: subsídios ao planejamento territorial e à gestão ambiental da bacia hidrográfica do Rio Ribeira do Iguape. São Paulo: CPRM, 2005. Disponível em: < [http://www.cprm.gov.br/publique/media/atlas\\_geoambiental.pdf](http://www.cprm.gov.br/publique/media/atlas_geoambiental.pdf) > Acesso em: 27 Maio 2013.

## **GEOTURISMO NA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ DE MACAPÁ: UMA PERSPECTIVA GEOLÓGICA**

*Valter Gama de Avelar<sup>1</sup>*

Universidade Federal do Amapá - Curso de Geografia. - Programa de Mestrado em Desenvolvimento Regional-MDR/UNIFAP; Email: valter@unifap.br

A Fortaleza de São José de Macapá-FSJM localiza-se no município de Macapá, capital do Estado do Amapá, região Norte do Brasil. É o maior forte que os portugueses já construíram no país e foi estrategicamente construído na foz do maior rio do mundo, o Rio Amazonas. Trata-se de um monumento tombado pelo Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN), desde 1950, e que atrai milhares de visitantes todos os anos. Agregado ao valor histórico e cultural que representa a FSJM este trabalho apresenta novas possibilidades de exploração do ponto de vista geológico e geomorfológicos, agregando e potencializando o GEOTurismo no lugar.

### **GEOTURISMO: BASES CONCEITUAIS**

Em 1965, Horse propôs um conceito com bases na geologia “O GEOTurismo propõe facilitar o entendimento e fornecer facilidades de serviços para que turistas adquiram conhecimentos de geologia e geomorfologia de um lugar, indo além de meros espectadores” (LICCARDO, MANTESSO-NETO E PIEKARZ, 2010).

Em 2002, a National GEOgraphic Traveler apresentou proposta conceitual com bases na geografia humana. Assim, “GEOTurismo é o turismo que sustenta ou contribui para melhorar as características GEOgráficas de um lugar, sejam elas o meio ambiente, patrimônio histórico, aspectos estéticos, cultura e o bem-estar de seus habitantes”. (PERINOTO, 2009; LICCARDO, MANTESSO-NETO E PIEKARZ, 2010). Segundo Perinoto (2009), o GEOTurismo é a possibilidade de transformar um ponto de interesse GEOlógico em atrativo turístico.

### **ASPECTOS GEOHISTÓRICOS DA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ DE MACAPÁ**

Neste item são abordados os primórdios da formação e construção da Fortaleza de São José de Macapá (FSJM), bem como a origem das “pedras” utilizadas para a sua edificação. De acordo com Magalhães (2006), a construção da FSJM teve seu início em 29 de junho de 1764, tendo sido finalizada 18 anos mais tarde, sendo inaugurada no ano de 1782, no dia 19 de março, dia do santo padroeiro da cidade, São José de Macapá. A construção da FSJM se deu durante o governo do capitão geral Fernando da Costa de Ataíde Teive, sob as ordens recebidas do Marquês de Pombal.

O responsável pelo desenho do projeto arquitetônico foi o engenheiro Henrique Antônio Gallucio que adotou o estilo “Vauban” de engenharia francesa (MAGALHÃES, 2006; TEIXEIRA, 2006 e CAMILO, 2008). Uma alusão às obras do construtor francês Sebastién de Le Preste, o Marquês de Vauban, com adaptações das bases defensivas da guerra de posição expressada no oitavo modelo do marquês. Desta forma, surgiu a edificação do forte, compreendendo um quadrado com baluartes pentagonais nos vértices, que receberam a denominação de Nossa Senhora da Conceição, São José, São Pedro e Madre de Deus.

Conforme asseverado por Albuquerque (2008) a área onde foi construída a FSJM, bem como parte da cidade de Macapá, era um grande “charco” banhado por um igarapé (Canal da Mendonça), que hoje se encontra aterrado nas suas proximidades, como se perceber nas imagens da Figura 1 (A; B; C; D e E).

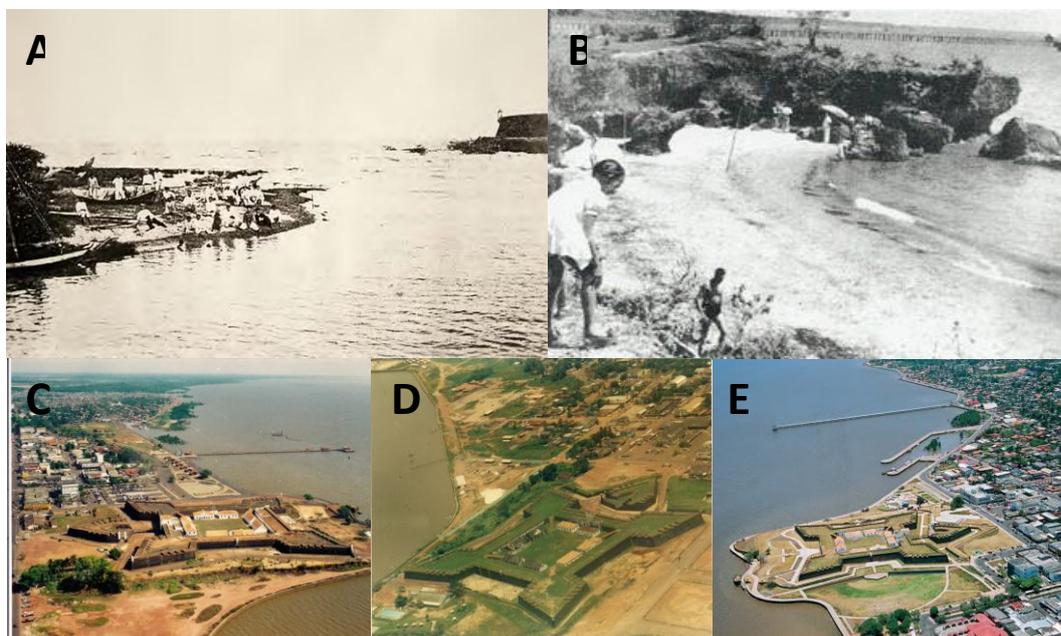
Quando da construção da FSJM, os engenheiros enfrentaram problemas de adaptação do traçado da fortaleza a um terreno que apenas em parte era de terra firme, conforme ilustrado nas Figura 1 (A e B).

### **ASPECTOS GEOLÓGICOS DA FORTALEZA DE SÃO JOSÉ DE MACAPÁ-FSJM**

A FSJM foi erguida em meio a uma grande plataforma de lateritos, que cai em escarpa abrupta (Falésia de Macapá) para o rio Amazonas (GUERRA, 1954), cujas rochas são incluídas na Formação Barreiras. De acordo com estudos apresentados por Silveira (1998) duas unidades GEOMorfológicas principais podem ser distinguidas na área: Planície Costeira e Planalto Rebaixado do Amazonas.

As paredes da FSJM foram erguidas a partir do uso de rochas sedimentares lateríticas, pertencentes à Formação Barreiras e que foram extraídas do Rio Pedreira, que dista 32 Km de Macapá

(TEIXEIRA, 2006). Este tipo de rocha foi estudado em detalhes por Costa (1991), definindo-as como uma crosta ferruginosa que por se encontrar próxima a superfície, está em vias de intemperismo e recoberta também por latossolo areno-argilosos autóctones e alóctones ou apresentam-se como uma crosta desnuda, formando o relevo.



Fontes: A) e E) Teixeira (2006); B) [www.prefeiturademacapá.ap.gov.br](http://www.prefeiturademacapá.ap.gov.br); C) e D) Paulo Uchoa.

Figura 1 – Diferentes aspectos da FSJM. Em A) GEOpaisagem nos idos de 1907, ilustrando o Canal da Mendonça Furtado; em B) Pequena enseada (“praia”) atrás da FSJM, antigo Círculo Militar, balneário na década de 1970; em C) FSJM antes da reforma de 1997, área do entorno aterrada e D) Reforma entre 1997 a 2007. Em E) Atual paisagem do lugar, após restauração e inauguração em 2007.

Dentre as características GEOLógicas que podem ser exploradas na FSJM, os afloramentos rochosos (lateritas) naturais da Formação Barreiras constituem uma excelente oportunidade para a compreensão dos processos de formação das mesmas (Figura 2 A; B; C; D; E e F). Poucos turistas tem o conhecimento que para a formação daquelas rochas havia no passado um nível d’água superior e que cobria toda esta região e que ali era, na verdade uma bacia sedimentar a milhares de anos.

A possibilidade de visualizar processos geomorfológicos também é potencializado. É comum, no entorno da FSJM, a existência de processos de resistasia (sulcos, ravinas e voçorocas), processos intempéricos (físico-químico-biológico), expressos na Figura 2A; D e H. A compreensão do significado conceitual de uma falésia também pode ser seguido (Falésia de Macapá)

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como se pode depreender com este trabalho a FSJM tem um potencial GEOTurístico muito grande, mas que ainda não é explorado pelos órgãos de fomento ao turismo no Estado do Amapá, prefeitura de Macapá e pelas agências de turismo. Neste sentido, percebe-se um ponto com monumental perspectiva histórica-cultural e que pode ser explorado também do ponto de vista GEOLógico.

A importância da FSJM para a cidade de Macapá foi muito bem retratada pelo Arqueólogo Marcos Pereira Magalhães:

*“A Fortaleza de São José de Macapá, em relação a sua importância para a formação de cidade e identidade de população local, pode ser comparada ao que o Pão de Açúcar representa para o Rio de Janeiro, ao que a Torre Eiffel representa para Paris, ao que o Coliseu representa para Roma. Portanto, sua preservação e conservação são a preservação e conservação da própria identidade do povo macapaense. Além do mais, dada sua importância histórica, a Fortaleza de São José de Macapá é um importante testemunho de formação social brasileira no período colonial...” (MAGALHÃES, 2006)*



Figura 2 - Processos Geológicos-Geomorfológicos relacionados na FSJM. Em A); B) e C) Aspectos da rocha laterítica (Formação Barreiras) em que está assentada a fortaleza. Em D); E) e F) a Falésia de Macapá e seus aspectos da erosão fluvial. Em G) Impacto hidráulico sobre o muro de arrimo, causador de erosão fluvial. Em H) Relação de Intemperismo Biológico (físico e químico). Em I) Estrutura sedimentar por dissecação (Gretas de contração).

## REFERÊNCIAS

- Albuquerque, M. 2008. Arqueologia da Fortaleza de São José de Macapá. Revista da Cultura – Fundação Cultural do Exército Brasileiro-FUNCEB, Ano VIII, Nº 14. Disponível em [http://www.funceb.org.br/images/revista/5\\_6u4y.pdf](http://www.funceb.org.br/images/revista/5_6u4y.pdf), acessado em 21 de julho de 2013.
- Camilo, J. V. P. 2008. Homens e pedras no desenho das fronteiras: a construção da FSJM. In: Congresso Internacional Espaço Atlântico de Antigo Regime: poderes e sociedades, 2008, Lisboa. Actas do Congresso Internacional Espaço Atlântico de Antigo Regime: poderes e sociedades, 2008. v. 01. p. 01-21.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências. 21(2): 146-160, junho de 1991.
- Guerra, A. T. 1954. Estudo Geográfico do Território do Amapá. Conselho Nacional de Geografia. Biblioteca Geográfica Brasileira – Série A, nº 10. 112 pag. Rio de Janeiro. 1954.
- Liccardo, A.; Mantesso-Neto, V.; Piekartz, G. F. 2010. Geoturismo Urbano: possibilidades para a geoconservação. In: 45 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA: Conferência Simpósio Temático 27-Monumentos geológicos, geoturismo, geoconservação e geoparques. Belém-PA, 2010. Disponível <http://www.mineropar.pr.gov.br/arquivos/File/publicacoes/GeoturismoUrbanoPossibilidadesParaAgeoco nservacao.pdf>, acessado em 15 de julho de 2013.
- Teixeira, P. R. R. 2006. Fortaleza de São José de Macapá. Revista da Cultura – Fundação Cultural do Exército Brasileiro-FUNCEB, Ano VI, Nº 11. Disponível em [http://www.funceb.org.br/images/revista/8\\_6k4n.pdf](http://www.funceb.org.br/images/revista/8_6k4n.pdf), acesso em 22 de julho de 2013.
- Perinotto, A. R. C. 2009. GEOTURISMO: Uma Nova Forma de Atração Turística – Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corumbataí, São Paulo, Brasil. Campinas, SeTur/SBE. Pesquisas em Turismo e Paisagens Cársticas, 2(1), 2009. Disponível em [http://www.sbe.com.br/ptpc/ptpc\\_v2\\_n1\\_027-039.pdf](http://www.sbe.com.br/ptpc/ptpc_v2_n1_027-039.pdf), acesso em 03 de junho de 2013.
- Silveira, O. F. M. 1998. A Planície Costeira do Amapá: Dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais Quaternárias. 1998. 215 pag. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Amapá – Centro de Geociências. Belém-Pará. 1998



## Capítulo 10 – Geologia do Quaternário e Oceanografia

1. PROPAGAÇÃO E DEFORMAÇÃO DA MARÉ NA PORÇÃO MÉDIA DO ESTUÁRIO DO TAPERAÇU (LITORAL AMAZÔNICO).....	832
2. DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DO ALTO RIO BRANCO, NAS ADJACÊNCIAS DA CIDADE DE BOA VISTA, RR ...	836
3. ANÁLISE BATIMÉTRICA DO RIO PARACAUARI – ILHA DE MARAJÓ – PARÁ.....	840
4. CARACTERIZAÇÃO DAS MUDANÇAS SEDIMENTARES OCORRIDAS NA PRAIA DA BARRA VELHA (SOURE – ILHA DO MARAJÓ) DURANTE O PERÍODO DE 2005 A 2007 .....	843
5. CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA, MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO RIO ARAGUARI, ESTADO DO AMAPÁ .....	846
6. VARIABILIDADE MORFOLÓGICA DO PERFIL DA PRAIA ESTUARINA BARRA VELHA, PARÁ .....	850
7. VARIAÇÃO SAZONAL DA TURBIDEZ DA ÁGUA DURANTE UM CICLO DE MARÉ NO CANAL DO PESQUEIRO-SOURE/PA. ....	854
8. VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA DA PRAIA DO PESQUEIRO – SOURE, ILHA DE MARAJÓ – PA.....	857
9. COMPORTAMENTO FÍSICO-QUÍMICO DAS ÁGUAS DOS FUROS DA LAURA E DO RIO GUAJARÁ-MIRIM DURANTE O PERÍODO CHUVOSO, BAÍA DO MARAJÓ - PARÁ .....	860
10. ANÁLISE DA TURBIDEZ ENTRE OS RIOS PARÁ E TOCANTINS DURANTE O PERÍODO SECO .....	863

## PROPAGAÇÃO E DEFORMAÇÃO DA MARÉ NA PORÇÃO MÉDIA DO ESTUÁRIO DO TAPERAÇU (LITORAL AMAZÔNICO)

Alberto Richielly M. Castelo Branco, Evandro de Oliveira Brito, Nils Edvin Asp Neto,

Instituto de Estudos Costeiros, Universidade Federal do Pará, Bragança, PA  
E mail: evandrobrito2011@gmail.com

### INTRODUÇÃO

O estuário do Taperaçú está conectado ao estuário do Caeté por uma península de planície costeira - A península de Bragança-Ajuruteua, apresentando uma extensão de cerca de 20 km e uma largura aproximada de 8 km. A planície costeira é composta em grande parte por extensos manguezais, como em todo litoral da região.

O sistema estuarino citado apresenta uma grande assimetria de maré em favor da enchente na parte interna do estuário, em contraposição com uma maré quase simétrica na parte externa. Brito (2009) denota que na parte externa observa-se um comportamento muito próximo da simetria, onde as durações das fases foram de aproximadamente 6h para a enchente e 6h20min para a vazante, e na parte interna do estuário uma forte assimetria, onde a fase de enchente ocorreu em aproximadamente 4h, enquanto que a vazante estendeu-se por cerca de 8h20min.

Segundo Brito (2009) o estuário apresenta uma leve sinuosidade em suas margens, onde nota-se a presença de grandes bancos nas porções centrais que são compostos essencialmente por areia, bem como a presença de dois canais, geralmente, margeando os bancos. Esses bancos de areia podem ser caracterizados como feições que são interpretadas morfologicamente como deltas de enchente e vazante, evidenciando assim de acordo com Asp *et al.* (2012) uma alta energia hidrodinâmica. Onde segundo Ribeiro (2012) o sedimento destes bancos revelaram uma distribuição granulométrica geral bastante regular, onde prevalecem areias finas a muito finas e bem selecionadas.

Estudos já realizados no Taperaçú por Asp *et al.* (2012), mostraram que existe uma grande assimetria de maré em favor da enchente na parte interna do estuário, em contraposição com uma maré simétrica na parte externa. Por outro lado, não se compreende exatamente como esta assimetria se desenvolve na porção média (intermediária) do estuário. Desta forma o presente trabalho tem como objetivos avaliar a propagação e deformação da maré na porção intermediária do Taperaçú, tanto em termos de níveis d'água quanto velocidades de corrente no canal e no banco de areias que são formados na parte media do estuário.

### METODOLOGIA

Foram realizadas duas campanhas amostrais, sendo uma realizada em maré de sizígia (23 de janeiro de 2012) e outra na quadratura (13 de junho de 2012). Para uma melhor caracterização do padrão de circulação, todas as campanhas foram realizadas nos setores de bancos internos do estuário do Taperaçú.

As medições eram feitas em duas regiões do estuário no canal e em cima de um banco de areia, para caracterizar o momento em que a maré ultrapassa a zona dos bancos internos. Para os dados de velocidade de corrente do canal estuarino foi utilizado um perfilador acústico de corrente ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) modelo *workhorse monitor* (1.200kHz) Teledyne, fixo em uma embarcação. As medições eram feitas em intervalos de 10 min. Simultaneamente, foram monitoradas as variações de salinidade e temperatura, utilizando uma sonda multiparâmetros HANNA modelo HI 929828, devidamente calibrada (figura 01).

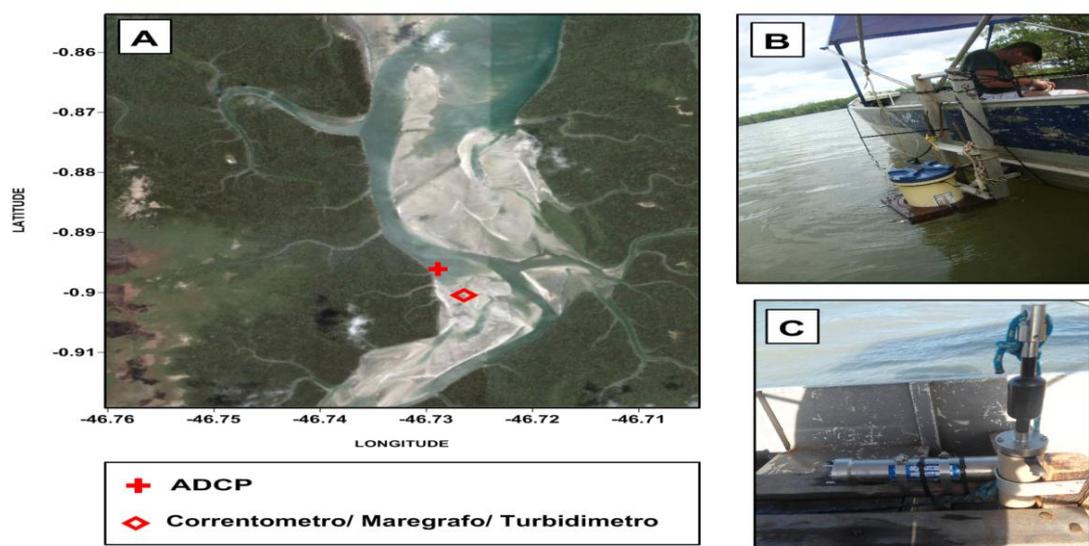


Figura 01 - Localização da área de estudo (A); ADCP fixado em uma embarcação (B) e estrutura contendo o correntômetro e uma sonda CTD.

Nas formações de bancos internos de areia, foi utilizada uma estrutura de madeira que continha o correntômetro eletromagnético modelo *INFINITY-EM* e do e o sensor *INFINITY-Turbi*, que possui um sensor de pressão capaz de gravar a oscilação do nível d'água (maré) e um sensor que medi a turbidez da água. Ambos os aparelhos são de fabricação da *JFE-Advantech Co., Ltd. – Ocean & River Instruments Division*. Com isso foi possível analisar a dinâmica tanto no setor dos bancos de areias e no canal, sob diferentes condições de maré.

Os dados de correntômetria do ADCP foram obtidos e tratados com o uso do software WinRiver II (próprio do equipamento), enquanto os correntômetros eletromagnéticos os dados foram baixados e tratados através do software Infinity Data-Transfer. Ambos os dados foram analisados com auxílio do programa Microsoft Excel 2007, sendo estes posteriormente interpretados e graficados com o uso do software Grapher 9.0.

## RESULTADOS

Os dados mostraram altas velocidades máximas de corrente durante a maré de sizígia, que no canal atingiram 1,58 m/s para a enchente e 1,4 m/s para a vazante. Sobre os bancos a velocidade foi ainda maior, atingindo 2,28 m/s, ocorrendo aproximadamente 2 h após o início da enchente, quando o nível d'água finalmente inundou o banco. Já na vazante o pico de velocidade foi de apenas 0,17 m/s, 2 h após o início da vazante (figura 02).

Na maré de quadratura o canal apresentou uma velocidade corrente de 1,03 m/s na enchente e 0,89 m/s na vazante. Sobre os bancos a velocidade de corrente foi de 0,95 m/s durante a enchente, e de 0,87 m/s durante a vazante, onde o valor máximo obtido na enchente ocorreu 3 h depois do início da enchente, já na vazante a ocorrência do pico de velocidade foi 6,2 h depois do início da vazante. Os dados indicam que o transporte de sedimento só ocorre de maneira efetiva em maré de sizígia, causando assim mudanças na morfologia dos bancos, especialmente migração a montante.

A maré de quadratura apresentou resultados bem distintos, pois os sedimentos que circulam no estuário não parecem sofrer transporte efetivo (líquido), sendo igualmente transportados a montante (enchente) e a jusante (vazante). Por outro lado, dados de turbidez indicam que o transporte a jusante sobre os bancos é ainda mais intenso que o de enchente, ao contrário do observado em situação de sizígia. Desta forma o sedimento é substancialmente transportado a montante durante a sizígia, e secundariamente transportada à jusante em quadratura, explicando em parte o estado de preenchimento do Taperaçu (figura 03).

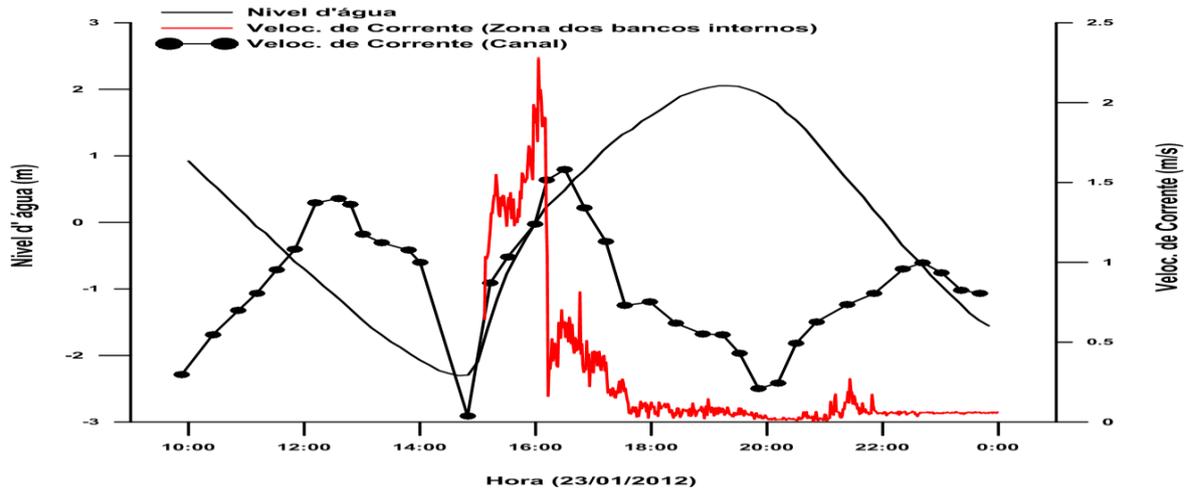


Figura 02 -: Características hidrodinâmicas na área do canal principal e na área dos bancos internos em maré de sizígia.

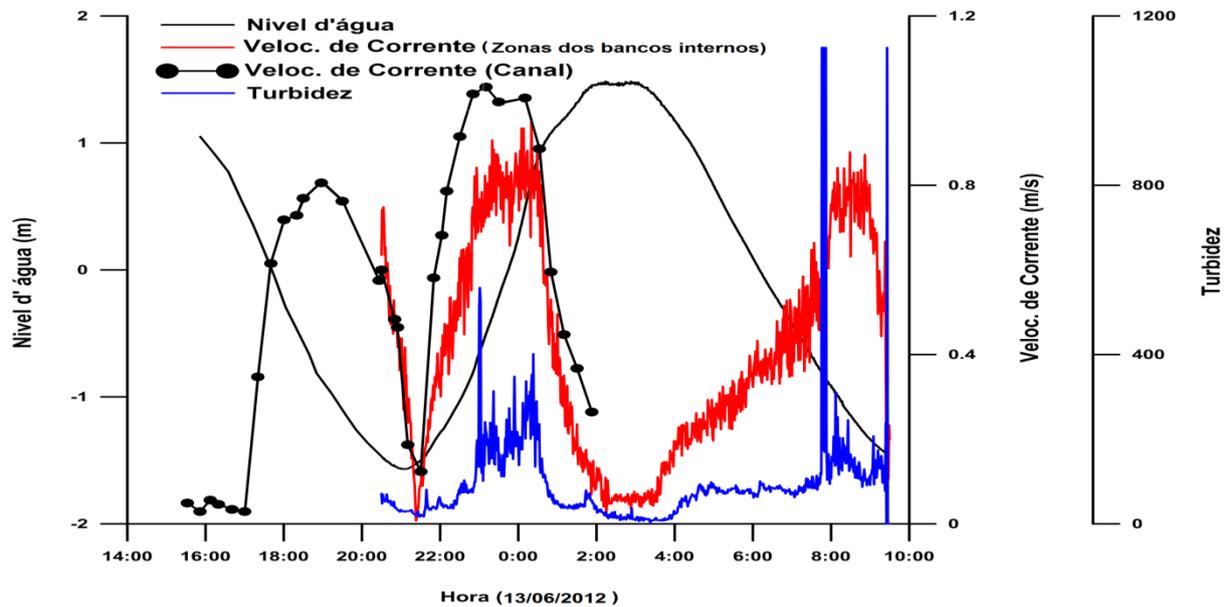


Figura 03 - Característica hidrodinâmica no canal e na área dos bancos internos em maré de quadratura.

Devido à ausência de uma descarga fluvial, não houve variação significativa de salinidade e temperatura durante as duas campanhas (Sizígia/Quadratura) e efeitos sazonais não foram avaliados. Destaca-se ainda a forte interação entre dinâmica e morfologia neste estuário.

## CONCLUSÕES

Durante a maré de sizígia a velocidade de enchente e a altura da maré são maiores que na quadratura, se propagando mais intensamente sobre os bancos e aumentando o transporte de sedimento, ocasionando uma mudança na morfologia dos bancos entre as fases de maré. Já na vazante o fluxo tende a ser direcionado mais pelo canal, pois a diminuição do nível d'água é mais rápida, apresentando assim uma baixa velocidade de corrente por sobre os bancos. Essa diferença de velocidade nos bancos influencia no transporte de sedimento para o estuário, na maré de sizígia por apresenta um nível d'água maior e com a alta velocidade de enchente tende a transportar muito sedimento para dentro do estuário, e na vazante a velocidade, sendo substancialmente menor sobre os bancos, apenas uma pequena parte dos sedimentos é direcionada para a plataforma.

Na maré de quadratura o nível d'água não aumenta tanto e a água demora mais a ultrapassar os bancos, e a velocidade é menor comparada com a sizígia. Na fase de vazante a amplitude de maré é menor

e a água tende a percorrer mais pelos bancos apresentando uma velocidade de vazante em cima dos bancos maior do que na sizígia.

Na maré de quadratura mostrou que durante a enchente o sedimento é transportado para dentro do estuário e na fase de vazante esse sedimento é devolvido para a plataforma, onde podemos concluir que o estado de preenchimento do Taperaçu ocorre apenas na maré de sizígia.

#### **REFERÊNCIAS**

- Asp, N.E.; Schettini, C.A.F.; Siegle, E.; Silva, M.S.; Brito, R.N.R. The Dynamics of a Frictionally-dominated Amazonic Estuary. *Brazilian Journal of Oceanography* (in press), 2012.
- Bruto, R.N.R. Análise morfodinâmica do estuário do Taperaçu no nordeste paraense, Brasil e suporte para modelagem numérica. Mestrado em Biologia Ambiental – IECOS/UFPA, Bragança. 77f. 2009.
- Ribeiro, C. M. M. Morfodinâmica da foz de um estuário de macromaré no litoral amazônico brasileiro. 69f. Mestrado em Biologia Ambiental – IECOS/UFPA, Bragança, 2012.

## DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DO ALTO RIO BRANCO, NAS ADJACÊNCIAS DA CIDADE DE BOA VISTA, RR

Carlos Sander; Thiago Morato de Carvalho<sup>1</sup>; Fábio Luiz Wankler<sup>2</sup>; Nelson Vicente Lovatto Gasparetto; Manoel Luiz dos Santos<sup>3</sup>.

1 - Departamento de Geografia – UFRR – sandergeo@yahoo.com.br, tmorato@infonet.com.br

2 - Departamento de Geologia – UFRR – fwankler@dgl.ufrr.br

3- Departamento de Geografia – UEM – nvlgasparetto@uem.br, mldsantos@uem.br

### INTRODUÇÃO

Os trabalhos tratando da dinâmica fluvial, classificação de canais e rede de drenagem vem sendo desenvolvidos desde a metade do século passado. Contudo, os estudos sobre os sistemas fluviais tropicais são bastante recentes, com poucos estudos que antecedem a década de 1990 (Phillip et al, 1989. Pickup, G. and Warner R. F., 1984). Mesmo assim, tais estudos promoveram um grande avanço da Geomorfologia Fluvial. Latrubesse et. al (2005) destacam que os trabalhos tem apresentado temas voltados à processos morfogênicos, processos sedimentológicos e hidro-sedimentológicos, a hidrologia de inundação, e a relação entre o tectonismo e os processos fluviais.

No Brasil, os principais estudos desenvolvidos em grandes sistemas fluviais estão voltados para as bacias dos rios Paraná, Araguaia, Paraguai e mais recentemente se estenderam aos sistemas fluviais Amazônicos (Stevaux e Santos, 1998; Filizola, 1999; Latrubesse e Stevoux, 2002; Latrubesse e Franzinelli, 2005; Carvalho, 2009; Bayer e Carvalho, 2008). Embora importantes trabalhos tenham sido desenvolvidos nesta Região, tais trabalhos abordam poucos sistemas fluviais, dado o limitado volume de dados da região, acesso e equipamentos, assim como recursos humanos.

O rio Branco, um dos principais afluentes do rio Negro, também não foge a essa regra. Neste sentido, o presente trabalho busca discutir a dinâmica do alto rio Branco em seu trecho superior, servindo de subsídios para estudos futuros sobre a evolução deste sistema fluvial.

Área de estudo - O estudo foi desenvolvido em um trecho de canal do alto rio Branco com uma extensão aproximada de 11 km, nas proximidades da cidade de Boa Vista e localizada entre as coordenadas 60° 36' – 60° 48' W e 2° 46' – 2° 52' N (Figura 1). A área de captação deste trecho do rio é de aproximadamente 95.000 km<sup>2</sup>, estando 11,5 % em território guianense.

O trecho do alto rio Branco está inserido no domínio do Grabén do Tacutu. A geologia do local compreende a Formação Boa Vista que é definida pela ocorrência de sedimentos arenosos inconsolidados com intercalações de níveis conglomeráticos e de com concreções lateríticas (com ocorrência de diatomito) de idade Pleistocênica (IBGE, 2004). Conforme IBGE (2004), a área da planície aluvial é classificada como Aluviões Holocênicos, caracterizado por depósitos de areias grossas e conglomeráticas, representando residuais de canal: arenosos relativo a barra de pontal; pelíticos quando relativos à transbordamento e flúvio lacustres; e eólicos quando retrabalhados pelo vento. com idade a região compreende

O clima da região (classificação de Köppen) abrange os tipos “Af” (Oeste da bacia), “Am” (Centro e Norte da bacia) e “Aw” (Leste da bacia). Segundo Evangelista et. al. (2008) o volume anual de chuvas na bacia varia entre 2400 mm na parte oeste da bacia e decresce em direção a leste apresentando chuvas perto de 1100 mm na fronteira entre Roraima e Guiana. Ainda segundo os mesmos autores, a concentração total de chuvas durante a estação úmida é próximo de 60 % na parcela oeste da bacia e chega a 89 % na parte leste, com maiores volumes precipitados nos meses de maio, junho e julho.

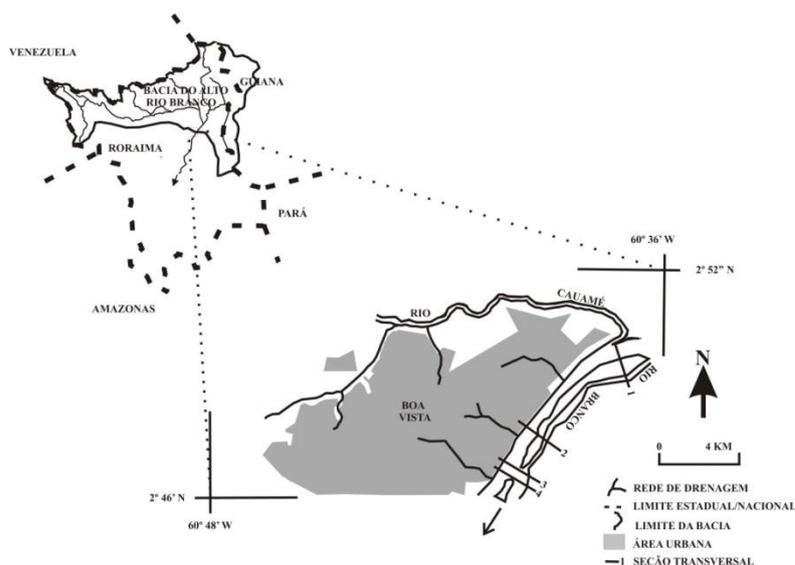


Figura 1. Localização da área de estudo.

## METODOLOGIA

A metodologia envolveu a interpretação de imagens de satélite Landsat 5 (ano, 2013) e fotografias aéreas de 1943 e 1969 (418, 420 e 422 0-258 40) utilizadas para definição dos limites do canal e das ilhas. A seção transversal foi mensurada com o auxílio de um ecobatímetro modelo M9 (Efeito Doppler) entre os meses de Março e Dezembro de 2012. Para definição da velocidade de erosão do trecho foi instalado sistemas de pinos de vergalhão junto à margem dos canais, entre os anos de 2010 - 2013. A partir desses dados foram avaliadas mudanças na morfologia do canal e ilhas, assim como suas respectivas seções transversais.

### Resultados e Discussão

O canal do alto rio Branco é classificado por um canal de baixa sinuosidade e no trecho de estudo se apresenta em forma de arco com sua concavidade voltada para a margem direita fazendo limite com o terraço a qual Boa Vista está instalada. A Figura 2 apresenta o trecho do canal do rio Branco estudado, mostrando a evolução espaço-temporal do canal para o período entre 1943 a 2013 e o limite de sua planície aluvial. Nota-se o desenvolvimento natural da zona de agradaciação, composta por ilhas e barras fluviais, junto à margem convexa. Tal sistema de ilhas, posicionadas a montante da ponte dos Macuxis (Figura 2), possui uma extensão de 15 km, tendo um canal secundário de largura entre 60 e 200 m, em fase de eminente abandono, cortando sua conexão com a planície de inundação.

Observações junto a seções transversais mostram o maior grau de entalhamento do canal principal, que tem seu talvegue posicionado próximo à margem direita do canal do rio Branco. As seções transversais 1 e 2 mostram que o talvegue do canal principal do rio Branco se apresenta de 4,39 a 4,76 m mais profundo que o canal secundário. Tal condição mostra a maior erosão no canal principal e a desativação do canal secundário, seja pelo volume fluxo drenado ou pela sua condição de assoreamento. Enquanto nos trechos superiores e inferiores a erosão da margem direita junto a antigos depósitos aluviais é eminente, a condição de assoreamento da margem convexa do rio Branco pode esta sendo acelerada pela construção da ponte dos Macuxis. O represamento da planície de inundação, desenvolvida na parte oriental da área estudada, provavelmente acelera a deposição do sedimento junto à margem esquerda do rio Branco.

O perfil 3 e 4 mostram uma modificação do formato da seção transversal. O perfil 3, posicionado logo a montante da ponte apresenta uma condição peculiar. Apresenta um talvegue com fluxos de maior velocidade (como nos perfis 1 e 2) posicionado próximo a margem direita. Contudo, próximo à margem esquerda do canal, há a presença de um talvegue, com condições de fluxo reduzido, mas com profundidade superior a 2,4 m que o talvegue oposto. Esse talvegue tem origem na margem esquerda do canal principal do canal do rio Branco (parte ocidental das ilhas), á aproximadamente 700 metros a montante da ponte dos Macuxis (Figura 2), sendo limitado a norte por uma barra lateral. É provável que este talvegue seja remanescente de um posicionamento mais oriental do canal do rio Branco. Os fatores que mantém este talvegue são desconhecidos. Dentre as possibilidades estão à entrada do fluxo de água pela planície de inundação, represado pelo aterro da ponte, a ocorrência de fluxos diagonais que se deslocam da posição

côncava em direção à margem esquerda, favorecidos por uma barra central que impede o fluxo a jusante em períodos de vazante.

O perfil 4, por sua vez, mostra a divisão do sistema do rio Branco em dois canais, limitados a uma barra central que se inicia a jusante da ponte e a ilhas centrais posicionadas na sequência dessa barra. O desnível entre o talvegue é praticamente nulo, sendo inferior a 0,4 m.

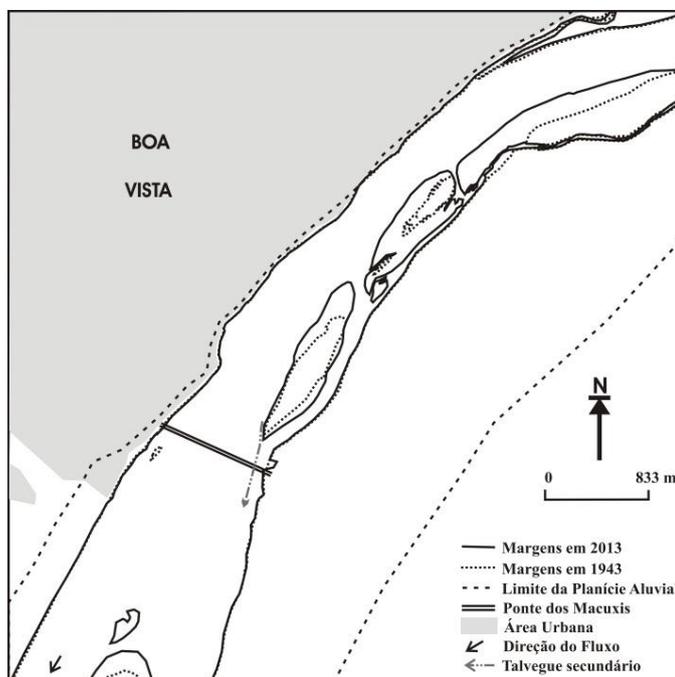


Figura 2: Evolução espaço-temporal (1943-2013) da planície aluvial do rio Branco nas adjacências de Boa Vista-RR.

## CONCLUSÕES

Quanto da dinâmica do rio Branco constatou-se:

- Um processo erosivo importante junto à margem direita em trechos formados por antigos depósitos aluviais;
- Um processo evolutivo de agradação junto à margem esquerda do sistema do rio Branco, com acresção de ilhas e eminente desativação do canal secundário;
- Evidencia a presença de um talvegue remanescente que possivelmente mostra um antigo na planície aluvial;
- A interferência da ponte do rio Branco e de seu aterro na morfologia do canal, na evolução das ilhas e da planície de inundação.

## REFERÊNCIAS

- Filizola N.P., 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira. ANEEL, Brasília. 63 pp.
- Latrubesse E.M., Stevaux, J. C. 2002. Geomorphology and Environmental Aspects of Araguaia Fluvial Basin, Brazil. *Z. fur Geomorphology*, 129: 109-127.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de Geomorfologia do Estado de Roraima. Rio de Janeiro, 1ª Ed, 2005a. 1 mapa. 89 X 79 cm, escala 1:1.000.000.
- Latrubesse E.M., Stevaux, J. C.; Sinha. R. Grandes Sistemas Fluviais Tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 6 (1), 1-18. 2005.
- Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2005. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, 70(3-4):372-397.
- Pickup, G.; Warner, R. F. 1984. Geomorphology of tropical rivers, I: channel adjustment to sediment load and discharge in the Fly and lower Pururu, Papua New Guinea. In: Schick, A. (Ed.) *Catena*

Supplement 5: 1-18.

Philip, G.; Gupta, R. P.; Bhattacharya, A. B. Channel Migration Studies in the middle Gange Basin, India using remote sensing. *International Journal of Remote Sensing* **10**(6): 1141- 1149. 1989.

Stevaux J.C., Santos M.L., 1998. Palaeohydrological changes in the upper Parana river, Brazil, during the Late Quaternary: a facies approach. In: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (Eds.), *Palaeohydrology and Environmental Change*. John Wiley and Sons, pp. 273–285.

Carvalho, T.M. 2009. Avaliação do transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia. *Geosul*, Florianópolis, v. 24:47, p 147-160

Bayer, M., Carvalho, T.M. 2008. Processos morfológicos e sedimentos no canal do Rio Araguaia. *Revista de Estudos Ambientais*, **10**:2, p. 24-31.

## ANÁLISE BATIMÉTRICA DO RIO PARACAUARI – ILHA DE MARAJÓ – PARÁ

Ferreira, G.P.<sup>1</sup>; Rosário, R.P.<sup>2</sup>; Silva, M.S.<sup>2</sup>; Rollnic, M.<sup>2</sup>; Limongi, C.M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

<sup>2</sup>Universidade Federal do Pará – UFPA. gabrielapferreira@live.com

### INTRODUÇÃO

O rio Paracauari é o principal rio que drena a porção nordeste da ilha do Marajó, estado do Pará, maior ilha fluvio-estuarina do mundo, e que integra a rede fluvial da foz da Bacia Hidrográfica do rio Amazonas.

O rio Paracauari divide os dois principais municípios da ilha do Marajó, Soure e Salvaterra, e está localizado sobre duas formações geomorfológicas distintas: o Planalto Rebaixado da Amazônia (ou Planalto Costeiro da Amazônia) e a Planície Amazônica, com distintas compartimentação de relevo, geologia e litologia, gradiente costeiro e distribuição dos ecossistemas (FRANÇA; SOUZA FILHO, 2006).

Além disto, o rio Paracauari é considerado um dos principais fatores que regulam a atual dinâmica costeira e que moldam a morfologia da costa nordeste da ilha do Marajó (FRANÇA; SOUZA FILHO, 2006). Apesar de toda sua particularidade e importância, estudos sobre a morfobatimetria do rio Paracauari ainda são escassos, há somente o registro da carta náutica B300 da DHN a qual compreende apenas a região de sua foz. Neste contexto, o objetivo deste trabalho foi realizar morfobatimetria detalhada do rio Paracauari, desde a região de sua confluência com os rios do Saco e Mangueiras, até a sua foz.

### METODOLOGIA

A área de estudo abrange o rio Paracauari desde sua confluência com os rios do Saco e Mangueiras até sua desembocadura na baía do Marajó (UTM 22M, 777319-768956 W; 9917154-9928449 S) e está localizada na margem leste da ilha de Marajó no estado do Pará, no setor insular estuarino (Fig.1).

O levantamento morfobatimétrico da área de estudo foi realizado em julho/2011. As sondagens foram realizadas seguindo uma malha amostral de 202 perfis, espaçados em 100 m entre linhas de sondagem, empregando-se um ecobatímetro GARMIN 520s (Fig.2), com o transdutor fixado a uma embarcação de 4m de comprimento, 0,5 m abaixo da linha d'água.

Os registros batimétricos obtidos foram posteriormente tratados para correção da profundidade do transdutor e reduzidos ao nível de baixa-mar, com base em registros da oscilação do nível das marés, obtidos simultaneamente às sondagens batimétricas, por dois sensores de pressão Infinity ATU75W-USB instalados sobre o leito do rio, um próximo à foz do rio Paracauari e outro na confluência dos rios do Saco e Mangueiras. As sondagens assim reduzidas foram então empregadas na geração de uma malha interpolada pelo método “kriging” e de um mapa batimétrico da área.

### RESULTADOS

A bacia de drenagem do rio Paracauari ocupa uma área de 608 km<sup>2</sup>. O seu curso é caracterizado como altamente meandrante, especialmente em seu canal principal, e seu possui desvios classificados como moderados (SOUZA; ROSSETTI, 2009).

A área de estudo prospectada apresenta profundidades que variam entre 3 até 50 m. Seu trecho mais profundo corresponde àquele entre a região dos portos dos municípios de Soure e Salvaterra e na região de sua desembocadura no rio Pará (Fig. 3).

No trecho abrangido pelo levantamento morfobatimétrico, o rio das Mangueiras apresentou-se como o mais raso, com profundidade máxima em torno de 12 m e apresentou bosques de mangue ao longo de sua margem esquerda e extensas áreas que são emersas nas baixa-mares, configurando um ambiente de planície lamosa. No rio do Saco, os registros das sondagens indicaram profundidades de 2 a 15 m, também com ocorrência de bancos rasos e bosques de mangue ao longo de suas margens.

A zona mais profunda prospectada correspondeu à região de seu curso médio até a foz do rio Paracauari, com profundidade que variou entre 26 e 50 m. A morfobatimetria da calha do rio sugere uma orientação de NW-SE. Estudos anteriores indicam que os canais fluviais na Amazônia possuem controle estrutural e, especialmente na região leste do Marajó, ocorrem orientações NW-SE, NE-SW, E-W a ENE-

WSW que podem ser atribuídas às falhas tectônicas normais e transcorrentes (ROSSETTI et al., 2008; MANTELLI; ROSSETTI, 2009).

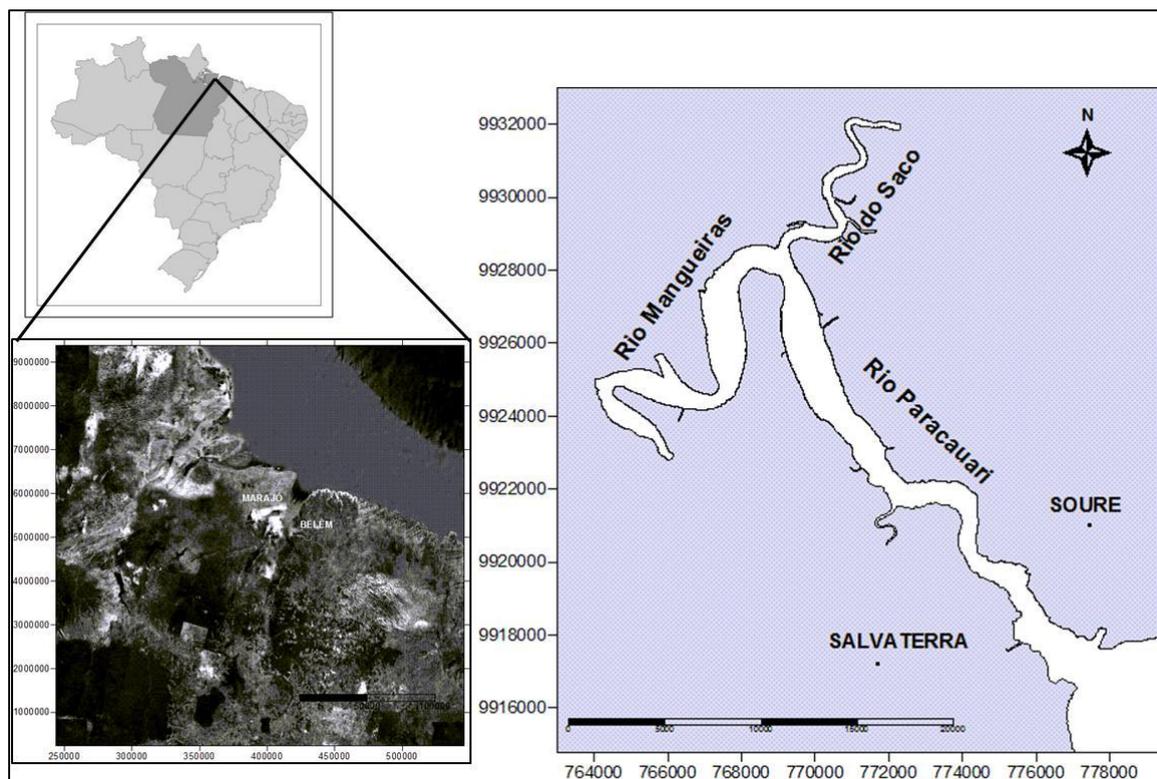


Figura 1: Área de estudo.

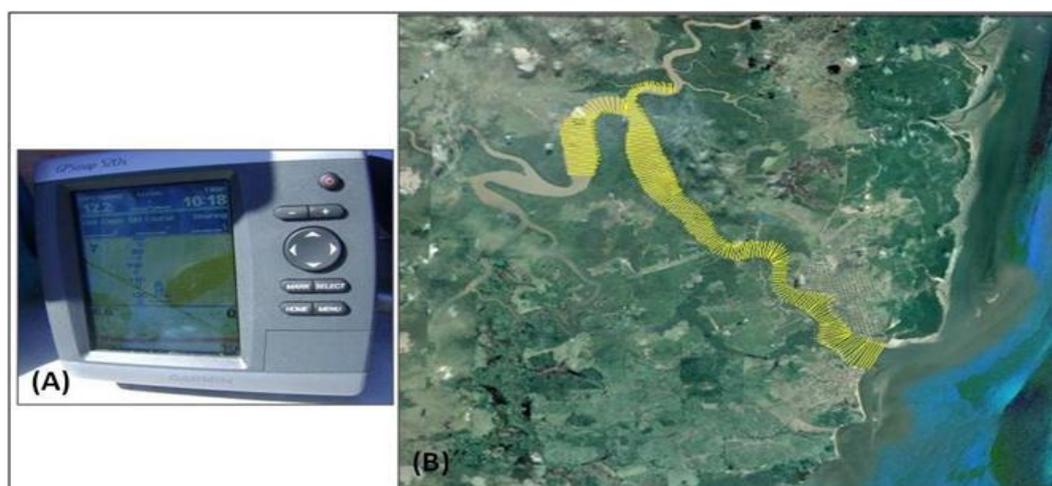


Figura 2: Sonda GARMIN 520s utilizada para o levantamento batimétrico (A); Malha da sondagem batimétrica (B).

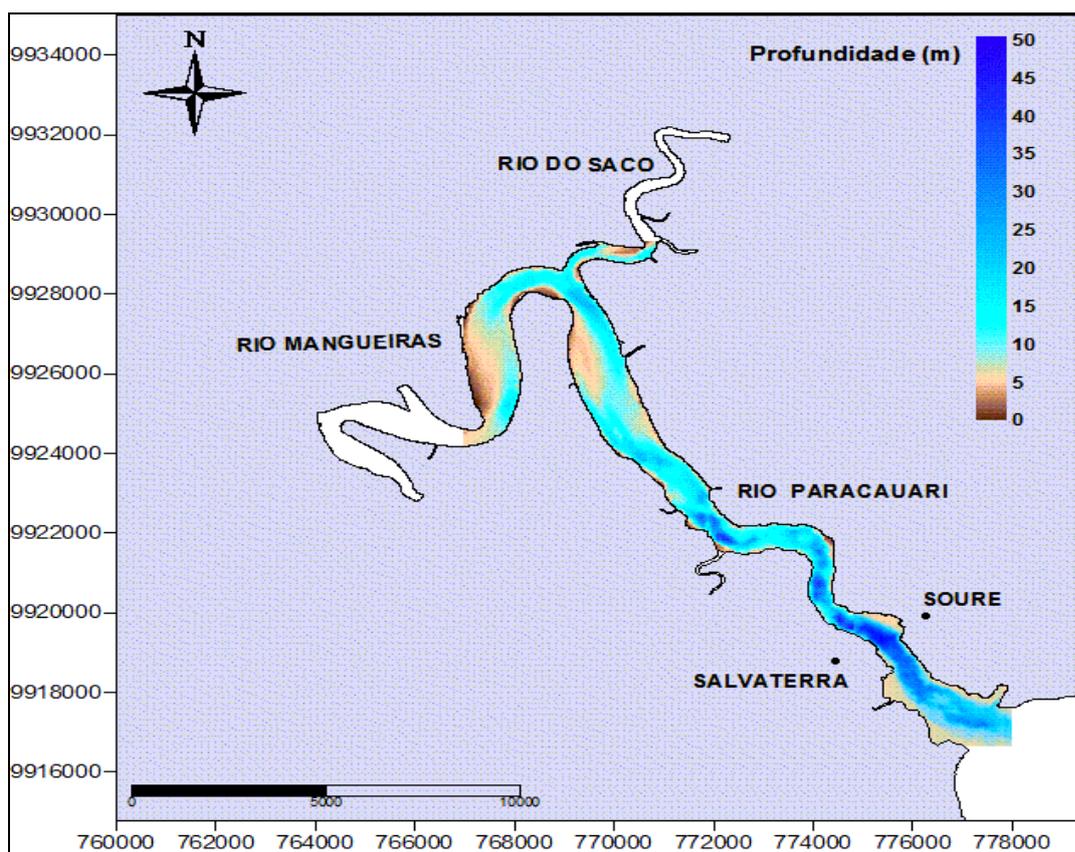


Figura 3: Configuração morfobatimétrica da área de estudo.

## CONCLUSÕES

A formação e a batimetria do rio Paracauari é provavelmente influenciada por controle estrutural, pois a orientação NW-SE de sua região mais profunda, que possui profundidade próxima a 50 m, e a delimitação de formações geomorfológicas distintas indicam a possibilidade da presença de uma falha tectônica, porém é necessária uma investigação sísmica apropriada para a sua confirmação. Há também algumas áreas expostas quando na baixa-mar, formando planícies lamosas e florestas de mangue, especialmente próximo às margens e à confluência do rio Paracauari com o rio Mangueiras, que é o rio mais raso na área amostrada nesta pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- França, C. F.; Souza Filho, P. W. M. Compartimentação morfológica da margem leste da Ilha de Marajó: Zona Costeira dos municípios de Soure e Salvaterra – Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 7, nº1, 33-42. 2006.
- Mantelli, L. R.; Rossetti, D. F. Significado Tectônico de Lineamentos de Drenagem no Sudoeste da Ilha do Marajó. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 39 (1), p. 42-54. 2009.
- Rossetti, D.F.; Góes, A.M.; Valeriano, M.M.; Miranda, A.C.C. Quaternary Tectonics in a Passive Margin: Marajó Island, Northern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, v.23, p.121-135. 2008.
- Souza, L. S. B.; Rossetti, D. F. Análise morfoestrutural na porção leste da Ilha do Marajó/PA. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 14. (SBSR), Natal. Anais... São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3387-3394. 2009.

## CARACTERIZAÇÃO DAS MUDANÇAS SEDIMENTARES OCORRIDAS NA PRAIA DA BARRA VELHA (SOURE – ILHA DO MARAJÓ) DURANTE O PERÍODO DE 2005 A 2007

Jaqueline Rosa Coelho<sup>1</sup>, Marcelo Moreno da Silva Alves<sup>2</sup>, Masharu Silva Kawamoto<sup>3</sup>, Rosa Maria da Luz Mendes<sup>4</sup>

Universidade Federal Rural da Amazônia- UFRA

### INTRODUÇÃO

A zona costeira caracteriza-se por ser uma área de transição, onde há a ocorrência de mudanças de curto, médio e longo períodos, caracterizadas por processos costeiros, que são uma mistura de processos marinhos e continentais que interagem entre si, resultando em um mosaico de paisagens cuja dinâmica é diferenciada pela alta complexidade (CARVALHO; RIZZO, 1994). A dinâmica costeira é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias arenosas e pelos processos de erosão e/ou acreção que as mantêm em constante alteração. As marés, correntes, ondas e ventos são agentes que atuam nos ambientes costeiros, os quais são responsáveis pelo deslocamento dos sedimentos e pelo modelamento fisiográfico da costa, produzindo formas e feições erosivas e deposicionais bastante variáveis (ALVES, 2001; FARIAS Jr. et al., 1987; SANTOS, 2000).

De acordo com Nordström (1992), os estuários são zonas preferenciais de acumulação de sedimentos finos, margeados por manguezais. No entanto, a ocorrência de praias arenosas ou de cascalho nas suas margens, nos diversos trechos (superior, médio e inferior) é freqüente, devido principalmente à migração de bancos arenosos de fundo, pelas correntes de maré, assim como ao caráter transgressivo da costa.

A Ilha de Marajó situa-se em um ambiente fluvial-estuarino complexo, onde a porção oriental e ocidental apresenta diversidades sedimentológicas, morfológicas e climáticas distintas, e neste sentido oferecem um amplo cenário para a caracterização física de ecossistemas, envolvendo seu potencial ecológico e exploração biológica.

O objetivo deste trabalho é caracterizar as mudanças sedimentares ocorridas na praia da Barra Velha (Soure – Ilha do Marajó) durante o período de 2005 a 2007 de acordo com os subambientes das praias estuarinas sob o ponto de vista granulométrico, considerando os parâmetros de decantação de sedimentos de Dean (1977).

### METODOLOGIA

Foram realizadas coletas sistemáticas de sedimentos na zona de intermaré da praia da Barra Velha. Após a coleta, as amostras dos sedimentos arenosos foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente etiquetados e transportados ao Laboratório de Geologia e Recursos Minerais Marinhos, do Centro de Geociências da UFPA e Laboratório de Geologia de Ambientes Aquáticos da Universidade Federal Rural da Amazônia, para a realização dos procedimentos analíticos.

Em laboratório, as amostras de sedimentos coletados foram inicialmente lavados com água destilada para retirada dos sais solúveis, posteriormente secados em estufa a aproximadamente 80°C, e quarteados para a separação de uma sub-88 amostra de 100g submetida à análise granulométrica, conforme descrito por Suguio (1973). As amostras foram peneiradas a seco por 12 minutos utilizando-se peneiras com malhas no intervalo de 2 a 0.062mm, numa frequência de 2,5 vibrações, em peneirador automático, adotando-se a escala de tamanho proposto por Wentworth (1922), com peneiras a cada ½ Φ nas malhas. Utilizou-se o software "*Sistema de Análise Granulométrica*" (SAG-LAGEMAR/UFF) para auxiliar na caracterização dos parâmetros estatísticos (média, selecionamento, assimetria e curtose) (FOLK e WARD, 1957).



Figura 1: Peneirador e jogo de peneiras utilizados para a separação por vibração mecânica, das classes granulométricas dos sedimentos arenosos



Figura 2: Estufa para secagem de amostras dos sedimentos arenosos

## RESULTADOS

- Na região do campo de dunas, houve a predominância de areia fina 71,71% (média 2,861 $\Phi$  e mediana 2,818 $\Phi$ ), muito bem selecionada (0,301 $\Phi$ ), assimetria positiva (0,106 $\Phi$ ) e curtose leptocúrtica (1,186 $\Phi$ );
- Na linha de maré alta (LMA) a predominância de areia fina 83,45% (média 2,774 $\Phi$  e mediana 2,774 $\Phi$ ), muito bem selecionada (0,232 $\Phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (0,040 $\Phi$ ) e curtose leptocúrtica (1,333 $\Phi$ );
- Na zona de intermaré superior, no primeiro canal, houve a predominância de areia fina 87,18% (média 2,588 $\Phi$  e mediana 2,634 $\Phi$ ), muito bem selecionada (0,341 $\Phi$ ), assimetria negativa (-0,104 $\Phi$ ) e curtose mesocúrtica (0,958 $\Phi$ );
- Na zona de intermaré média, no segundo canal, houve a predominância de areia fina 66,91% (média 2,906 $\Phi$  e mediana 2,857 $\Phi$ ), muito bem selecionada (0,307 $\Phi$ ), assimetria positiva (0,194 $\Phi$ ) e curtose mesocúrtica (0,903 $\Phi$ );
- Na intermaré inferior, na crista, houve a predominância de areia fina 65,04% (média 2,896 $\Phi$  e mediana 2,849 $\Phi$ ), muito bem selecionada (0,319 $\Phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (0,079  $\Phi$ ) e curtose mesocúrtica (1,066 $\Phi$ );
- Na linha de maré baixa (LMB) houve a predominância de areia fina 51,22% (média 2,942 $\Phi$  e mediana 2,918 $\Phi$ ), bem selecionada (0,386 $\Phi$ ), assimetria aproximadamente simétrica (-0,029 $\Phi$ ) e curtose leptocúrtica (1,177 $\Phi$ );

## DISCUSSÃO

Os sedimentos foram removidos da zona de supramaré e intermaré. Nesta situação, observa-se a migração do banco em direção da praia, a formação de uma morfologia do tipo crista e calha e os efeitos da atividade eólica, que transporta os sedimentos até as dunas frontais. Esta praia assenta-se sobre uma planície arenosa, localizada na planície costeira de Soure, dominada por macromaré.

Segundo França (2003), esta é uma praia-barreira formada por sedimentos quaternários arenosos, finos a muito finos, bem selecionados, com proveniência flúvio-marinha.

Em direção ao continente, bordejando essa praia, estabeleceu-se uma planície de maré recoberta por manguezais. Na zona de contato entre a pós-praia e o manguezal, ocorre o desenvolvimento de dunas, originados da remoção dos sedimentos mais finos do pós-praia (realizada pelo vento) e posterior deposição.

Os processos sedimentares em atuação nesta praia resultaram na migração de praias e dunas em direção aos depósitos lamosos de manguezais, formando terraços de lama, provenientes da morte e queda de mangues, das alterações pedogênicas do substrato e do solapamento pelas ondas. Tais terraços são descobertos pela ação de correntes e ondas (FRANÇA, 2003).

Na zona de intermaré, as correntes longitudinais podem criar uma ou mais barras intercaladas por calhas, compostas por areia média a fina, as quais são expostas na maré baixa. A formação de barras em maior número e menor volume aponta para a ocorrência de processo erosivo. Ainda nessa zona pode-se observar a presença de marcas onduladas relacionadas às correntes de maré combinadas com o espraiamento e refluxo das ondas. A existência de minerais pesados nessa zona é mais um indicador de erosão nessa costa.

## CONCLUSÃO

A análise sedimentológica foi feita para se caracterizar os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) dos sedimentos coletados durante o campo. De uma forma geral, não houve diferenças significativas no padrão dos sedimentos entre os diversos períodos, desta forma, foram analisados conjuntamente e apresentaram os seguintes resultados médios, que são mostrados a seguir:

- 1- Na região do campo de dunas houve a predominância de areia fina, muito bem selecionada, assimetria positiva e curtose leptocúrtica;
- 2- Na linha de maré alta (LMA) a predominância de areia fina muito bem selecionada, assimetria aproximadamente simétrica e curtose leptocúrtica;
- 3- Na zona de intermaré superior, no primeiro canal, houve a predominância de areia fina muito bem selecionada, assimetria negativa e curtose mesocúrtica;
- 4- Na zona de intermaré média, no segundo canal, houve a predominância de areia fina muito bem selecionada, assimetria positiva e curtose mesocúrtica;
- 5- Na intermaré inferior, na crista, houve a predominância de areia fina muito bem selecionada, assimetria aproximadamente simétrica e curtose mesocúrtica;
- 6- Na linha de maré baixa (LMB) houve a predominância de areia fina bem selecionada, assimetria aproximadamente simétrica e curtose leptocúrtica;
- 7- De acordo com o parâmetro  $\Omega$  de Wright & Short (1984) a praia Barra Velha foi classificada como praia Intermediária com sub-estágio, Terraço de Maré Baixa;
- 8- De acordo com o modelo para praias de meso-macromarés proposto por Masselink & Short (1993), a praia Barra Velha foi caracterizada como Terraço de Maré Baixa e Barras e Correntes de Retorno.

## REFERÊNCIAS

- Alves, M.A.M.S. Caracterização sedimentológica e geomorfológica da plataforma e parte superior do talude continental do estado do pará. 1999. 114f. (trabalho de conclusão de curso) - centro de geociências, universidade federal do pará. Belém, 1999.
- Alves, M. A. M. S. Morfodinâmica e sedimentologia da praia de ajuruteua, nordeste do pará. 2001. 104f. (dissertação de mestrado) - universidade federal do pará. Centro de geociências, 2001.
- Carvalho, V. C.; Rizzo, H. G. A zona costeira brasileira: subsídios para uma avaliação ambiental. Ministério do meio ambiente e da amazônia legal (df), p. 211, 1994.
- DEAN, R.G. Equilibrium beach profiles: u.s. atlantic and gulfs coasts. Ocean 1977.
- Farias, D.R. Variação da acidez das águas das chuvas na área dos lagos bolonha e água preta (pa). 1994. 58f. Trabalho de conclusão de curso) – (graduação em geografia). Departamento de geografia. Universidade federal do pará, belém, 1994.
- Farias, D.R. Variabilidade morfo-sedimentar das praias estuarinas da ilha de carateua – pa 142p. Dissertação de mestrado. Curso de pós-graduação. Instituto de geociências, universidade federal do pará, 2006.
- Folk, R.L & Ward, W.C., Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of sedimentary petrology, 1957, v. 27, n. 1, p. 3-26.
- França, C.F.; Sousa Filho, P.W.M. Análise das mudanças morfológicas costeiras de médio período na margem leste da ilha do marajó (pa) em imagem landsat. Revista brasileira de geociências, v.33, n. 2, p.127-136. 2003
- Nordstrom, K.F. & Jackson, N.L. Two-dimensional change on sandy beaches in meso-tidal estuaries. Zeitschrift für geomorphologie n. F., 36 (4): 465-478, 1992.
- Santos, V.F. Dinâmica de formação de cristas praias na planície costeira da ilha de algodoal – nordeste do pará, brasil. In: workshop ecolab, 5, macapá. Boletim de resumos, macapá, p. 129-133, 2000.
- Wright, L.D., Guza, R.T. & Short, A.D. Dynamics of high energy dissipative surf zone. Marine geology, v.45:41-62. 1984.

## CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA, MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO RIO ARAGUARI, ESTADO DO AMAPÁ

José Francisco Berrêdo<sup>1</sup>, Marília Carvalho Teixeira<sup>\*2</sup>, Patrícia Silva Rodrigues<sup>\*3</sup>, Thiago Souza<sup>\*4</sup>

<sup>1</sup>Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) – berredo@museu-goeldi.br; <sup>\*</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA); <sup>2</sup>mariliageo08@hotmail.com; <sup>3</sup>paty.srd@hotmail.com; <sup>4</sup>thiago.souza@ig.ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A planície costeira amapaense forma um dos maiores cinturões lamosos holocênicos do mundo, com cerca de 1600 km de extensão (Mendes, 1994). Inclui um sistema deposicional muito complexo, onde coexistem diversos subambientes, tais como mangues, planícies de marés lamosas e arenosas, estuários, deltas, lagos etc. Adicionalmente podem ser observados fácies fluviais e deltáicos, associados à paleocanais e paleodeltas visíveis na planície costeira. Os sedimentos que constituem essa faixa lamosa estão passando por alteração vadosa e freática, perturbação biogênica e enraizamento, responsáveis por modificações no caráter original desses sedimentos (Mendes, op. cit). Dentre os principais rios inseridos na costa amapaense, o rio Araguari é um dos mais importantes, apresentando maior largura, extensão e volume d'água, tratando-se de um rio levemente meandrante, principalmente em seu baixo curso, onde também desenvolvem-se amplos terraços e planícies de inundação.

O presente trabalho insere-se na linha de pesquisa de ecossistemas costeiros, e descreve a mineralogia e geoquímica dos sedimentos de fundo do rio Araguari, na zona costeira do Estado do Amapá, buscando obter informações a respeito da distribuição e proveniência destes sedimentos. A área de trabalho está localizada na porção centro leste do estado do Amapá, entre a foz do rio Araguari e os cinturões lacustres (Figura 1).

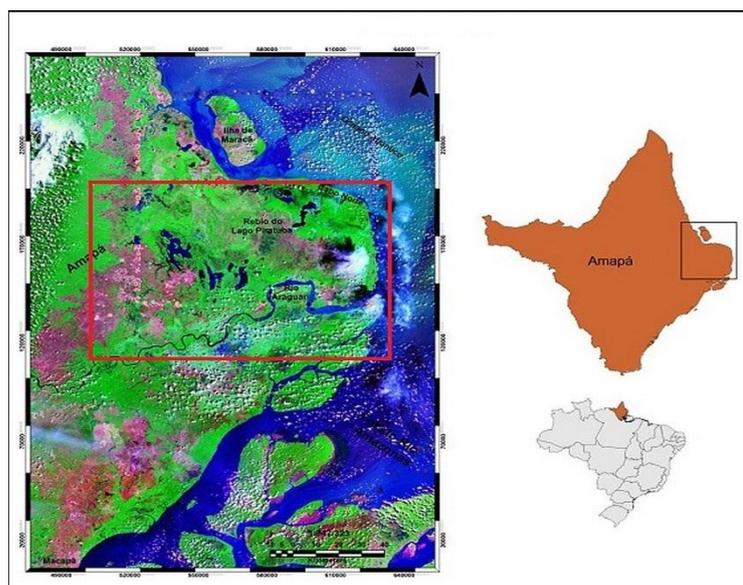


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

### METODOLOGIA

Para a análise granulométrica as amostras foram secas em estufa a 50°C, desagregadas em grau de ágata e separadas as frações silte-argila da areia por peneiramento a úmido (peneira de 0,063 mm); o silte foi separado da argila por centrifugação a 1000 rpm. As análises granulométricas foram realizadas com auxílio do software SYSGRAN 2.4, adotando-se a classificação de Folk (1974). As análises mineralógicas foram obtidas por Difração de Raios-X, com o difratômetro de raios-X Philips, modelo PW 3710, com ânodo de Cobre ( $Cu\alpha_1 = 1,54060 \text{ \AA}$ ) ajustado a 45 kV e 40 mA. Para o estudo dos minerais pesados foi utilizada a fração 0,125-0,062 mm (areia muito fina) e bromofórmio como líquido denso (densidade 2,89 g/ml); os grãos foram quantificados em microscópio petrográfico através do método *Line Counting* de Galehouse (1971).

As análises químicas totais foram realizadas em amostra total para SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe total (como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O e elementos-traço, no laboratório Actlabs Laboratories-Ltd (Canadá), além da Perda ao Fogo (1000°C) e determinação do teor de carbono orgânico (% de C).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Granulometria

O fracionamento granulométrico realizado nas amostras de fundo do rio Araguari demonstrou um caráter silto-argiloso para os sedimentos estudados, com predominância da fração silte (80%), seguida pela fração argilosa (12%). A fração areia apresenta valores médios de 8%. Segundo Santos (1994) e Costa (1994), tal característica silto-argilosa é dada em função dos parâmetros hidrodinâmicos pertinentes ao tipo de ambiente sedimentar do rio Araguari, que possui influência de maré e favorece a deposição de sedimentos mais finos em relação a sedimentos mais grossos.

### Mineralogia

As análises difratométricas indicaram que os sedimentos estudados são mineralogicamente compostos por quartzo (56%), muscovita (18%), albita (6%), k-feldspatos e hornblenda, os dois últimos de ocorrência mais restrita. A assembléia de argilominerais é representada principalmente por esmectita (53%), caulinita (33%) e illita (14%), além de clorita em quantidades traço. A detecção de minerais pouco resistentes ao intemperismo, como albita, k-feldspatos e hornblenda, evidenciam o caráter imaturo dos sedimentos analisados, associados diretamente à erosão de áreas-fonte próximas e ao curto transporte.

Em relação aos minerais pesados, estes são representados principalmente por cloritóide, epidoto, hornblenda, topázio e hiperstênio, ocorrendo amplamente em todas as amostras, e barita, silimanita, andaluzita, granada, biotita, actinolita/ferroactinolita, pumpellyita, apatita, zircão e turmalina ocorrendo de forma mais restrita. A assembleia de minerais pesados encontrada nos sedimentos de fundo do rio Araguari está diretamente relacionada às rochas ígneas máficas e ultramáficas e metamórficas de baixo a médio grau pertencentes às unidades litoestratigráficas que compõem o Escudo Pré-cambriano das Guianas, no qual o arcabouço geológico do estado do Amapá está inserido.

### Composição Química

As análises químicas indicam que os sedimentos estudados são constituídos basicamente por SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, como óxidos principais, e subordinadamente ocorrem TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, além de MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, C e S. Estes óxidos juntos representam aproximadamente 85% da composição química total dos sedimentos analisados. Os teores relativamente elevados de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> demonstram que estes sedimentos estão sendo lixiviados pelo intenso intemperismo tropical, semelhante ao comportamento observado em outras regiões da Amazônia (Konhauser et al., 1994).

Dentre estes sedimentos existem baixas a moderadas correlações negativas entre SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (r = -0,47), CaO (r = -0,37), MgO (r = -0,49), Na<sub>2</sub>O (r = -0,06), K<sub>2</sub>O (r = -0,18), MnO (r = -0,34) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (r = -0,40). Somete TiO apresentou correlação positiva (r = 0,36), indicando que o conteúdo de TiO<sub>2</sub> aumenta proporcionalmente ao de SiO<sub>2</sub>. Quando as correlações são feitas tomando-se por base Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> existe ótima correlação positiva deste com K<sub>2</sub>O (r = 0,93), o que indica que as concentrações desses elementos são diretamente proporcionais, e estas refletem o conteúdo mineralógico desses sedimentos, dominado principalmente por esmectita, caulinita e muscovita.

As análises referentes aos elementos-traço indicaram que, em comparação com os valores crustais (Taylor e McLennan, 1985), os sedimentos são enriquecidos em V, Cr, Co, As, Y, Zr, Cs, Hf, Th e U, e empobrecidos nos demais elementos. O Gráfico a baixo (Figura 2) mostra uma comparação dos valores médios das concentrações dos elementos-traços com os valores médios de PAAS (Taylor e McLennan, op. cit), ambos normalizados em relação aos valores crustais. Nota-se que quando comparados com as argilas pós-arqueanas os sedimentos estudados, de modo geral, são enriquecidos em As, Y, Zr, Hf e U. Estes elementos ocorrem na crosta continental superior, associados a minerais resistentes, como zircão, hematita e goethita, ou ainda, em relação ao As, à matéria orgânica presentes nestes sedimentos (Berrêdo, 2006).

A concentração dos Elementos Terras Raras (ETR) demonstram que os sedimentos estudados são empobrecidos nos elementos terras raras leves (ETRL) e enriquecidos nos elementos terras raras pesados (ETRP). Em comparação com a composição da crosta continental superior, estes sedimentos são enriquecidos tanto nos ETRL quanto nos ETRP, devido às elevadas condições intempéricas do clima tropical, que tende a lixiviar estes elementos das rochas da crosta, sendo posteriormente concentrados nos

sedimentos (Figura 3). Os teores de ETR normalizados pelos condritos exibem semelhantes e uniformes padrões de fracionamento e também a característica anomalia negativa de Eu (0,6), sugerindo a origem comum destes sedimentos a partir das rochas da crosta continental superior.

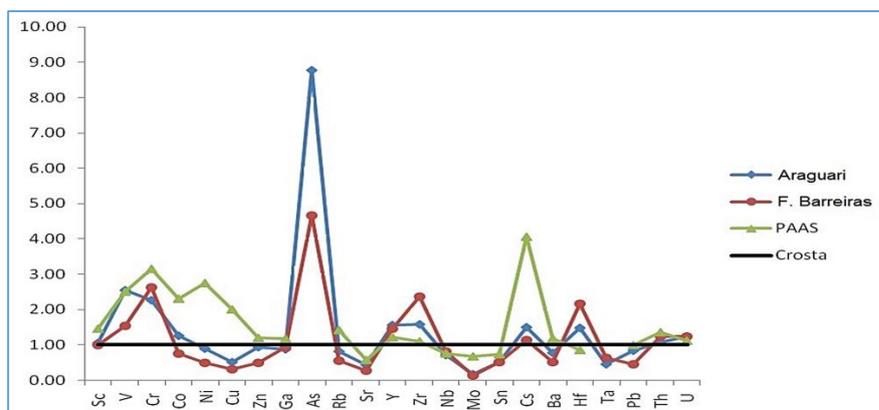


Figura 2: Concentração dos elementos-traço em comparação com a as argilas pós-arqueanas e Formação Barreiras.

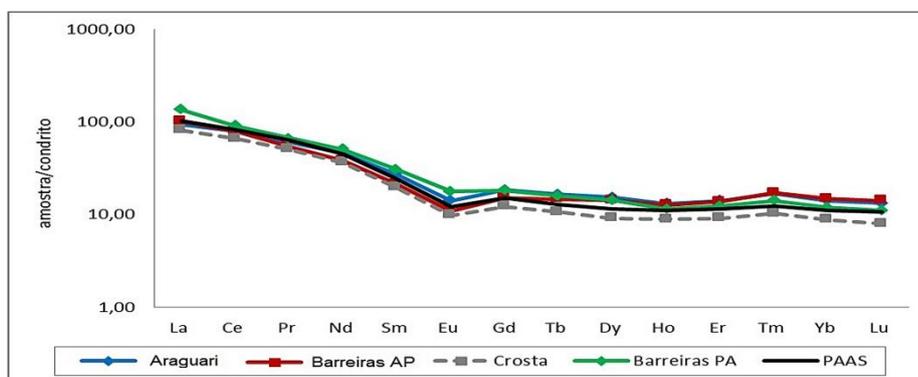


Figura 3: Comparação das concentrações dos ETR nos sedimentos estudados, com a concentração destes na crosta continental, PAAS e Formação Barreiras.

## CONCLUSÃO

Os sedimentos de fundo do rio Araguari são caracterizados como predominantemente siltico-argilosos, com dominância da fração silte (80%), seguida pela fração argilosa (12%) e arenosa (8%). Mineralogicamente são compostos por quartzo (56%), muscovita (18%), albita (6%), k-feldspatos e hornblenda. Os argilominerais são compostos por esmectita (53%), caulinita (33%) e illita (14%). Em relação aos minerais pesados, estes são representados principalmente por cloritóide, epidoto, hornblenda, topázio e hiperstênio. As elevadas concentrações de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  ocorrem devido ao incremento no conteúdo de argilominerais, de muscovita e de minerais ferromagnesianos (p.e. hornblenda e piroxênio).

De acordo com os dados apresentados no decorrer deste trabalho, conclui-se, portanto, que a distribuição dos minerais e elementos químicos nos sedimentos de fundo do rio Araguari, estão relacionadas principalmente à seleção hidráulica durante o transporte, refletindo mudanças nos parâmetros hidrodinâmicos do ambiente deposicional. Essas variações, também refletem a atuação diferenciada do intemperismo químico, e a influência de áreas-fonte de composição distinta: uma madura, representada por quartzo e caulinita, e outra imatura, representada pela ocorrência de plagioclásio, hornblenda e hiperstênio. Estes sedimentos estão sendo misturados em diversos graus devido às condições hidrodinâmicas de gradiente elevado no atual cenário da planície costeira do estado do Amapá.

## REFERÊNCIAS

- Berrêdo, J. F. Geoquímica dos sedimentos de manguezais do Nordeste do estado do Pará: o exemplo do estuário do rio Marapanim. 2006.185 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém,2006.
- Costa, L. T. da R.; Silveira, O. F. M. da.; Faria Jr., L.E. do C. 1994. Sedimentação Holocênica no Vale do Rio Araguari (Amapá)-Resultados preliminares. IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém:SBG-Norte, p.142-143.
- Folk, R. L.Petrology of sedimentary rocks. Texas: Hemphill, 1974. 182p.
- Galehouse, J.S..Point Counting. In: R.E. Caver (ed.) Procedures in sedimentary petrology, p. 385-407, New York, Wiley, 1971.
- Santos, V.F. dos. 1994. Análise Textural e Mineralógica dos Sedimentos Arenosos do Baixo Curso do Rio Araguari, Cabo Norte, Amapá. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: UFPA, 71p.
- Konhauserb, K.O., Fyfe, W.S., Kronberg, B.I. Multi-element chemistry of some Amazonian waters and soils. 1994. Chemical Geology, 111: 155-175.
- Mendes, A. C. Estudos sedimentológico e estratigráfico de sedimentos Holocênicos da Costa do Amapá. 1994.274f. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências,Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 1994.
- Taylor, S. R.; Mclennan, S. M. The continental crust: Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxiford: Blackwell Scientific Publication, p.312. 1985.

## VARIABILIDADE MORFOLÓGICA DO PERFIL DA PRAIA ESTUARINA BARRA VELHA, PARÁ

Marcelo Moreno da Silva Alves<sup>1</sup>, Jaqueline Rosa Coelho<sup>2</sup>, Rosa Maria da Luz Mendes<sup>3</sup>, Masharu Silva Kawamoto<sup>4</sup>

Universidade Federal Rural da Amazônia - UFRA

### INTRODUÇÃO

A zona costeira caracteriza-se por ser uma área de transição, onde há a ocorrência de mudanças de curto, médio e longos períodos, caracterizadas por processos costeiros, que são uma mistura de processos marinhos e continentais que interagem entre si, resultando em um mosaico de paisagens cuja dinâmica é diferenciada pela alta complexidade (CARVALHO; RIZZO, 1994).

A dinâmica costeira é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias arenosas e pelos processos de erosão e/ou acreção, que as mantêm em constante alteração. As marés, correntes, ondas e ventos são agentes que atuam nos ambientes costeiros, os quais são responsáveis pelo deslocamento dos sedimentos e pelo modelamento fisiográfico da costa, produzindo formas e feições erosivas e deposicionais bastante variáveis (ALVES, 2001; FARIAS Jr. et al., 1987; SANTOS, 2000).

A zona costeira do município de Soure apresenta uma diversidade de feições, resultante da atuação de processos geomorfológicos ligados às mudanças relativas do nível do mar, à neotectônica e à dinâmica costeira, durante o Cenozóico Superior. As praias estuarinas são definidas como depósitos de sedimentos inconsolidados, livremente retrabalhados por processos hidrodinâmicos, com a influência meteorológica e oceanográfica. Nos últimos anos houve grande procura pelas praias estuarinas devido ao elevado potencial tanto pela extensa biodiversidade quanto para atividades de lazer.

A praia da Barra Velha tem uma extensão de aproximadamente 1 km, localiza-se na margem leste da ilha de Marajó e distante cerca de 87 km da cidade de Belém, capital do estado do Pará. A ilha de Marajó enquadra-se no Setor Insular Estuarino, onde a margem leste da Ilha pertence a uma região dominada por um regime de macro marés, com amplitude de 4,3 m durante a sizígia. O trabalho tem como objetivo caracterizar as variações na morfologia praias da praia estuarina da Barra Velha, localizada na planície costeira de Soure (Ilha do Marajó - PA), através de levantamento de perfis praias, bem como contribuir com mais informações científicas sobre a área de estudo em questão. Os perfis foram levantados nos meses de Junho/2005, Agosto/2006 e Setembro/2007, onde foi feito um levantamento topográfico em um transecto perpendicular a linha de costa.

### METODOLOGIA

A sequência metodológica utilizada para a realização deste trabalho partiu de uma ampla pesquisa bibliográfica na literatura especializada, a qual faz referência a temáticas ligadas à morfodinâmica praias e processos costeiros e transporte sedimentar sobre ambientes praias, seguida de vários trabalhos de campo para a realização do levantamento topográfico da praia da Barra Velha, em condições de maré baixa de sizígia, em um ponto para monitoramento localizado após a duna frontal. Os perfis foram levantados nos meses de Junho/2005, Agosto/2006 e Setembro/2007. O levantamento do perfil praias foi realizado segundo a metodologia de Bierkmeier (1981) através de nivelamento topográfico da “Stadia”.

Para a descrição das zonas do perfil praias, utilizou-se a definição proposta por Masselink e Short (1993). Cada perfil iniciou-se no campo de dunas, se estendendo pelas zonas de supra, inter e inframaré, até a profundidade em que foi possível manter a estabilidade da régua de leitura.

### RESULTADOS

A praia estudada situa-se na Baía de Marajó, o que lhe confere o caráter de praia estuarina, de acordo com as definições de Nordstrom (1992), são ambientes afetados por correntes de maré e por ondas de baixa a moderada energia, geradas localmente dentro de baías ou estuários. Nas zonas em que o regime de ondas se diferencia significativamente entre verão e inverno, a praia desenvolve perfis sazonais típicos de acumulação (perfil de verão) e erosão (perfil de inverno). Com isso, atingindo a praia um equilíbrio às diferentes condições oceanográficas, ela desempenhará um papel de proteção da costa contra a erosão marinha.

Os resultados da variação morfológica dos perfis praias na Praia da Barra Velha apresentaram uma grande variabilidade, durante os estudos realizados observou-se que a zona de intermaré tem uma variação de 450 a 500m de extensão e sua influência se deve ao canal de maré do Araruna, que possui aproximadamente 2m de profundidade e 100m de largura. Este canal faz separação entre as praias do Araruna e da Barra Velha. É um canal meandrante, com fortes correntes de maré.

O perfil médio da praia da Barra Velha, extraído à partir dos perfis máximo e mínimo, mostra uma zona de supramaré caracterizada pelo campo de dunas de cerca de 3,29m. A zona de intermaré caracteriza-se por apresentar uma área de baixa declividade, com gradiente médio é em torno 1:50 ( $\beta=1,15^\circ$ ), possui cerca de 210m de extensão, onde ocorre um canal de maré de 1,86m de profundidade. Para caracterização da variabilidade da morfologia da praia da Barra Velha foi feita uma comparação entre todos os perfis consecutivos, observado suas mudanças entre os períodos.

O perfil do período de junho/2005 possui cerca de 462m. A partir de 7m do início do perfil apresenta duna com cerca de 3,0m. A praia apresentou uma estreita faixa de supramaré (50m). Na zona de supramaré apresenta uma feição de uma escarpa praial de aproximadamente 25m de extensão. A zona de intermaré, com aproximadamente 353m de extensão é limitada pela linha de maré alta (60m) e linha de maré baixa (462m). A declividade na zona de intermaré é suave ( $\beta=0^\circ15'$ ), é observada na diferença existente entre essas duas zonas cerca de 1,81m, onde se observam presença de cristas arenosas, à 160m e 279m respectivamente e, dois canais, o primeiro localizado à 135m e o segundo à 272m. A 453m dá-se a linha de maré baixa e partir de tal linha temos a zona de inframaré. (Figura 1)

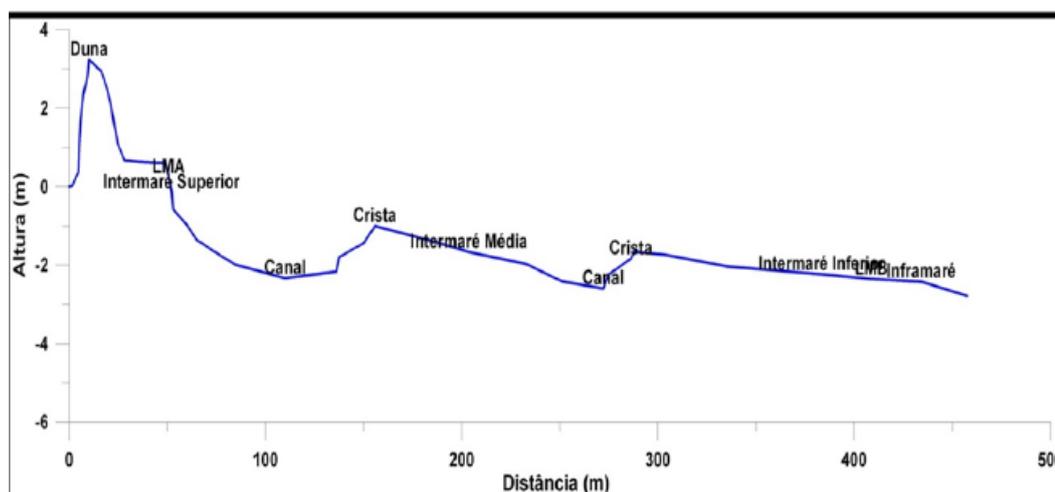


Figura 1: Perfil praiado da praia da Barra Velha (Junho/2005)

O perfil do período de agosto/2006 possui cerca de 496m. A diferença topográfica entre os pontos inicial e final é 2,5m. A partir de 8m do início do perfil apresenta duna de 3,5m e sua base encontra-se a 12m. A praia apresentou uma estreita faixa de supramaré (59m). Nota-se, ainda, nessa zona, a presença de uma escarpa praial, à 295m do início do perfil, com cerca de 2m. A zona de intermaré, com aproximadamente 392m de extensão é limitada pela linha de maré alta (60m) e linha de maré baixa (453m). A declividade da zona de intermaré é suave ( $\beta=0^\circ15'$ ), é observada na diferença existente entre essas duas zonas cerca de 1,7m, onde se observam presença de cristas arenosas, à 117m e 336m respectivamente e, dois canais, o primeiro localizado à 102m e o segundo à 266m a partir do contato duna/canal. A 453m dá-se a linha de maré baixa, e em seguida a zona de inframaré (Figura 2).

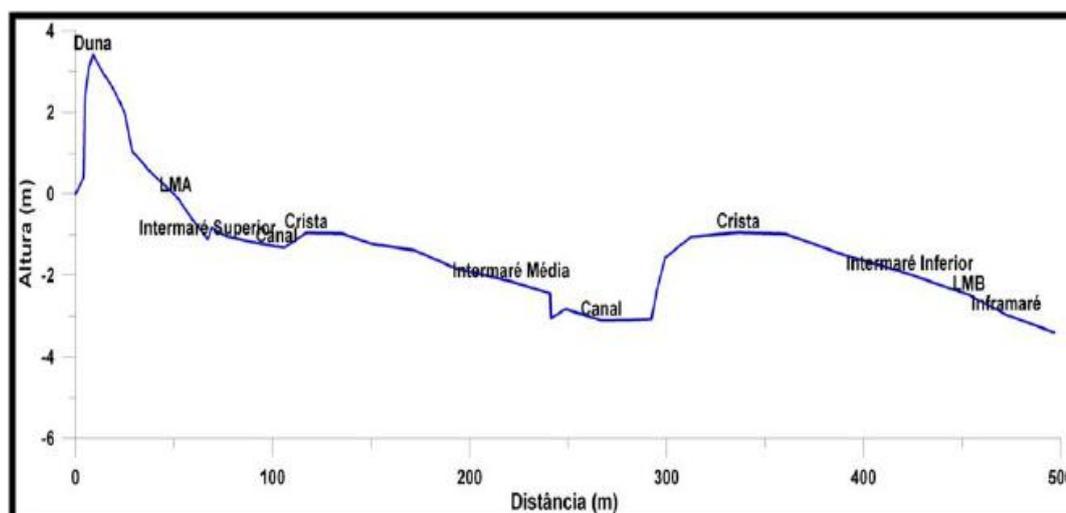


Figura 2: Perfil praiado da praia da Barra Velha (Agosto/2006)

O perfil do período de setembro/2007 possui 496m de extensão. A diferença da cota topográfica entre os pontos inicial e final é 4m. A partir de 5m do início do perfil, apresenta duna de 3m de altura. A 43m de distância do 1º ponto foi observado a base da duna. A praia apresentou uma estreita faixa de supramaré de aproximadamente 47m. A zona de intermaré, com 420m de extensão é representada pela zona situada entre a linha de maré alta (49m) e linha de maré baixa (472m). A declividade da zona de intermaré é suave ( $\beta=0^{\circ}29'$ ), é observada na diferença existente entre essas duas zonas cerca de 3,6m. Ao longo da zona de intermaré foi observado exposição de terraço de mangue entre 120 e 181m, o canal encontra-se à 273m com 20m de extensão, uma barra arenosa a 280m, e o segundo canal a 425m com 10m de extensão, aproximadamente. Há presença de uma crista a 430m com 1m de altura, estendendo-se a linha até maré baixa (496m). A zona de inframaré tem início a 496m (Figura 3).

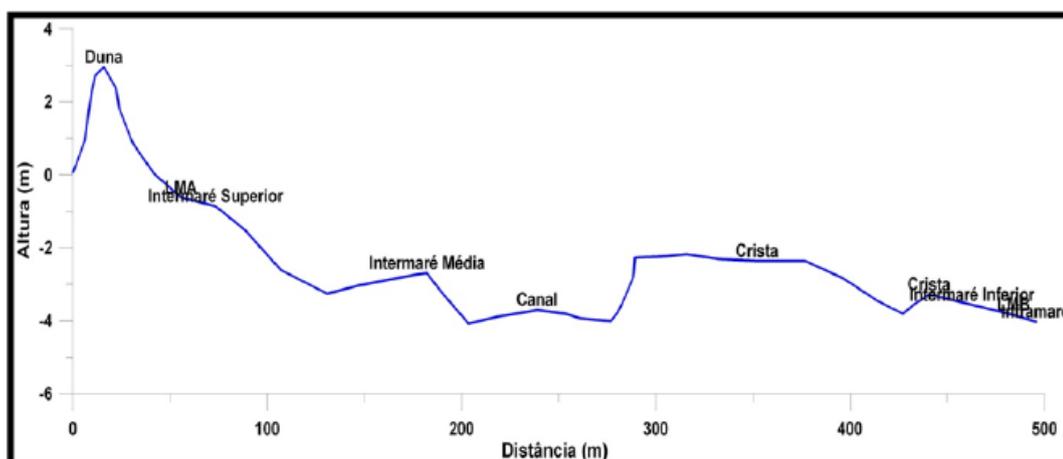


Figura 3: Perfil praiado da praia da Barra Velha (Setembro/2007)

Comparando os perfis de Junho/2005 e Setembro/2007 e, observou-se que há diferenças significativas na morfologia. Houve perdas significativas no volume sedimentar. Neste período houve redução tanto no topo da duna frontal, o perfil de Junho/2005 que apresentava aproximadamente 3,2m de altura e passou a 2,9m de altura no mês Setembro/2007, quanto na zona de intermaré, onde houve um rebaixamento do perfil em cerca de 2,2m. A cerca de 100m do início do perfil de Junho/2005 havia um canal de 1,4m de profundidade e 100m de largura, que passou para 0,4m de profundidade e 50m de largura, passou para uma distância de 245m com profundidade de 1,7m e largura de 100m em Setembro/2007.

## DISCUSSÃO

Durante o período estudado, os resultados da morfologia dos perfis da praia Barra Velha mostraram que as grandes variações são na zona de intermaré e nos canais presentes. A sazonalidade é um fator marcante no setor leste da Ilha de Marajó e podem sugerir uma relação entre as variações morfológicas da praia com as variações climáticas sazonais que predominam na região como ventos, precipitações, ondas, marés, correntes associadas e descarga dos rios. Este ambiente mostrou-se altamente dinâmico tendo como principal agente modificador às marés, e secundariamente as ondas.

A erosão praial é um dos fenômenos mais impressionantes entre os processos costeiros, que acabou transformando-se em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo, Segundo Bird (1985, Souza 1997), mais de 70% das costas arenosas têm exibido uma tendência erosiva nas últimas décadas, menos de 10% apresentam progradação e de 20-30% mostram-se estáveis. Os perfis levantados indicaram que a praia está sendo afetada por processos erosivos, decorrentes, principalmente, da ação das marés equinociais de sizígia, que amplificam a energia das ondas.

## CONCLUSÃO

Comparando os perfis no período entre Junho/2005 e Setembro/2007 e, observou-se que há mudanças significativas na morfologia praial, e estas mudanças indicam perdas significativas no volume sedimentar. Neste período, houve redução tanto no topo da duna frontal, quanto na zona de intermaré, onde houve um rebaixamento do perfil em cerca de 2,2m.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, M. A. M. S. Morfodinâmica e sedimentologia da praia de ajuruteua, nordeste do pará. 2001. 104f. (dissertação de mestrado) - universidade federal do pará. Centro de geociências, 2001.
- Carvalho, V. C.; Rizzo, H. G. A zona costeira brasileira: subsídios para uma avaliação ambiental. Ministério do meio ambiente e da amazônia legal (df), p. 211, 1994.
- Dean, R.G. Equilibrium beach profiles: u.s. atlantic and gulfs coasts. Ocean 1977.
- Farias, D.R. Variação da acidez das águas das chuvas na área dos lagos bolonha e água preta (pa). 1994. 58f. Trabalho de conclusão de curso) – (graduação em geografia). Departamento de geografia. Universidade federal do pará, belém, 1994.
- Farias, D.R. Variabilidade morfo-sedimentar das praias estuarinas da ilha de carateua – pa 142p. Dissertação de mestrado. Curso de pós-graduação. Instituto de geociências, universidade federal do pará, 2006.
- Bird, E. C. F. Beach management.: john wiley & sons ltd. 1996.
- Birkmeier, W.A. Fast accurate two-person beach surveys. Fort belvoir: coastal engineering research center, 1981.
- Masselink, G. & Short, A.D. The effects of the tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. Journal of coast are search, v. 9, n. 3, p. 785-800. 1993.
- Nordstrom, K. Estuarine beaches.new york: elsevier science publishers ltda, 1992,

## VARIAÇÃO SAZONAL DA TURBIDEZ DA ÁGUA DURANTE UM CICLO DE MARÉ NO CANAL DO PESQUEIRO-SOURE/PA.

Mota, F.C.<sup>1</sup>; Rosário, R.P.<sup>1</sup>; Nascimento, I.B.A.<sup>1</sup>; Costa, M.S.<sup>1</sup>; Rollnic M.<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará – UFPA. fabiolacmota@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A Ilha de Marajó, maior ilha fluvio-estuarina do mundo, está inserida no ambiente estuarino amazônico, sua porção oriental e ocidental apresenta características sedimentológicas, morfológicas e climáticas distintas, e assim, propiciam um interessante cenário para a pesquisa (SILVA, 2008). Em sua margem leste, é cercada por canais de maré que são importantes para trocas sedimentares e de nutrientes entre a região costeira, como oceanos, manguezais e baías. De acordo com Reineck e Singh (1973), os canais de maré constituem vias de irrigação, de drenagem, de nutrientes e de sedimentos, conforme os ciclos de maré. Estes ciclos possuem uma enorme importância ecológica, reprodutiva e econômica, pois possibilitam trocas entre o continente e a drenagem fluvial (BARTELS, ANGENHEISTER, 1970).

A turbidez é causada por matérias sólidas em suspensão, como: silte, argila, colóides, matéria orgânica e inorgânica, além de organismos microscópicos e algas (SCHMIEGELOW, 2004; CALAZANS, 2011; ASSIS, 2012). De acordo com Calazans (2011) as altas concentrações de partículas em suspensão em canais de maré interferem na fotossíntese, levando a uma diminuição da produtividade nesses ambientes, e interferindo em toda a cadeia trófica. Os valores de turbidez podem ser expressos em parte por milhão (ppm).

Este trabalho tem como objetivo determinar o padrão hidrológico do canal de maré do Pesqueiro, analisando a variação sedimentar no referido canal em função da maré, da localização geográfica e do regime de chuvas.

### METODOLOGIA

A área de estudo compreende o canal de maré do Pesqueiro, um dos maiores canais que existe e se localiza próximo ao oceano, inserido na margem leste da ilha do Marajó/PA fazendo parte do município de Soure (Figura 01). Este trabalho foi realizado através de três campanhas (duas no período seco e uma no chuvoso), todas durante a maré de sizígia registrada em cada um dos meses de coleta. O canal do Pesqueiro foi analisado tanto em sua desembocadura para a Baía do Marajó como em sua parte interna, onde estes dois pontos distam entre si, aproximadamente, 3520 m. Os dados de turbidez da água próximo ao fundo foram obtidos a partir de dois OBS (Optical Backscatter Sensors) (Figura 02). Os equipamentos foram fixados próximo ao fundo durante todo o período de baixa-mar onde permaneceram por, aproximadamente, um período de 13 horas, respeitando um ciclo da maré. E foram programados a adquirir medições a cada sessenta segundo (60s) próximo ao fundo do canal. Este equipamento além de estimar os dados de turbidez, registrou dados de pressão onde se pode obter uma relação entre a curva de maré e a turbidez.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Durante a campanha referente à coleta do período seco o interior do canal do Pesqueiro (Figura 03 - a) apresentou valores máximos e mínimos de turbidez de, respectivamente, 594,46 ppm (maré de enchente) e 22,23 ppm (início da maré vazante). Enquanto que, a sua desembocadura (Figura 03 - b) apresentou máxima de 1881,31 ppm (final da maré de vazante) e mínima de 58,07 ppm (estofa de preamar).

Durante o período chuvoso o interior do canal do Pesqueiro (Figura 03 - c) apresentou máximo registro de material particulado em suspensão (turbidez) de 531,3 (durante a maré de vazante) e mínimo de 154 ppm (final da estofa de preamar). Sua desembocadura (Figura 03 - d) registrou máxima de 973,65 ppm (final da maré de vazante) e mínima de 199,35 ppm (estofa de preamar).

Foi possível observar que os valores mais altos de turbidez foram registrados durante as marés de enchente e de vazante e, os mais baixos durante o estofa de preamar e baixa-mar. Também foi possível notar que as desembocaduras dos canais apresentaram maiores registros de turbidez do que o seu interior, devido ser o ponto em que a maré chega com mais impacto, e, portanto maior velocidade.

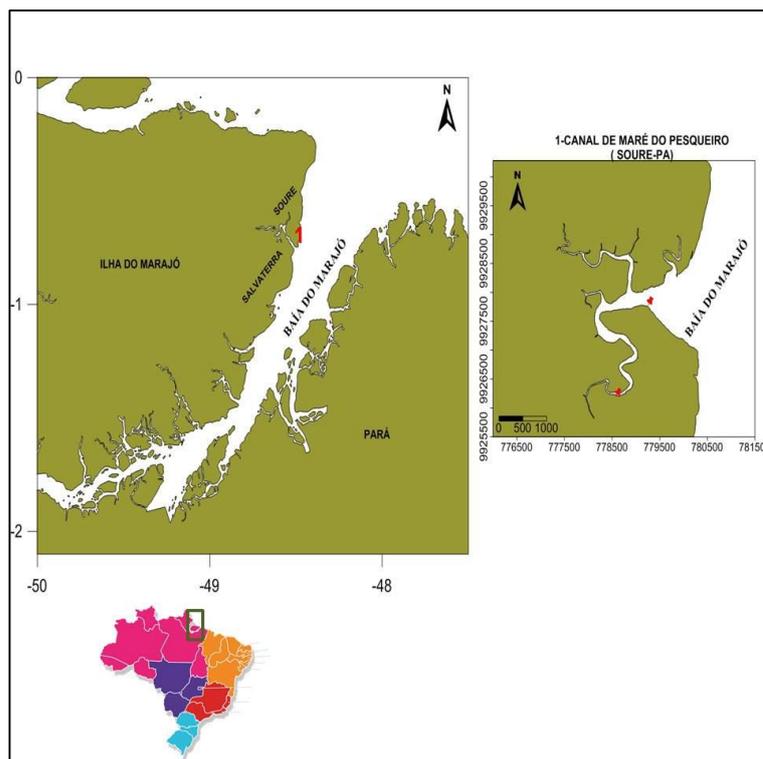


Figura 01- Localização do canal de maré do Pesqueiro localizado na margem leste da ilha do Marajó/PA.



Figura 02- Sensor OBS (modelo Turbinfinity- ATU75W)

Nascimento (2010) observou na desembocadura do canal do Pesqueiro durante período seco, que este canal apresentou valores de turbidez máximo e mínimo de, respectivamente, 234 ppm (início da maré vazante) e 8 ppm (próximo à preamar).

Isso permite afirmar que tanto a maior hidrodinâmica da maré, como a alta pluviosidade são responsáveis pela suspensão das partículas do fundo e pela lixiviação do canal, através da lavagem do leito do rio. E com isso transportando sedimento fino para a baía do Marajó.

## CONCLUSÃO

A variação sazonal da turbidez é muito significativa durante todo o ciclo de maré, onde os valores mais elevados foram registrados no período chuvoso.

A variação espacial permite afirmar que a desembocadura do canal apresenta maiores registros de turbidez do que o seu interior, devido ser o ponto em que a maré chega com mais impacto, e, portanto maior velocidade.

Em relação à curva de maré, os valores mais elevados de material em suspensão ocorreram principalmente nas mudanças de marés, e os menores estão associados aos momentos de estofas, onde a velocidades das correntes é quase nula.

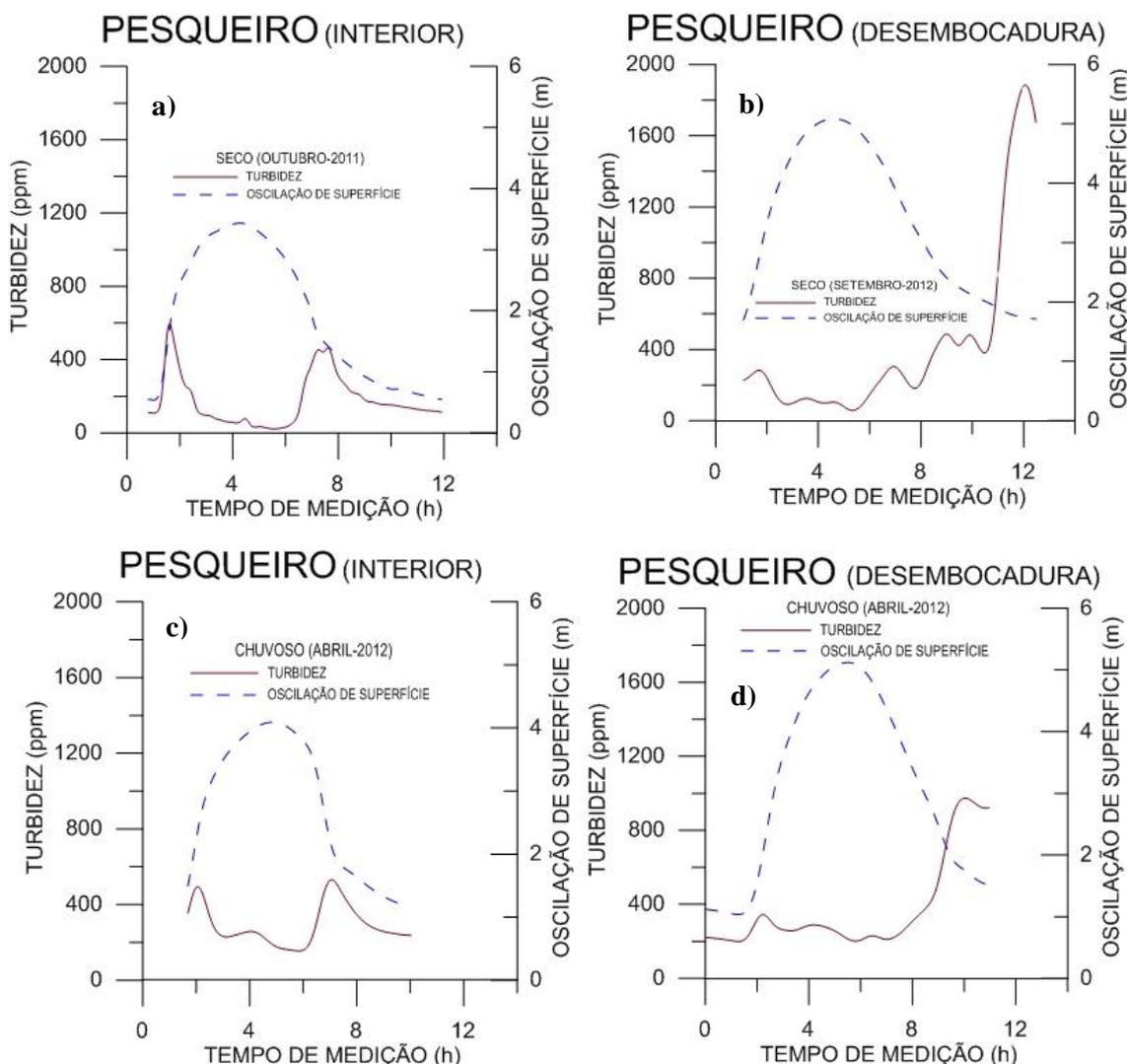


Figura 03- Variação sazonal da série temporal da turbidez obtida durante um ciclo de maré no canal do Pesqueiro (Soure-Pa).

## REFERENCIAS

- Assis, A. A. A. Panorama da indústria de água mineral na região metropolitana do Recife. 2012. 116f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.
- Bartels, J.; Angenheister, G. Geofísica. [S.l.]: Meridiano, Limitada. 1970. 403p.
- Calazans, D. K. Estudos oceanográficos: do instrumental ao prático. Pelotas, RS: Textos, 2011. 461p.
- Nascimento, I. B. A. Batimetria e aspectos morfodinâmicos de canais de maré da costa Leste da Ilha do Marajó (Pará). 2010. 60f. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Faculdade de Oceanografia, Belém, 2010.
- Reineck, H-E.; Singh, I. B. Depositional sedimentary environment. Berlin Heidelberg, New York: Springer Verlag, 1973. 549p.
- Schmiegelow, J. M. M. O Planeta azul: uma introdução às ciências marinhas. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. 202p.
- Silva, M.S.F. Caracterização granulométrica dos sedimentos arenosos das praias Grande e Joanes – Salvaterra (Ilha de Marajó/PA). 2008. 81f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Faculdade de Oceanografia, Belém, 2008.

## VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA DA PRAIA DO PESQUEIRO – SOURE, ILHA DE MARAJÓ – PA

Paulo Victor Magno Silva<sup>1</sup>, Melissa do Socorro Fonsêca da Silva<sup>2</sup>, Tatiara Stefani Lima Ferreira<sup>3</sup>, Maâmar El-Robrini<sup>4</sup>.

<sup>1, 2, 3, 4</sup> Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros – GEMC, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA.  
<sup>1</sup>pvmagno@gmail.com, <sup>2</sup>melissa.sfsilva@gmail.com, <sup>3</sup>tatirbd72@hotmail.com, <sup>4</sup>robrini@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

As praias, em geral, são ambientes altamente dinâmicos, e estão constantemente sofrendo alterações morfológicas resultantes de variações no regime energético incidente (clima de ondas), na variação do nível d'água (eventos de tempestade), e desequilíbrios no suprimento sedimentar local (Short 1999, Klein 2004).

A zona costeira do Estado do Pará, está situada entre a foz dos rios Amazonas e Gurupi e apresenta três setores com características fisiográficas diferenciadas: (1) Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense (Baía de Marajó/Rio Gurupi); (2) Setor Insular Estuarino (Ilha de Marajó/Rio Amazonas); e (3) Setor Continental Estuarino (Rio Pará/Baía de Marajó) (MMA 1996).

Na margem Leste da Ilha de Marajó, as diferenças fisiográficas, principalmente no que diz respeito a dois tipos de costas: a costa baixa de Soure, caracterizada por uma extensa planície costeira, disposta longitudinalmente, e a costa alta de Salvaterra, formada pelo planalto costeiro, implicam também na ocorrência de diferenças batimétricas, de granulometria e gradiente das praias e de altura e amplitude das ondas (França 2003).

Esses dois conjuntos distintos de paisagem costeira possuem limites naturais que são marcados pelo rio Paracauari. Ao norte da desembocadura deste rio, no município de Soure, a sedimentação gerada pelos agentes flúvio-marinhos diminui os gradientes topográficos e favorece a inundação por maré. A paisagem é marcada pela presença da planície costeira e pelos manguezais. Segundo França (2003), a orla costeira em Soure possui contornos retilíneos, que podem estar associados ao controle da sedimentação por sistemas de falhas N-S, NW-SE e ENE-WSW. As praias representam cordões arenosos com largas zonas de intermaré, margeando as planícies de maré, com direção preferencial Norte-Sul.

Deste modo, um exemplo da interação destes processos morfológicos pode ser observado na Praia do Pesqueiro apresentando características distintas das praias oceânicas, principalmente devido à influência da amplitude de maré relativamente à ação das ondas. O foco principal do estudo está na classificação granulométrica dos sedimentos que ocorre na praia estuarina do Pesqueiro, durante o período chuvoso.

A praia do Pesqueiro está localizada no município de Soure, margem leste da Ilha de Marajó/PA, fazendo parte da região estuarina da Baía de Marajó (Figura 1). A distância do município de Soure à Belém é de aproximadamente 86 km, e o acesso se dá por via fluvial e aérea. Sua extensão é de aproximadamente 4 km e sua largura pode atingir até 1 km em alguns setores.

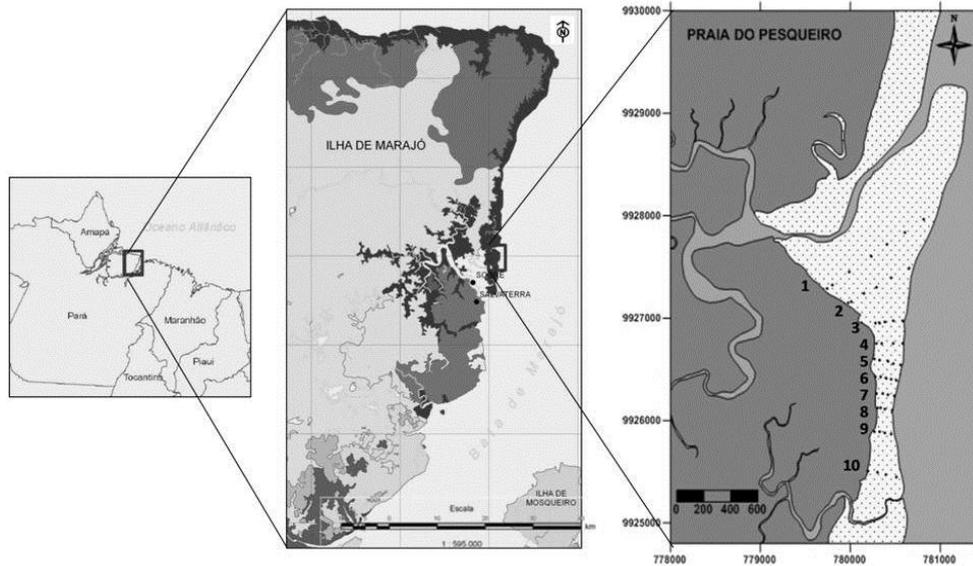
### METODOLOGIA

A coleta de dados foi realizada no período chuvoso durante a baixa-mar de sizígia em Junho de 2013, e incluíram levantamentos topográficos da praia do Pesqueiro (perfis de praia), amostragem de sedimentos, georreferenciamento dos pontos iniciais dos perfis praias, tomadas de fotografias e reconhecimento de feições morfológicas.

A caracterização morfológica foi obtida através do monitoramento do perfil praias, onde foram realizados 10 perfis de praia totalizando em 48 amostras sedimentares. O levantamento topográfico ocorreu segundo o método da “*Stadia*”, utilizando-se como equipamentos um nível automático “*Nikon AX 1S*” (mira telescópica), tripé, régua graduada escalonável de 5m e trena.

O procedimento laboratorial foi realizado no Laboratório de Geologia e Recursos Minerais Marinhos da UFPA e consistiram em: lavagem, secagem e peneiramento das amostras. Para a análise granulométrica foi utilizado um agitador (rotap) com peneiras de intervalo de 1/2 phi ( $\Phi$ ), de acordo com a metodologia sugerida por Suguio (1973). Cada amostra, contendo 100g, foi peneirada durante 10 minutos. Com base no peso de cada fração granulométrica foram calculados os parâmetros estatísticos de distribuição (média, seleção e assimetria), segundo o método descrito por Folk & Ward (1957) e a

classificação de Wentworth (1922), utilizando-se para o processamento dos dados texturais o *software* Sysgran 3.0.

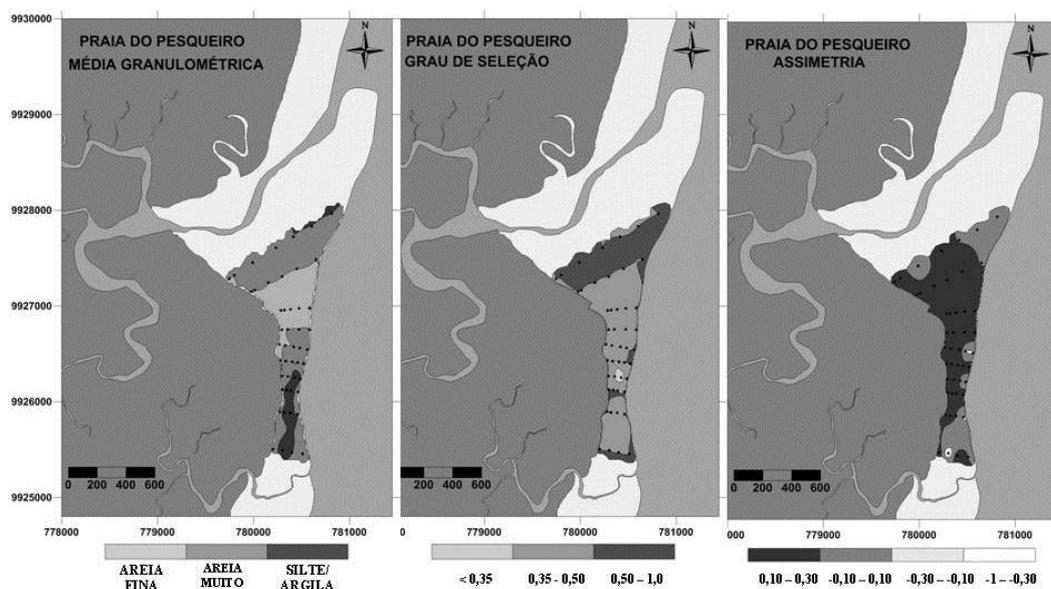


**Figura 1.** Mapa de localização da praia do Pesqueiro, e dos perfis de coleta de sedimentos utilizados neste trabalho.

## RESULTADOS

Na praia do Pesqueiro, a distribuição do parâmetro média, a qual sugere o tamanho médio dos grãos, apresentou valores entre  $4,03 \Phi$  a  $1,95 \Phi$  com classificação desde o silte grosso a areia média, indicando uma alta heterogeneidade neste parâmetro estatístico (Figura 2A).

Para o grau de seleção dos grãos, predominou a classificação de areia muito bem selecionada com variação para areia moderadamente selecionada. Estas variações correspondem aos seguintes valores obtidos no cálculo do selecionamento:  $0,31 \Phi$  (sedimentos muito bem selecionados) até  $0,97 \Phi$  (sedimentos moderadamente selecionados) (Figura 2B). O comportamento de assimetria na praia do Pesqueiro predominou a classificação positiva de  $0,2 \Phi$ . Contudo obtiveram-se pequenas variações para aproximadamente simétrica ( $-0,03 \Phi$ ) e muito negativa ( $-0,37 \Phi$ ) (Figura 2C).



**Figura 2.** Mapa de distribuição dos parâmetros granulométricos analisados: (A) Média, (B) Grau de Seleção e (C) Assimetria para a praia do Pesqueiro.

## DISCUSSÃO

Em cada setor da praia do Pesqueiro, observou-se a variação granulométrica, considerando os resultados dos parâmetros estatísticos para as três zonas de planície de maré: supramaré, intermaré e inframaré durante o período chuvoso.

As análises granulométricas demonstraram que os sedimentos da praia do Pesqueiro são constituídos predominantemente de areias finas, neste caso a atuação de correntes de maré mais fortes propiciou maior capacidade de remoção e transporte desses sedimentos, sendo os mais finos com melhor capacidade de transferência de mobilização e incorporação para as zonas de intermaré e inframaré. Devido a grande variação da granulometria com areias finas em maior quantidade e muito finas na área de paleomangue, proporcionou a classificação de sedimentos muito bem selecionados.

O comportamento de assimetria positiva predominou durante o período estudado, indicando a alta energia e conseqüente capacidade de mobilização e deposição dos sedimentos mais finos neste período.

A praia do Pesqueiro apresentou um maior balanço entre os sedimentos menos finos e os sedimentos mais finos do perfil 7 ao perfil 10, garantindo com isso maior capacidade erosiva e exposição de depósito sedimentar de paleomangue neste trecho da praia.

Devido ao baixo gradiente da planície costeira de Soure e o aporte sedimentar trazido pelos canais de maré próximos à praia (canais do Pesqueiro e Barco), bem como a influência do estuário do Paracauari, evoluiu uma larga praia barreira, com declives suaves. As estruturas sedimentares observadas durante o período chuvoso foram sistemas de crista-calha e afloramentos de paleomangue. Neste período os sistemas de crista-calha foram observados em maior número e melhores desenvolvidos em termos de largura e profundidade.

## CONCLUSÃO

A praia do Pesqueiro é uma praia estuarina dominada pelo regime de macromaré. Apresenta declive suave, e características típicas de praia dissipativa, gerando ondas do tipo deslizante e sistemas de crista-calha paralelos à linha de costa, conferindo-lhe ainda significativa influência das ondas e ventos vindos do oceano. Algumas das feições morfológicas desenvolvidas na praia do Pesqueiro foram: dunas frontais, espigão arenoso, sistemas de crista-calha e afloramento de paleomangues, expostos em diversas porções da zona de intermaré superior da praia.

Os setores da praia do Pesqueiro que apresentam maiores características de estado erosivo são principalmente do perfil 7 ao perfil 10. Pois neles e em suas proximidades ocorreu muita exposição de paleomangue apresentando mais variação na granulometria dos sedimentos.

## REFERÊNCIAS

- Folk R. L. & Ward W. C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology*. 27:3-27.
- França, C. F. 2003. *Morfologia e mudanças costeiras da margem Leste da ilha de Marajó (PA)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 144p.
- Klein, A. H. F. 2004. *Morphodynamics of Headland Bay Beaches*. Tese de Doutorado. Universidade do Algarve, Faro, Portugal, 450p.
- Ministério do Meio Ambiente (MMA). 1996. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC. *Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro*. Coordenações Estaduais do Gerenciamento Costeiro. Brasília: Programa Nacional do Meio Ambiente, 301p.
- Short, A. D. 1999. *Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons, Chichester, 379p.
- Suguio, K. 1973. Introdução à sedimentologia. Edgard Blücher, São Paulo, 317p.
- Wentworth, C. K. 1922. A Escale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology*. USA, 30: 377-392.

## COMPORTAMENTO FÍSICO-QUÍMICO DAS ÁGUAS DOS FUROS DA LAURA E DO RIO GUAJARÁ-MIRIM DURANTE O PERÍODO CHUVOSO, BAÍA DO MARAJÓ - PARÁ

Robledo Hideki Ebata Guimarães<sup>1</sup>, Raphaela Cristiny Barbosa Campos<sup>2</sup>, Maâmar El-Robrini<sup>3</sup>, Lizandra Pantoja Baia<sup>4</sup>

Universidade Federal do Pará<sup>1,2,3,4</sup> (robguimas04@hotmail.com)<sup>1</sup>, (rafaela.campos@ig.ufpa.br)<sup>2</sup>, (robrini@ufpa.br)<sup>3</sup>, (lizandrapbaia@gmail.com)<sup>4</sup>

### INTRODUÇÃO

A ilha de Colares está inserida na Meso região Nordeste Paraense (Zona 22) na Microrregião do Salgado (Estado do Pará) e é banhada pelo Furo da Laura, rio Guajará-Mirim e da Baía do Marajó. Colares localiza-se à margem direita da Baía do Marajó. E esta está esculpida em sedimentos do Grupo Barreiras, Pós-Barreiras e inconsolidados (recente), que formam um planalto costeiro, circundado por planícies costeiras, com forte influência de maré, com variação de 3 metros. Suas águas são classificadas como brancas com altas concentrações de materiais particulados em suspensão, com pouca areia fina e argila. A vegetação é predominantemente de mangue. A largura dos Furos da Laura e do rio Guajará-Mirim é respectivamente de 430 m e 2.110 m e ambos com profundidade de 10 metros. Este trabalho tem como objetivo mostrar o comportamento físico-químico das águas dos furos da Laura e rio Guajará-Mirim durante o período chuvoso (abril de 2013).

### ÁREA DE ESTUDO

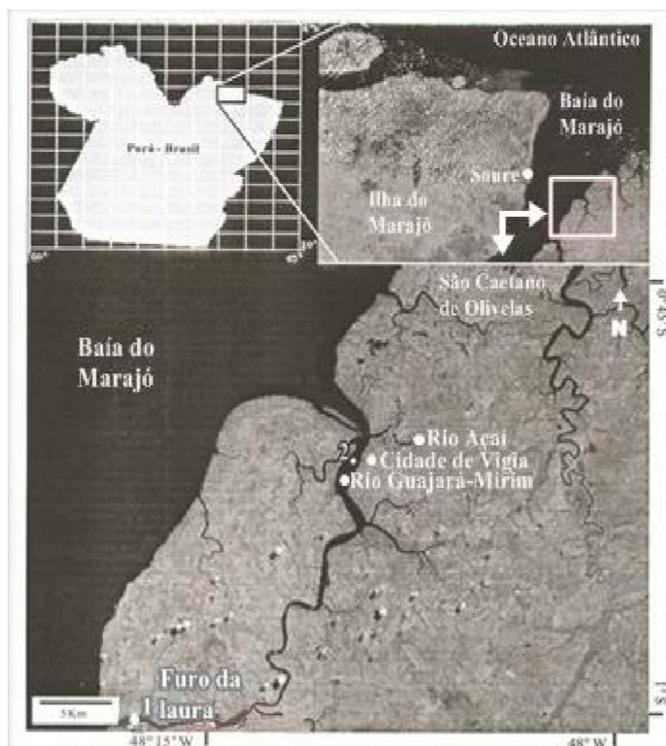


Figura 1: Mapa de localização da Ilha de Colares, Furo da Laura (1) e Rio Guajará-Mirim (2). Fonte: Adaptado de MIRANDA & COUTINHO (2005).

### METODOLOGIA

As coletas foram realizadas nas seguintes coordenadas geográficas: 48°18'28.06" O / 1°11'11.29" S (furo da Laura) e 48°10' 16.26" O / 0° 49' 3.72" S (Rio Guajará-Mirim) ao longo de um ciclo de maré de sizígia (lua nova) com duração de 13 horas de coleta simultânea. Foram contemplados os seguintes parâmetros: temperatura, salinidade, pH, condutividade elétrica mediante o uso do analisador multi-parâmetro da marca HANNA, modelo 9828 (*in situ*), a transparência foi através do uso do disco de Secchi (*in situ*). E o MPS foi obtido em laboratório através do método gravimétrico de volatilização

(BAUMGARTEN ET AL. 1996). Para a análise da água intersticial foi realizada amostragem de sedimentos superficial (10 cm), no furo da Laura e rio Guajará-Mirim, durante a baixa-mar. Em laboratório foi dissolvido uma quantia de 10 gramas do sedimento em 100 mL de água deionizada (MELO, 2002) e em seguida, foi extraída a água intersticial por filtros, no intuito de obter os dados dos parâmetros físico-químicos como temperatura, salinidade, pH, condutividade elétrica.

## RESULTADOS

A análise mostra que os parâmetros físico-químicos do Furo da Laura e do rio Guajará-Mirim sofreram uma variação ao longo do ciclo de maré que iniciou às 03:45 até às 16:05 horas com preamar às 9:25. Os parâmetros temperatura, salinidade e transparência se comportaram de forma semelhante nos pontos, já o pH, material particulado em suspensão e condutividade elétrica apresentaram diferenças.

Temperatura – No furo da Laura a média foi de 28,14 °C, com máximo de 29 °C às 11:25, e mínimo de 27 °C às 03:45. No rio Guajará-Mirim a média foi de 28,08 °C com máximo de 29,4 °C às 11:25 e mínimo de 26,6 °C às 3:45. Notam-se semelhanças nos pontos, porém o rio Guajará-Mirim, apresentam águas um pouco mais quentes em relação ao furo da Laura.

Salinidade – No furo da Laura teve média de 0,003 com valor máximo de 0,01 na baixa-mar e valor mínimo de 0 na maior parte do ciclo. O mesmo comportamento do parâmetro salinidade ocorreu no rio Guajará-Mirim.

pH – No furo da Laura houve uma média de 5,93 com máximo de 6,73 na 1ª baixa-mar e mínimo de 5, 3 horas depois da preamar. O aumento do pH está relacionado a dissolução dos sedimentos no momento da baixa-mar, e a sua diminuição é influenciado pela drenagem fluvial. No rio Guajará-Mirim a média foi de 6,65; com máximo de 6,82; 1 hora depois da preamar e mínimo de 6,26 na 1ª baixa-mar.

Condutividade Elétrica - No furo da Laura teve média de 150,33  $\mu\text{S}/\text{cm}^2$  com máximo de 424  $\mu\text{S}/\text{cm}^2$  na 1ª baixa-mar e mínimo de 31  $\mu\text{S}/\text{cm}^2$  nos momentos próximos da preamar (antes e depois). No rio Guajará-Mirim ocorreu média de 213,5  $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ ; com máximo de 318  $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ , 3 horas antes da preamar; e mínimo de 86  $\text{MS}/\text{cm}^2$  na preamar.

Material Particulado em Suspensão – No furo da Laura obteve média de 2,2 mg/L; com máximo de 35,7 mg/L, 3 horas depois da preamar e mínimo de 2,1 mg/L, 2 horas depois da preamar. No rio Guajará-Mirim ocorreu média de 480 mg/L; com máximo de 1780 mg/L na 1ª baixa-mar e mínimo de 127 mg/L 1 hora depois da preamar. O MPS no rio Guajará-Mirim é claramente superior comparado com os resultados do furo da Laura.

Transparência – No furo da Laura teve média foi de 17,79, máximo 26 cm, 2 horas depois da preamar e mínimo de 9 cm, 3 horas antes da preamar. E no Rio Guajará-Mirim obteve média de 14,58 cm, com máximo de 21 cm na preamar e mínimo de 4 cm, 3 horas antes da preamar.

Tabela 1: Valores característicos da temperatura, salinidade, potencial hidrogeniônico, condutividade elétrica, material particulados em suspensão e transparência nos furos da Laura, no período chuvoso (10 de abril de 2013).

	Parâmetros Físico - Químicos	Média	Máximo	Mínimo
	T (°C)	28,14	29	27*
	Salinidade	0,003	0,01*	0
Água Superficial do furo da Laura	pH	5,93	6,73*	5
	C.E ( $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ )	150,33	424*	31
	MPS (mg/L)	2,2	35,7	2,1
	Transparência (cm)	17,79	26	9

Nota: (\*) valores analisados durante a baixa-mar.

Os parâmetros pH e a salinidade analisado nas águas intersticiais, estão com valores superiores aos valores encontrados nas águas superficiais. Coincidindo o aumento dos valores nas águas superficiais no momento de maior contato com o sedimento lamoso na baixa-mar.

Tabela 2: Valores característicos da temperatura, salinidade, potencial hidrogeniônico, condutividade elétrica, material particulados em suspensão e transparência do rio Guajará-Mirim, no período chuvoso (10 de abril de 2013).

	Parâmetros Físico - Químicos	Média	Máximo	Mínimo
	T (°C)	28,08	29,4	26,6*
	Salinidade	0,003	0,01*	0
Água Superficial do rio Guajará-Mirim	pH	6,65	6,82	6,26*
	C.E (µS/cm <sup>2</sup> )	213	318	86
	MPS (mg/L)	480	1780*	127
	Transparência (cm)	14	21	4

Nota: (\*) valores analisados durante a baixa-mar.

Tabela 3: Parâmetros físico-químicos da água intersticial obtidos durante o período chuvoso (10 de abril de 2013).

Parâmetros Físico - Químicos	pH	Condutividade Elétrica (µS/cm <sup>2</sup> )	Sólidos Totais Dissolvido (ppt)	Salinidade
Água intersticial furo da Laura	7,85	0,084	0,042	0,02
Água intersticial do furo rio GuajaráMirim	7,3	0,055	0,028	0,02

## CONCLUSÃO

O parâmetro físico-químico temperatura está diretamente influenciado pela hora com relação incidência e absorção da radiação solar na água. Onde obteve menores valores na madrugada, e que aumenta durante ao dia, têm seu pico nas horas da metade do dia e diminui com o entardecer. As águas são caracterizadas como águas quentes, acima de 27 °C, em todo o ciclo de maré.

O salinidade, pH, MPS e C.E obteve maiores resultados no momento de próximos e/ou durante a baixa-mar.

Os parâmetros físico-químicos pH e salinidade no período chuvoso são influenciados pela água intersticial do sedimentos de mangue ou da planície lamosa, durante a baixa-mar, aumentando o pH e a salinidade das águas superficiais. Fica claro que no período chuvoso os sedimentos exercem influência sobre as águas superficiais durante o ciclo, principalmente no momento de baixa-mar.

A salinidade foi de zero na maior parte do ciclo, notando claramente a pouca influência do mar e predominância da vazão fluvial.

Quanto ao zoneamento do estuário no período chuvoso encontra-se na área fluvial com dinâmica de maré com salinidade inferior 0,5. Considerado águas limnéticas, classificação de acordo com Elliott & McLusky (2002).

## REFERÊNCIAS

- Baumgarten, M.G.Z. et al. 1996. Manual de análises em Oceanografia Química, Editoras FURG/Pallotti.
- Elliott, M & McLusky, D. S. 2002. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science, London.
- Melo, O. T. 2002. Dinâmica de Nutrientes e da Matéria Orgânica no Manguezal do Igarapé Nunca Mais – Ilha de São Luis - MA, Tese de Doutorado. Belém (PA).
- Miranda, E. E.; Coutinho, A. C. 2005. Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Campinas. Disponível em: <<http://www.cdbrazil.cnpm.embrapa.br>>.

## ANÁLISE DA TURBIDEZ ENTRE OS RIOS PARÁ E TOCANTINS DURANTE O PERÍODO SECO

Santana, L. S.<sup>1</sup>; Silva, H. K.N.<sup>1</sup>; Costa, M. S.<sup>1</sup>; Rosário, R. P.<sup>1</sup>; Rollnic, M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará – UFPA. leandrolycan@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A baía de Marajó é formada por diversos rios cujas águas nela desembocam, dentre os principais, pode-se destacar os rios Pará (PA) e Tocantins (TO). Esta baía é importante via de acesso às embarcações, sendo fundamental no transporte de pessoas, mercadorias, além da presença de portos estratégicos para a região como o porto de Vila do Conde e de Belém (Martins, 2010).

Os rios da região transportam grande quantidade de sedimento e matéria orgânica em suspensão. A variação no aporte sedimentar é influenciado pela morfologia do rio, vazão que são influenciados por variantes climatológicas (Suguio, 1973). Devido os rios Pará e Tocantins originar-se de bacias hidrográficas distintas, a quantidade e o tipo de material particulado em suspensão deverão diferenciar. Além disso, as bacias hidrográficas analisadas encontram-se sobre influência marítima (maré) e fluvial.

A turbidez da água é um parâmetro importante para estudos ambientais, pois quantifica o sedimento em suspensão presente na água (Carvalho, 2007). Neste contexto, o objetivo principal deste trabalho é quantificar o material particulado em suspensão (turbidez) provenientes das Bacias do Amazonas e Tocantins que chegam à Baía de Marajó durante o período seco.

### MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo está inserida no setor rio Pará caracterizado por um estuário que se inicia na baía das Bocas formado pelo delta de Breves e desembocadura do rio Tocantins (Figura 1), que deságua no rio Pará formando esse complexo estuário denominado baía de Marajó (Martins, 2010).

Com o intuito de se entender a contribuição do sedimento em suspensão provenientes do rio Pará e rio Tocantins para a baía de Marajó, foi realizada uma campanha em outubro de 2012. Foram realizados perfis verticais de turbidez com o auxílio de um sensor OBS (Optical Backscatter Sensor) ao longo de uma seção transversal ao rio (Figura 1). Os perfis verticais realizados nas margens e canal principal, foram integrados gerando um valor para toda a seção do rio e distribuídos durante o período de maré enchente e maré vazante (5 perfis ao longo do tempo em cada rio). Para remover as irregularidades da morfologia de fundo e variações de nível de maré, os perfis foram colocados em profundidade adimensional para melhor comparação entre superfície, meio e fundo.

### RESULTADOS

O rio TO apresentou em média uma turbidez menor que a do rio PA (Tabela 1). Em termos absolutos, a máxima turbidez no rio TO (79 ppm) foi observada no fundo durante a enchente (Figura 2c). Para o rio PA a máxima turbidez (80 ppm) também ocorreu durante a enchente.

As nascentes do rio Tocantins se localizam em geologia composta de rochas pré-cambrianas do Escudo Brasileiro, é também caracterizado como um rio de planalto e águas geralmente límpidas, indicativo de uma baixa carga sedimentar. Próximo à foz do Tocantins, o rio sofre forte influência da maré, com inversão diária da direção do fluxo e grandes variações de nível, ocorrendo uma mistura das águas dos rios Pará e Tocantins. E Rio acima, a influência da maré é mínima, somente marcada na estação seca por pequenas variações do nível d'água.

### CONCLUSÕES

Na superfície, a turbidez da água no rio TO é cerca de 50% menor que no rio PA. No fundo essa proporção aumenta para aproximadamente 70%.

A máxima turbidez observada no rio TO durante a enchente pode estar relacionada ao fato da seção realizada neste rio, estar próximo ao rio PA, logo as águas do rio PA podem estar adentrando o rio TO. O padrão de perfil vertical para ambos rios foi semelhante, observando-se o aumento da turbidez com a profundidade.

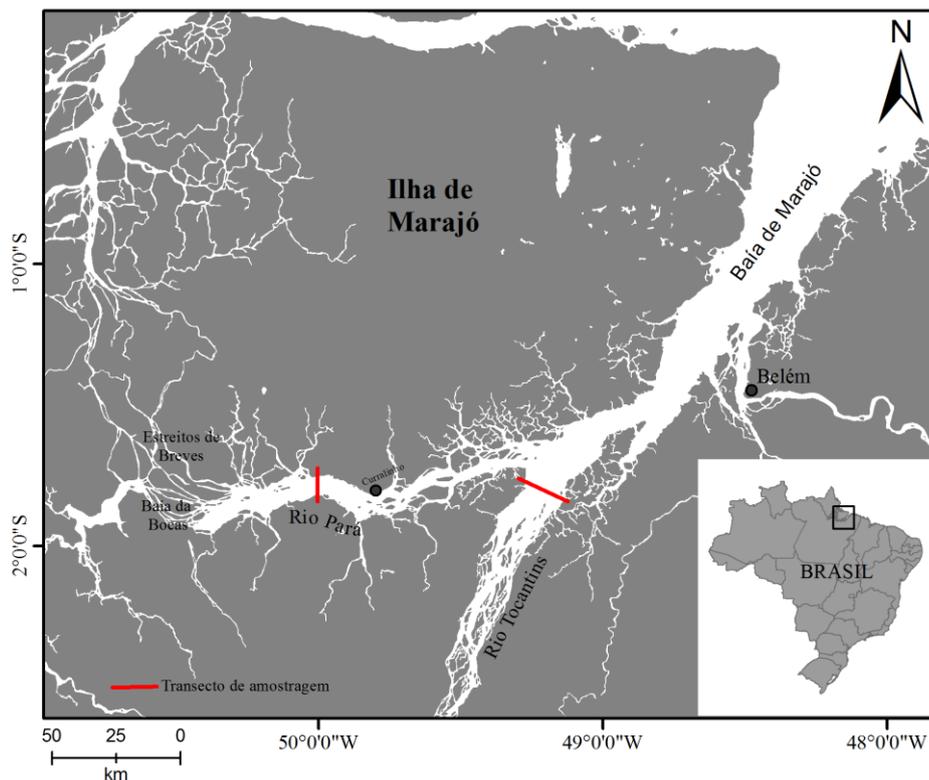


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. A linha contínua em vermelho, representa o local das medições, sendo um ponto de coleta na margem esquerda, um no canal principal e outro na margem direita.

Tabela 1. Média geral da turbidez (ppm) da secção transversal realizada no rio PA e TO, nos períodos de vazante e enchente. Os perfis Verticais Foram Simplificados Em Superfície, Meio E Fundo.

	Rio Tocantins		Rio Pará	
	Vazante	Enchente	Vazante	Enchente
	Média Geral	Média Geral	Média Geral	Média Geral
Superfície	12.48	16.68	28.07	31.84
Meio	22.8	20.92	32.39	34.53
Fundo	31.34	33.32	46.22	57.16

## REFERÊNCIAS

- Carvalho, T.M. Quantificação dos sedimentos de Suspensão e de fundo no médio rio Araguaia. Revista geográfica acadêmica, v.1, n.1. P.55-64, 2007.
- Suguio, k 1973. Introdução a sedimentologia. São Paulo: Edgar Blucher Ltda.
- Martins, S. E. M. Geomorfologia e sedimentologia dos depósitos sedimentares recentes da porção superior do estuário do rio Pará (baía de Marajó, Amazônia). Dissertação de Mestrado. IGEO/UFRGS, 2010.

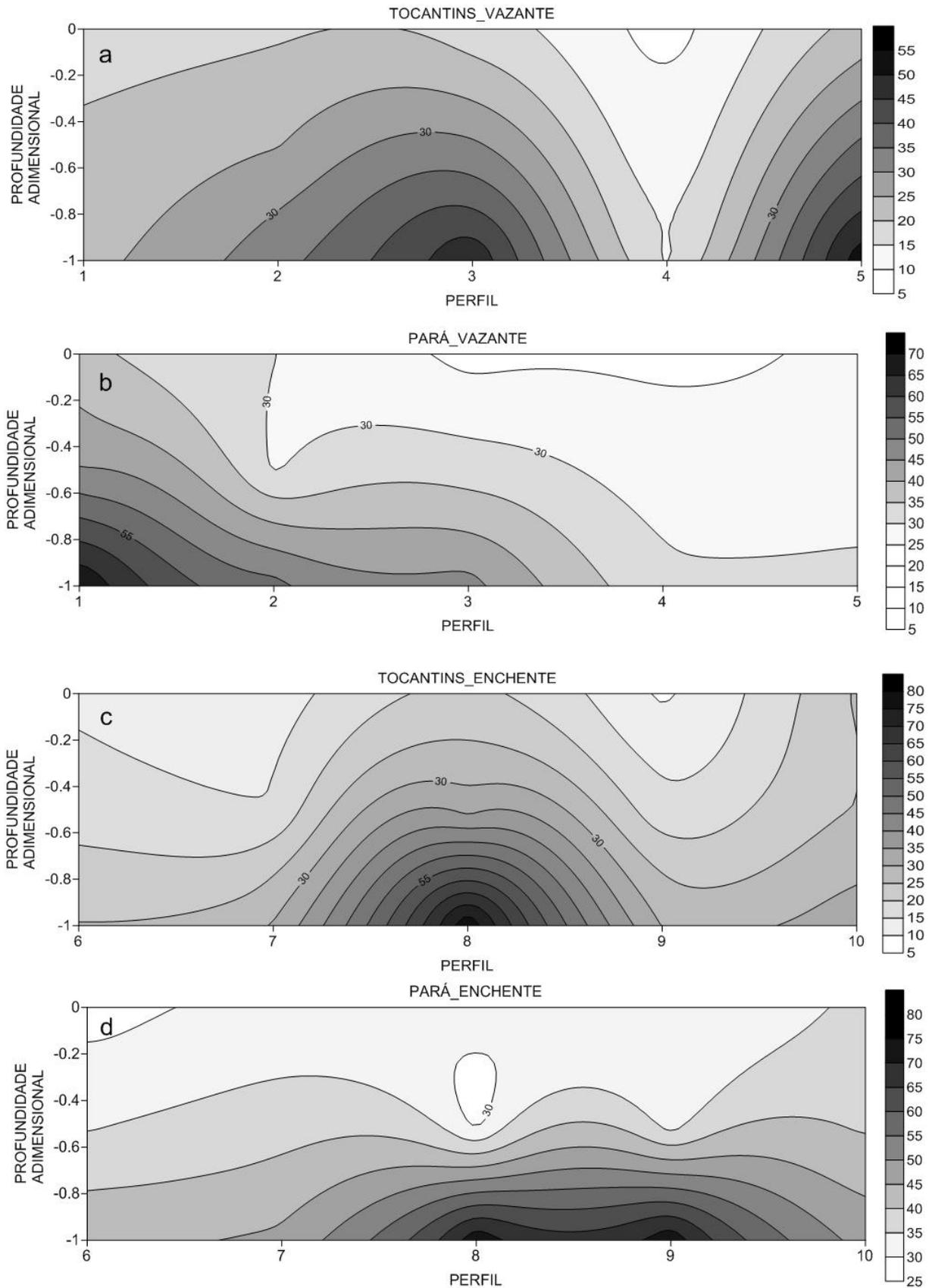


Figura 2. Perfis verticais médios integrados para a seção rio Pará e rio Tocantins. O eixo “Y” representa a profundidade adimensional para normalizar as irregularidades da morfologia de fundo, o eixo “X” refere-se aos 5 perfis verticais realizados durante as fases de maré (enchente e vazante). A escala de cinza mostra a turbidez em “ppm”.



## Capítulo 11 – Neotectônica e Geomorfologia

1. DEGRADAÇÃO DO SOLO NO BAIRRO CALUNGÁ .....	867
2. ANÁLISE DA PAISAGEM DO MUNICÍPIO DO CANTÁ-RR .....	870
3. INFLUÊNCIA DA NEOTECTÔNICA NA EVOLUÇÃO SEDIMENTAR NEÓGENA E QUATERNÁRIA DA AMAZÔNIA ...	873
4. MUDANÇAS DA PAISAGEM NA SERRA DO TEPEQUÉM: SUSCEPTIBILIDADE AOS PROCESSOS EROSIVOS .....	876
5. FORMAÇÃO DE RELEVOS ANTROPOGÊNICOS NOS TRÓPICOS ÚMIDOS – ESTUDO DE CASO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA .....	879
6. ASSIMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DUERÉ COMO INDICADOR DE TECTÔNICA RECENTE NA BACIA SEDIMENTAR DO BANANAL, TOCANTINS .....	883
7. GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA ILHA DE ITARANA, NW DO MUNICÍPIO DE SÃO JOÃO DE PIRABAS, NE DO ESTADO DO PARÁ .....	887
8. MAPEAMENTO MORFOLÓGICO DA REGIÃO DO CABO NORTE UTILIZANDO IMAGENS ALOS PALSAR, AMAPÁ, COSTA AMAZÔNICA, BRASIL.....	890
9. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E MINERALÓGICA DAS LINHAS DE PEDRA NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR .....	894
10. ROTEIRO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SDEM) AOS PLANALTOS DO SÃO FRANCISCO.....	898
11. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA MICROBACIA DE DRENAGEM DO LAGO VERDE/ALTER DO CHÃO. 903	
12. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DOS DEPÓSITOS COLUVIONARES DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR .....	907
13. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRABEN DO TACUTU, CENTRO-NORDESTE DE RORAIMA.....	910
14. PROCESSO DE CAPTURA DE DRENAGENS NA BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS: BACIAS DOS RIOS CURIUAÚ E APUAÚ .....	914

## DEGRADAÇÃO DO SOLO NO BAIRRO CALUNGÁ

Cesar Ricardo Lima Neves<sup>1</sup>, UERR (neves.cezar@bol.com.br), Elizabete Cruz do Nascimento<sup>2</sup>, UFRR (elizza1@hotmail.com)

### INTRODUÇÃO

Boa vista se destaca por diversas paisagens, tendo clima tropical quente úmido segundo a classificação de koppen, a vegetação apresenta é composta por florestas e savanas, os solos são predominantemente arenoso a siltoso. No bairro Calungá a degradação do solo ocorre em decorrência de vários condicionantes, como declividade, solos incoesos e friáveis, aliado a pavimentação e a falta de galeias pluviais. O Solo é uma mistura de materiais de origem mineral e orgânica, geralmente organizados em agregados, entre e dentro dos quais se encontram poros destinados ao armazenamento e fluxo de ar e água, além de organismos vivos (GUERRA 1999).

A pesquisa em foco visa abordar sobre a temática, degradação do solo no bairro Calungá com destaque para uma área próxima ao rio branco, sendo esta a área com maior degradação, por apresentar encostas. Essas áreas são regulamentadas e impróprias para morar, visto que as mesmas são áreas de áreas de preservação permanente (APP). O bairro Calungá localiza-se no município de Boa Vista, Roraima, próximo ao Rio branco o mesmo se limita com o bairro São Vicente a norte, a sul com o beiral, a leste com 13 de setembro e a oeste com centro, município de Boa vista (figura1).

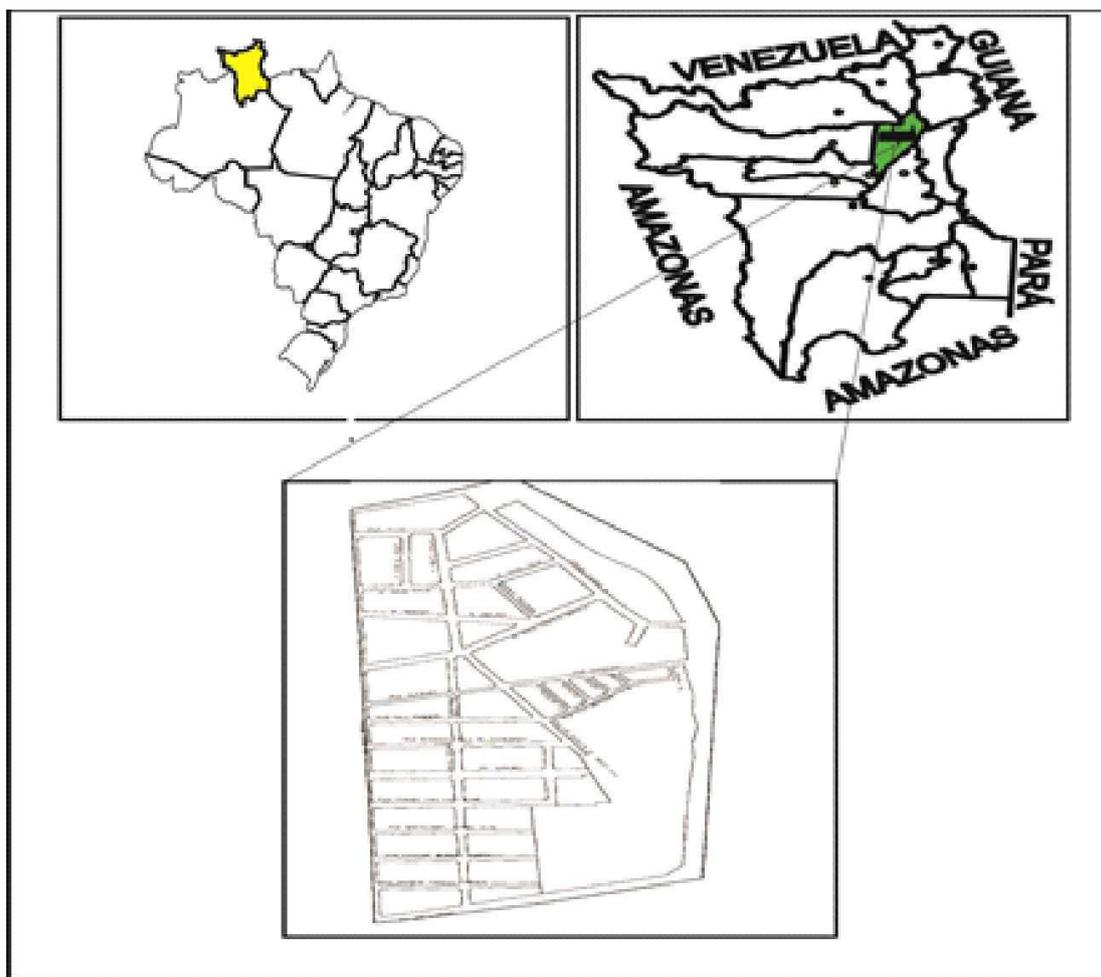


Figura 1- Localização do bairro calunga, no município de Boa Vista no Estado de Roraima.

Apesar de ser um problema em escala mundial a erosão dos solos ocorre de forma mais seria em países em desenvolvimento, com regime de chuvas tropicais”. (BLAEIKIE, 1985. P 149). “Por outro

lado, o potencial erosivo para o processo de vorozocamento depende da concentração do fluxo de água e do gradiente hidráulica, promovidos pelas águas subterrâneas, em especial o concentrado em canal, com desenvolvimento de fenômenos de piping”. (GUERRA et al, 1999, p.247). degradação - Rebaixamento da superfície de um terreno por processos erosivos, especialmente pela remoção de materiais através da erosão e transporte por água corrente, em contraposição à agração (GUERRA, GUERRA, 1997).

## **METODOLOGIA**

Na elaboração da pesquisa, serão realizados os métodos descritos abaixo:

- Levantamento e bibliográficas e cartográficas em gabinete;
- Trabalho de campo com obtenção de dados morfométricos, pontos de controle (UTM), fotografias e para a efetivação dos mapas temáticos, além da descrição morfométrica das degradações com ênfase na altimetria, declividade e vegetação;
- Localização em carta imagem das áreas onde estão localizadas as áreas degradadas;
- Posteriormente será feita interpretação dos resultados a partir dos mapas gerados para entender melhor o processo degradação dos mesmos;
- Realização de palestra: para conscientização da comunidade e mini-cursos como objetivo de ensinar a comunidade a lidar com o solo e qual é o tipo adequado de vegetação deve ser plantada na área.

## **RESULTADOS**

A degradação do solo ocorre nas áreas próximas às encostas do Rio Branco estão ligadas a vários fatores físicos e humanos como a quebra do equilíbrio natural entre o solo e o ambiente muitas vezes promovida e intensificada pela ação antrópica que expõe o solo a formas menos perceptíveis de erosão, que promovem a remoção da camada superficial deixando o subsolo sujeito à intensa remoção de partículas, o que culmina com o surgimento de voçorocas. Outro agravante é a proximidade dos moradores as áreas de encostas, pois os mesmos estão sujeitos e sugere ser os mais prejudicados por posteriores desabamentos e enchentes. A região afetada é prejudicada pela ausência do estado.

O terreno por ser íngreme e conter irregularidades possibilita o surgimento de escorregamentos e deslizamentos de terra, condição que se agrava pela retirada da cobertura vegetal são (Figura 2). Outro agravante é o solo encharcado após as chuvas, pois aumentar a possibilidade de ocorrência de fenômenos erosivos de maior expressão. Alagamentos são menos comuns nesta área, com maior declividade, o que favorece o escoamento mais rápido das águas das chuvas.

Há a necessidade de conscientização da comunidade que essa área além de ser uma APP, e também uma área que oferece riscos. O regime de chuvas forte entre os meses de abril a setembro contribui significativamente na degradação do solo e promove tanto a erosão laminar como a linear.



Figura 2- Rua no bairro Calunga com presença de erosões lineares.

## CONCLUSÕES

Portanto as características físicas do solo proporcionam maior friabilidade e o mesmo se torna mais propenso ao processo de degradação do solo. A ação antrópica intensifica a degradação do solo e acelera a remoção do mesmo. A área deveria estar protegida com vegetação e não deveria haver casas e ruas pavimentadas, visto que uma área que estar muito próxima ao Rio Branco, sendo esta uma APP. Percebe-se a ausência do estado na preservação do solo, e o descaso total com o meio ambiente. A erosão vem acarretando, através da degradação dos solos denso gravame à sociedade, pois além de danos ambientais irreversíveis, tem produzido prejuízos econômicos e sociais, além de uma serie de outros transtornos.

## REFERÊNCIAS

- BRASIL. Leis e Decretos etc. Lei N° 7.804, de 18 de julho de 1989, Altera a Lei n° 6.938 de 31 de agosto de 1981, que dispõe sobre a Política Nacional do Meio Ambiente, seus fins e mecanismos de formulação e aplicação a Lei n°7.735, de 22 de fevereiro de 1989, a Lei n° 6.803, de 2 de julho de 1980, a Lei n° 6.902, de 21 de abril de 1981. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br>. Acesso em 18/06/2011.
- Guerra, A. J., Silva, A., S., Botelho, R., G., M., 1999. Erosão e conservação dos solos, 7 Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, p.247.
- Guerra, A.T., Guerra, A.J.T. 1997. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro.
- Guerra, A. J., T., Cunha, S. B. 2007. Geormofologia uma atualização de bases e conceitos, 7 Ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil.

## ANÁLISE DA PAISAGEM DO MUNICÍPIO DO CANTÁ-RR

Cesar Ricardo Lima Neves<sup>1</sup>([neves.cezar@bol.com.br](mailto:neves.cezar@bol.com.br)), Elizabete Cruz do Nascimento<sup>2</sup>, ([elizza1@hotmail.com](mailto:elizza1@hotmail.com)),  
Daniel Dias Rodrigues – UFRR ([diaz\\_102@hotmail.com](mailto:diaz_102@hotmail.com))<sup>3</sup>

### INTRODUÇÃO

A paisagem é parte dos estudos da geografia desde sua origem como ciência. O conceito de paisagem adotou distintas visões ao longo da trajetória de construção da ciência geográfica. Alterou em função da escala de tempo e espaço, bem como a distintos contextos sócio-econômicos que surgiram. A discussão sobre o conceito de paisagem é um tema remoto. Desde a sistematização da Geografia como ciência no século XIX, vem sendo discutido para a efetiva compreensão das relações sociais e naturais de um determinado espaço, (BERTRAND, 2004).

O conhecimento de paisagem sempre esteve associado à idéia de formas visíveis sobre a superfície da terra. A paisagem é a representação visível de vários aspectos do espaço geográfico. Segundo Almeida e Rigolin (2005), são nas paisagens que estão introduzidos os elementos presentes no espaço geográfico: tanto os elementos naturais (vegetação, relevo, clima, etc.) como os elementos humanos ou artificiais (estes são determinados pela sociedade: carros, edifícios, estradas, etc.). Logo a paisagem é algo inerente ao nosso cotidiano, esta pode ser observada, sentida e ouvida, além das distintas interpretações por parte de cada indivíduo. Tudo o que pode ser visualizado e que nossa visão alcança é paisagem, sendo que a interpretação desta depende do ponto de vista de quem a observa, assim como do ponto de onde é observado. Segundo Santos (1988), a paisagem compreende tudo que pode ser observado e que nossa visão alcança, ela não apenas é formada por volumes, mas também de cores, movimentos, odores, sons, etc.

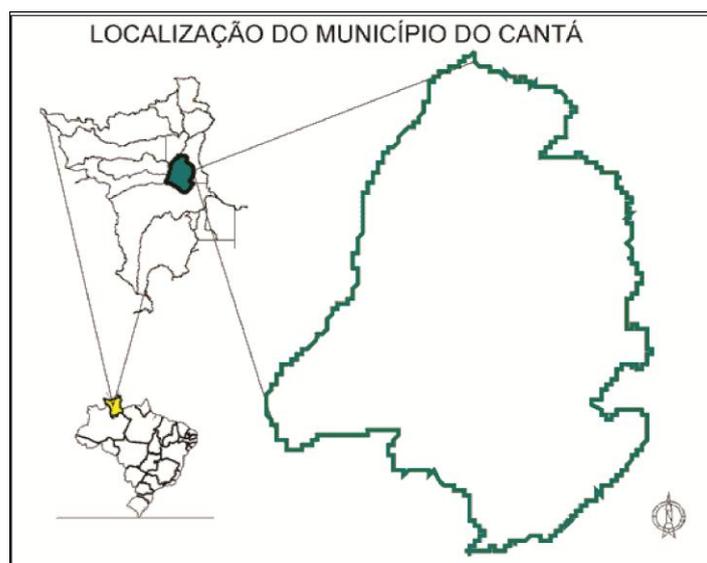


Figura1: Localização do Município do Cantá no estado de Roraima.

Em diversas regiões do planeta o conceito paisagem vem sendo utilizado, divergindo dentro de múltiplas abordagens. Segundo Figueiró (2001), a maior parte dos estudos ambientais atualmente realizados reporta-se a diferentes modelos e concepções teóricas do conjunto unitário da natureza visível, ou seja, aquilo que chamamos paisagem. Coelho e Terra (1998) abordam a paisagem relacionando-a com o lugar. Neste sentido, expressam que: Quando olhamos para um lugar, estamos vendo a sua paisagem. Portanto, paisagem é tudo o que nós vemos tudo o que a nossa percepção alcança.

O município do Cantá está localizado no centro-leste do estado de Roraima, estando á 39 km de distância da capital Boa Vista pela BR 206, (figura 1). Este foi criado a partir da lei nº 009, de 17 de outubro de 1995 com terras dos municípios de Bonfim e Caracaráí.

A colônia de Brás de Aguiar, hoje conhecida como Canta, teve seu surgimento espontâneo e depois regularizada por projetos governamentais, nas duas últimas décadas e no ano de 1954 viviam em média 58 famílias. O principal objetivo com a fundação das colônias era formar um cinturão de

abastecimento no entorno da cidade de Boa Vista, assim várias colônias estabelecidas no fim dos anos de 1940 e sobretudo nos anos de 1950. (GUERRA, 1957).

Segundo Guerra (1957) todos os esforços se foram aplicados pelos anos 50 e 60, sem ímpeto, só em 1970 que houve de fato uma maior aglomeração de pessoas vindo para o local, pois o acesso foi facilitado com a abertura da rodovia no sudeste do Estado. Nesta área aberta à colonização pelas BRs 210 e 174, ao contrário de várias partes da Amazônia que no passado foram ocupadas por seringueiros e coletores de castanha, não havia o camponês que era o coletor, nem o caboclo, mas somente os dois grupos indígenas denominados Wai-Wai e Waimiri-Atroari, no entanto eles eram reduzidos em números.

## **METODOLOGIA**

Para a execução desse trabalho foram realizadas as seguintes atividades: Levantamento bibliográfico e cartográfico de toda temática abordada na pesquisa;

O levantamento dos aspectos fisiográficos da paisagem (relevo, hidrografia e geomorfologia) foi realizado mediante análise em campo e interpretação de dados cartográficos e de sensoriamento remoto que contou das seguintes etapas:

- Georrefereciamento da imagem de satélite CBERES, do sensor CCD, realizado no software SPRING 5.1.5 mediante a transferência de camadas, sendo três (3) camadas multiespectrais e uma (1) pancromática. Na sequência o cálculo dos constituintes atmosféricos foi feito através da medição dos valores numéricos, algoritmo da constante e da medição dos sensores. Para a realização destes processos foram escolhidos sete (7) alvos, coletados os valores numéricos e retirada a média (das 4 bandas) dos mesmos.

Nas etapas de campo foram executadas as seguintes atividades:

- Levantamento de imagem fotográfica das feições de relevo, canais fluviais, tipos de cobertura vegetal e formas de relevos;
- Levantamento dos pontos de controle UTM, com o uso de GPS (Garmin);
- Aquisição de imagens de sensores remotos e tratamento (correção geométrica e atmosférica);
- Após aquisição de dados de campo e análise de imagens de sensores remotos foi possível gerar o banco de dados com atributos relacionados aos tipos de relevo, vegetação, hidrografia e geomorfologia. Os mapas temáticos foram confeccionados no software Spring 5.1.8. A edição das figuras e fotografias foi realizada no software corel draw 5.0

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **Aspectos geológicos do município do Cantá**

A geologia do município do Cantá é representada por feições intrusivas da suíte da serra da prata, Gnaiss da serra da lua, complexo Rio Urubu, Rio branco-rio negro e grupo Murupu. Estas feições são provenientes de vulcanismos do período paleoproterozoico, fanerozoico e mesoproterozoico. O domínio estrutural é predominantemente o da Guiana Central: Escudo cristalino (Escudo das Guianas), rochas magmáticas e metamórficas, de variados graus, a exemplo temos os granitos e os Gnaisses do período Pré-cambriano.

### **Geomorfologia e rede de drenagem**

A paisagem do município do Cantá é bem diversificada, o relevo é constituído por diferentes compartimentos geomorfológicos, este apresenta áreas aplainadas que variaram de 100 a 300 m, áreas de morros de atingem 500m e as serras que chegam a atingir 800m. A rede de drenagem é composta pelos rios Quitaua, cachorro e cajubim, no entanto existem outros canais fluviais que não são denominados nas literaturas anteriores.

### **Clima e vegetação**

Segundo a classificação de Koppen, o clima do estado de Roraima é Tropical, podendo ser de savana, monções ou equatorial. Caracteriza-se por temperatura elevada, com amplitude térmica de 5 °C a 7 °C, e estações bem definidas (uma chuvosa e outra seca). O clima tropical de savana abrange a porção nordeste incluindo o município do Cantá. A estação de chuva ocorre no verão nos meses de abril, maio, junho, julho, agosto e setembro; no inverno ocorre a redução da umidade relativa em razão do período da estação seca que ocorre nos meses outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março. O município do Cantá exibe duas formações de vegetação bem distintas: a savana arbustiva e esparsa que recobre parcialmente o solo, esta se encontra espalhada e em maior proporção; a floresta ombrófila densa é

encontrada em encontrada em meio a savana, porém domina a porção norte do município. Existe ainda as matas ciliares, que se apresentam pontualmente acompanhando os cursos de água.

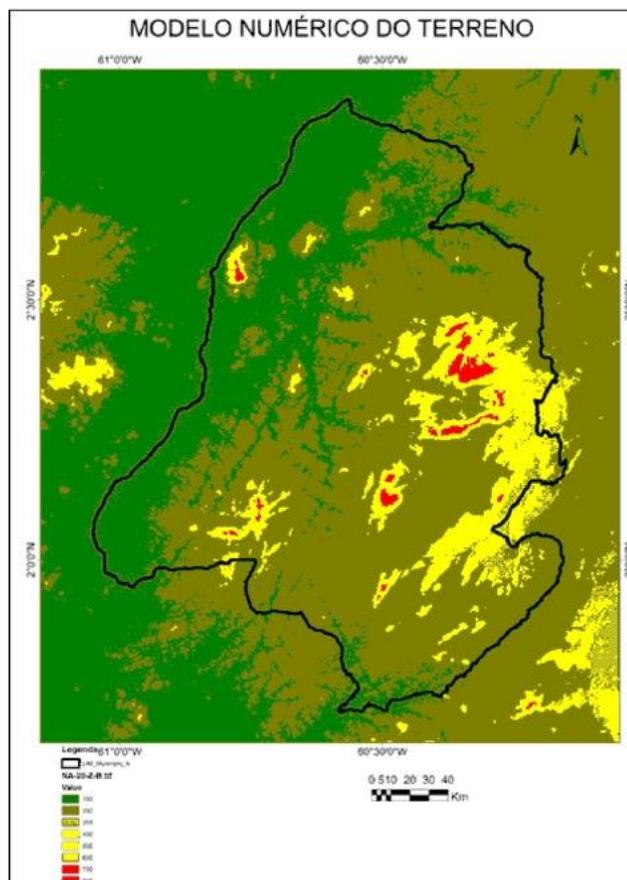


Figura 2: Imagem SRTM (Modelo Numérico do Terreno) do município do Cantá, destacando as diferenças altimétricas.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O município do Cantá surgiu de forma espontânea, sendo que o mesmo mais tarde recebeu incentivos fiscais do governo, o que facilitou sua permanência. Os solos do município são em geral provenientes de rochas vulcânicas e os mesmos tem baixo teor de nutrientes e caracterizam-se como de baixa fertilidade e com problemas de natureza física. A vegetação é representada predominantemente por savana estépica graminosa, com presença de floresta ombrófila densa principalmente na porção norte do estado. A geomorfologia da área apresenta variações de altitudes, tendo planícies, morros e serras que atingem mais de 800 metros. A rede de drenagem apresenta vários canais, sendo a mesma considerada como treliça devido o seu padrão.

### REFERÊNCIAS

- Barros N.C.C. 1995. Roraima paisagens e tempo da Amazônia Setentrional. Recife, UFPE, 142 p.  
Federação do Comercio do Estado De Roraima. 2009. Anuário Estatístico 2009: Roraima. 219p.  
Guerra A. T. Estudo geográfico do território federal de Roraima. Rio de Janeiro: IBGE, 1957. 252 p.  
Guerra, A.T., Guerra, A.J.T. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro. 2010.

## INFLUÊNCIA DA NEOTECTÔNICA NA EVOLUÇÃO SEDIMENTAR NEÓGENA E QUATERNÁRIA DA AMAZÔNIA

Dilce de Fátima Rossetti<sup>1</sup> & Lena Simone Barata Souza<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE - São José dos Campos - SP, Brasil (rossetti@dsr.inpe.br)

<sup>2</sup>Universidade Federal de Roraima – UFRR – Boa Vista – RR, Brasil (lenabarata@yahoo.com.br)

### INTRODUÇÃO

Um volume crescente de publicações tem abordado o papel da tectônica no desenvolvimento de sucessões sedimentares neógenas e quaternárias da Amazônia. Apesar disto, um maior número de evidências sobre a influência tectônica nessa região permanece ainda por ser apresentada a fim de melhor demonstrar a forte influência deste fator no desenvolvimento da sedimentação e das paisagens amazônicas. Como, em geral, este fator tem sido negligenciado, a evolução sedimentar neógena e quaternária, bem como a morfologia atual dos rios, são mais comumente relacionadas com mudanças climáticas ao longo do tempo. A inserção do fator tectônico nessas discussões pode resultar em um cenário evolutivo diferente, que merece ser melhor abordado. Assim, hipóteses climáticas comumente propostas para explicar a dinâmica de evolução da paisagem pode ser uma simplificação do registro geológico, e as interpretações devem ser revistas à luz do possível efeito tectônico.

Este trabalho apresenta informações baseadas em análise morfoestrutural de várias áreas da Amazônia brasileira explorando principalmente produtos de sensoriamento remoto, que se constituem em registros inquestionáveis da atuação de reativações tectônicas holocênicas. Adicionalmente, este trabalho apresenta, ainda, resultados de abordagem integrada visando revelar estruturas tectônicas em depósitos neógenos e quaternários em uma área piloto da região amazônica localizada no leste da Ilha do Marajó. Para isto, combinou-se análise morfoestrutural com base em dados orbitais, informações sedimentológicas e estratigráficas com base em afloramentos e testemunhos de sondagem rasas, além de dados geofísicos incluindo sondagem elétrica vertical (SEV) e radar de penetração no solo (GPR).

### MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados de sensoriamento remoto incluem principalmente imagens Landsat-5/TM (*Thematic Mapper*), Landsat-7/ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) e o Modelo Digital de Elevação (MDE) derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). As imagens *Landsat* foram processadas no aplicativo *SPRING*, estabelecendo-se vários esquemas de composição de bandas visando a melhor visualização das estruturas de interesse.

Dados sedimentológicos e estratigráficos foram obtidos em afloramentos (falésias, barrancos de rios) e por meio de testemunhos de sondagem, coletados utilizando-se o sistema de sonda a percussão *Robotic Key System* (RKS), modelo COBRA mk1 (COBRA *Directional Drilling Ltd.*, Darlington, UK). A descrição de fácies sedimentares consistiu em características como estruturas sedimentares, textura, mineralogia, conteúdo fossilífero e arranjo arquitetural. Estas características foram registradas por meio de perfis verticais e mapeamento de superfícies-chaves formadas por erosão ou interrupções na sedimentação. A cronologia de depósitos quaternários foi estabelecida com base em datação <sup>14</sup>C executadas por meio de técnicas radiométricas e por AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), no Beta Analytic Radiocarbon, Flórida (U.S.A). Datações convencionais de <sup>14</sup>C foram calibradas por meio do programa de calibração Pretoria, baseado em dados de anéis de crescimento das árvores como curvas de calibração.

A aquisição de dados GPR foi feita utilizando-se o Sistema de GPR SYR-2 da *Geophysical Survey Systems Inc.*, pertencente ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). Este equipamento é equipado com bateria de 12 V, com antena monoestática de 200 Mhz ligada a sistema de registro computadorizado. As seções foram adquiridas em modo contínuo e velocidade de caminhar constante, com deslocamento da antena manual e mecânica, sendo o controle horizontal feito por meio de marcos espaçados, ora a cada 10 m e ora a cada 100 m. As condições de aquisição dos dados foram “calibradas” de acordo com as necessidades locais, em geral utilizando os seguintes parâmetros: 512 amostras/escaneamento; constante dielétrica de 3-5; faixa entre 150-180 ns; razão de transmissão de 64 KHz; filtro vertical de transmissão alta de 30 Mhz; filtro vertical de transmissão baixa de 400 Mhz; e ganhos ajustáveis para cada seção. Após

coleta, procedeu-se com a transferência dos dados para o computador. O processamento das seções foi feito utilizando-se o aplicativo *Radan for Windows* (versão 6.0).

A SEV foi baseada em um total de 132 seções adquiridas na ilha do Marajó/PA, entre as quais 111 representam dados reprocessados a partir de publicações anteriores, e 21 consistem de dados inéditos adquiridos em sua porção leste no período de setembro/2008. Para aplicação desta técnica, utilizou-se resistivímetro GEOTEST RD-300A, pertencente ao Departamento de Geofísica da Universidade Federal do Pará (DGf-UFGPA). Este possui potência nominal de saída de 1.000 W, intervalo de leitura de potencial de 0,1 a 750 mV e valor máximo de corrente de 800 mA, tendo como fontes duas baterias de automóvel de 12 V cada. As 21 SEV foram coletadas com distâncias mínimas entre os eletrodos de corrente igual a 8,4 m ( $AB/2 = 4,2$  m) e a máxima de 640 m ( $AB/2 = 320$  m). Terminada a fase de campo, as novas SEV adquiridas (i.e., 21) e as 111 derivadas de publicações anteriores, foram processadas usando o programa de inversão *IPI2Win* desenvolvido pela *GEOSCAN-M Ltd.*

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Uma abundância de falhas e dobras foram registradas em depósitos neógenos e, em menor grau, em estratos do Pleistoceno-Holoceno. Os resultados revelaram inúmeras características anômalas em várias áreas da região Amazônica, que consistem em: deslocamentos laterais de larga escala de depósitos de morfologias sedimentares produzidas em sistemas de megaleques (Fig. 1), bem como de paleocanais e vales fluviais modernos; canais retilíneos; junções de canais ortogonais, meandros anômalos, segmentos de canais fluviais amplificadas; bacias de drenagem altamente assimétricas; drenagens multibacinais; e lagos com geometria ortogonal.

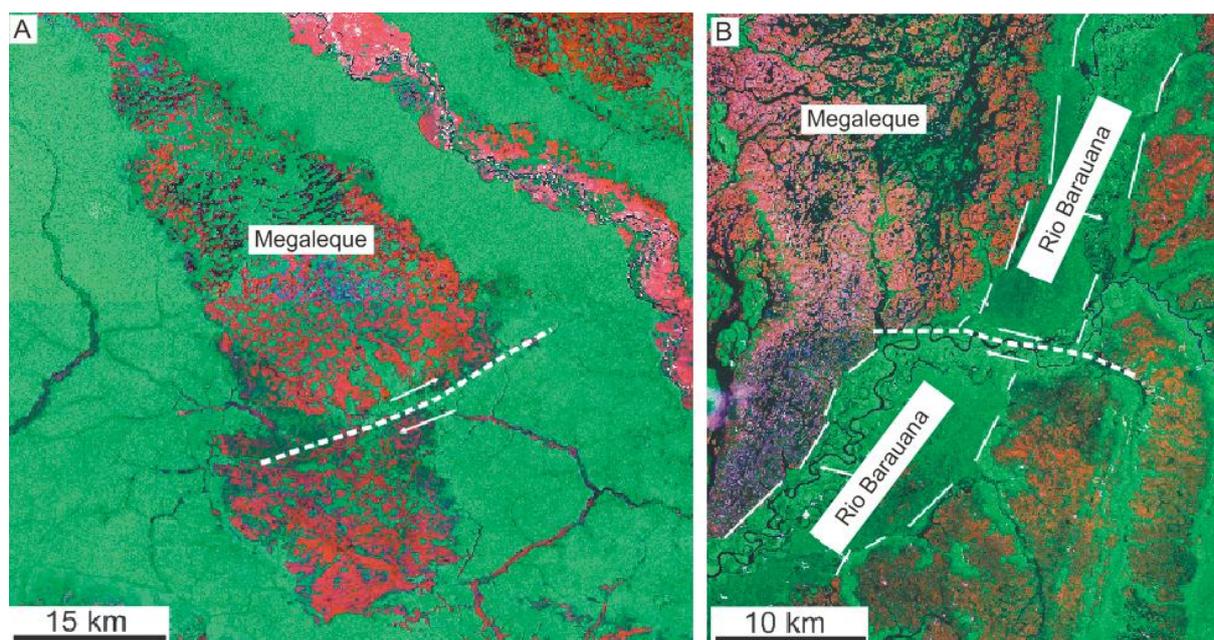


Figura 1: Falhas de transcorrência deslocando sistema deposicional de megaleque (A) e vales fluviais (B).

Grande parte das características morfoestruturais citadas acima foram também observadas na Ilha do Marajó, onde se coletou outras evidências sedimentológicas, estratigráficas e geofísicas, que constatarem o relacionamento de anomalias morfoestruturais com a presença de estruturas tectônicas em subsuperfície. A correlação de perfis litoestratigráficos evidenciou que depósitos neógenos apresentam desníveis significativos, o que levou à criação de novo espaço para acomodação de depósitos pleistocênicos tardios e holocênicos. Esses depósitos mais jovens apresentam, também, desníveis de várias dezenas de metros em curtas distâncias horizontais, que não são passíveis de serem explicados somente considerando relevo erosional, sendo mais facilmente justificados por deslocamentos causados por falhas.

A presença de falhas na Ilha do Marajó em áreas de anomalias morfoestruturais foi confirmada em subsuperfície por várias interrupções subitas dos valores de resistividade elevada, associadas com a ocorrência de paleossolo laterítico no topo de depósitos neógenos, o que foi interpretado como resultante de seu deslocamento por falhas e posicionamento lateral com depósitos quaternários tardios.

Adicionalmente, a análise de seções de GPR reforça a presença de falhas na Ilha do Marajó, como constatado pela natureza irregular das reflexões relacionadas à discordância do topo dos depósitos neógenos. Em parte, isto se deve à própria característica erosiva desta superfície, formada por exposição subaérea e desenvolvimento de solo durante período prolongado de não deposição associado com a queda do nível do mar tortoniana. Entretanto, o fato dessa superfície indicar deslocamentos verticais exagerados são evidências da presença de falhas (Fig. 2). A ocorrência de locais onde esta discordância é representada por segmentos de reflexões bruscamente interrompidos e deslocados sugere movimentação vertical dos estratos. O fato de, em muitos casos, reflexões subjacentes a estes segmentos serem concordantes com estes deslocamentos, condiz com esta interpretação. Isto, associado a áreas delgadas livre de reflexões ou com reflexões caóticas onde ocorre interrupção brusca e deslocamento vertical desses segmentos de reflexões, sugere a presença de falhas. A presença de segmentos escalonados é condizente com sucessões de falhas com deslocamentos normais por gravidade. Conjuntos de falhas acham-se arranjadas de forma a configurar conjugados que lembram estruturas “em flor”.

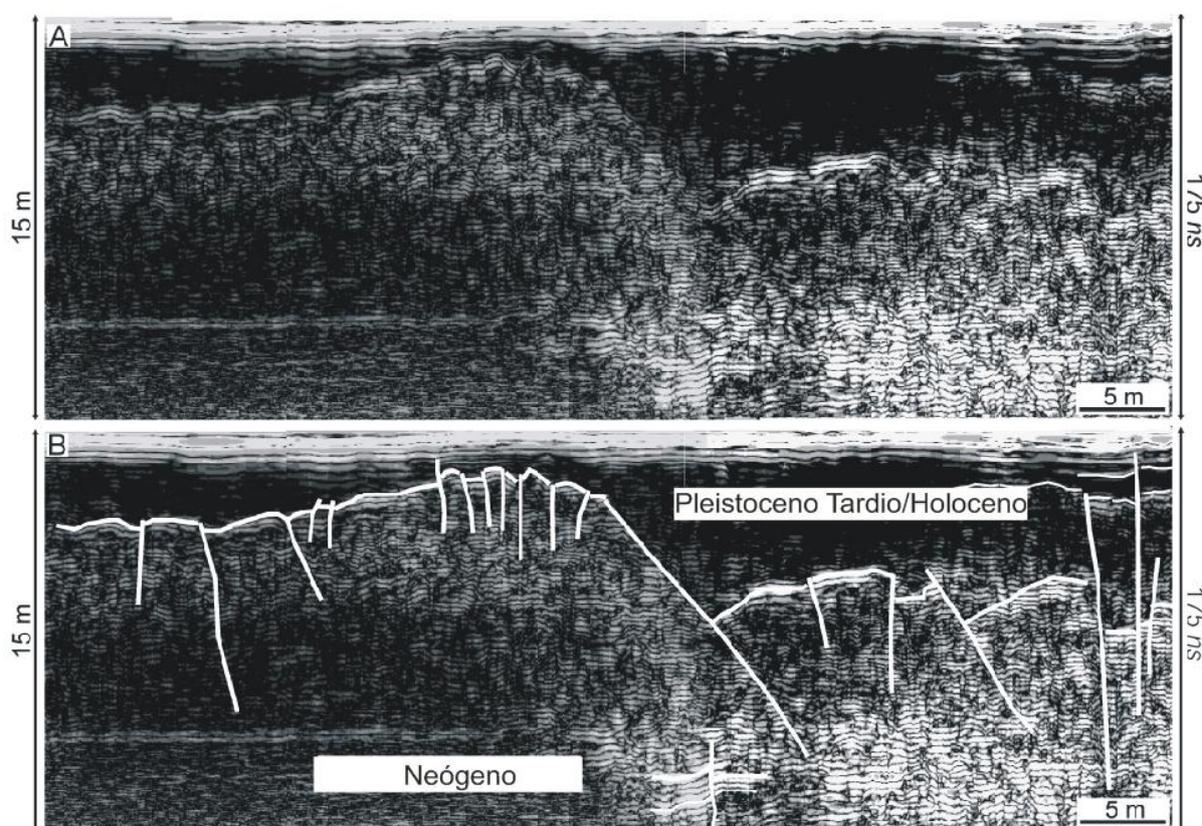


Figura 2: Seção de GPR ilustrando a presença de falhas na Ilha do Marajó.

## CONCLUSÕES

É inquestionável que os processos geomorfológicos e as mudanças na dinâmica da paisagem da região foi fortemente influenciada por reativações tectônicas ocorridas em tempos geologicamente recentes, até mesmo holocênicos tardios. Este fator deve ser melhor compreendido e registrado antes de serem emitidas inferências climáticas quando da reconstituição da história deposicional neógena e quaternária da Amazônia, bem como da morfologia e dinâmica sedimentar de seus sistemas de drenagem.

## AGRADECIMENTOS

As autoras agradem à Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP-Projetos #2010/09484-2 e #004/15518-6) pelo apoio financeiro. Os agradecimentos são extensivos ao Dr. J.L.Gouvêa da Universidade Federal do Pará e ao Museu Paraense Emílio Goeldi pelo empréstimo de resistivímetro e radar de penetração no solo, respectivamente.

## MUDANÇAS DA PAISAGEM NA SERRA DO TEPEQUÉM: SUSCEPTIBILIDADE AOS PROCESSOS EROSIVOS

Elizabete Cruz do Nascimento<sup>1</sup> Mestranda do PPG-GEO-UFRR (*elizza1@hotmail.com*), Luiza Câmara Beserra Neta - Instituto de Geociências-UFRR (*luiza@dgr.ufrr.br*), Stélio Soares Tavares Júnior Instituto de Geociências-UFRR (*stelio@dgl.ufrr.br*), Marcelo Ricardo Souza de Almeida Graduado em Geologia – UFRR (*marceloricardorr@hotmail.com*)

### INTRODUÇÃO

A serra do Tepequém localiza-se na porção norte do Estado de Roraima no município de Amajari, limitada pelas coordenadas UTM (Zona 20N) de 648132 a 633830 metros e de 410854 a 424793 metros (Figura 1).

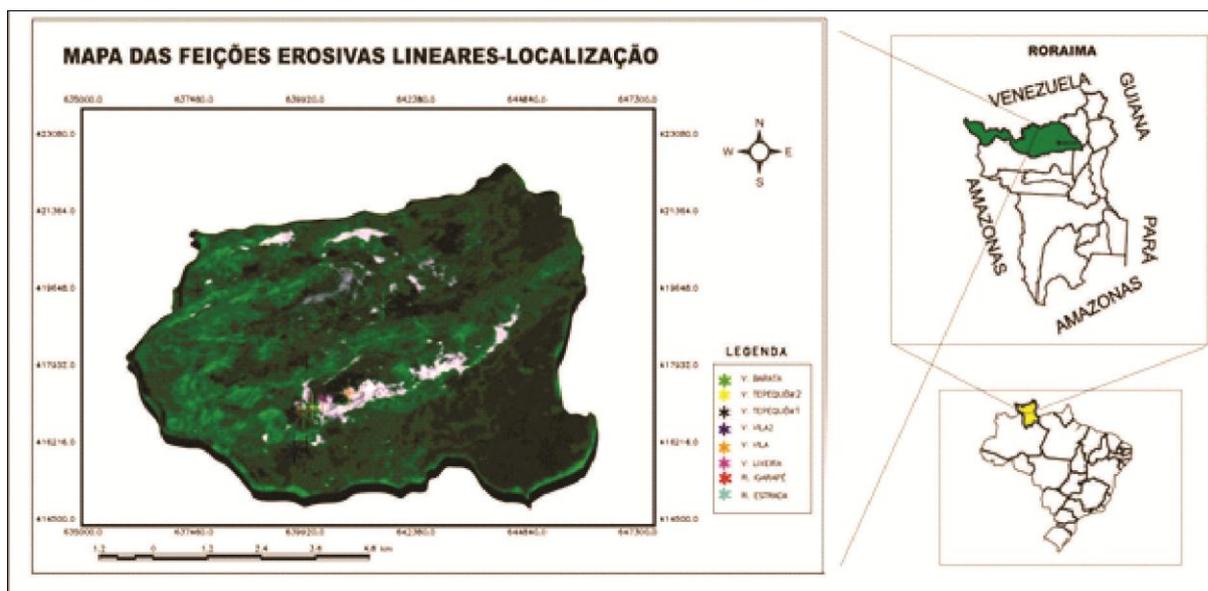


Figura 1. Localização da serra do Tepequém no estado de Roraima e no detalhe, locais de ocorrências das feições erosivas lineares estudadas.

No topo da serra têm-se variações altimétricas de 650 a 1100m. Esta apresenta uma diversidade de feições geomorfológicas, que contribuíram no estabelecimento de uma paisagem bem distinta e quase única dentro do cenário amazônico.

A serra do Tepequém constitui estruturalmente uma sinclinal assimétrica com o eixo na direção E-W, mergulho para leste. A serra é sustentada por rochas sedimentares de idade paleoproterozóica pertencentes à Formação Tepequém (CPRM, 1999). Representada por arenitos, arenitos conglomeráticos, siltitos e argilitos e níveis de rochas piroclásticas. O substrato é constituído por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas pertencentes ao Grupo Surumu (MONTALVÃO *et al.* 1975). Neste cenário destaca-se a intensa atividade erosiva, como exemplos, as feições lineares tipo ravinas e voçorocas que se instalaram nas planícies intermontanas, constituindo-se feições erosivas marcantes na paisagem atual devido à extensão e a quantidade de voçorocas ativas. A formação dessas feições foi favorecida pela natureza dos solos arenosos, incoesos e ricos em quartzo, assentados sobre um paleorelevo inclinado para os vales, fortemente fraturado, desenvolvido sobre rochas sedimentares, sobretudo arenitos da Formação Tepequém, demonstrando a natural vulnerabilidade desta paisagem (BESERRA NETA, 2008, p. 32).

### MATERIAIS E MÉTODOS

Esse estudo foi desenvolvido a partir das seguintes etapas:

- ✓ Levantamento bibliográfico sobre as temáticas erosões lineares e da base cartográfica da serra do Tepequém.
- ✓ Duas etapas de campo que constaram das seguintes atividades: medições morfométricas das calhas de ravinas e das voçorocas, considerando os seguintes aspectos: cabeceira, extensão,

largura, profundidade, inclinação dos taludes e bifurcações. Os taludes das voçorocas foram descritos quanto à presença de dutos de origem biogênica e das águas subsuperficiais.

- ✓ Na aquisição dos dados foram utilizados: inclinômetro (declividade do terreno), máquina digital (aquisição de imagens), trena (dados morfométricos), e para obtenção das coordenadas Geográficas GPS tipo Garmim.
- ✓ Em laboratório utilizou-se na pesquisa a carta plani-altimétrica Vila de Tepequém (Folha NA.20-X-A-III-MI-25) na escala 1:100.000 (IBGE, 1983), a imagem SAR (Synthetic Aperture Radar) do SIPAM de 2007 e o par estereoscópico formado pelas imagens SAR do JERS-1 de 1996 e do PALSAR de 2007 modo Wide. Os procedimentos para as operações de tratamento das imagens SAR foram realizados no aplicativo PCI *Geomatic* V.10.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Morfoestrutura da Serra do Tepequém

O par estereoscópico PALSAR & JERS1, bem como a imagem SAR/SIPAM usada isoladamente possibilitaram a interpretação de importantes feições estruturais. Nessas imagens a drenagem e o relevo da serra do Tepequém e o seu entorno foram bem caracterizados, ressaltando a configuração concordante com o arranjo estrutural regional NE-SW e E-W.

Na análise das imagens, enfatizando os elementos texturais de relevo e drenagem, juntamente com os dados obtidos em campo, permitiram determinar que as formas de relevo no topo da serra do Tepequém e as feições erosivas lineares são concordantes com as orientações estruturais regionais, consistindo nas direções NE-SW, E-W e em menor ocorrência N-S. Em relação às drenagens, nota-se também a influência do controle estrutural sobre os padrões de drenagens, a exemplo, dos igarapés Paiva, a sul e Cabo Sobral, a norte, com direção ENE-WSW, concordante às orientações das feições estruturais regionais.

### Morfologia das Feições Erosivas Lineares

Destacam os tipos lineares e as bifurcadas, onde a linear é condicionada por contatos litológicos e feições estruturais (falhas e fraturas) e as do tipo bifurcadas, que estão associadas aos processos de erosão superficial e/ou subsuperficial (dutos biogênico e áreas de abatimento por fluxo subsuperficial).

As voçorocas apresentam canais em formas de V (10%) e de U (90%). No primeiro caso a erosão é atenuada pela dureza da rocha, enquanto que os vales em forma de U se desenvolvem sobre o solo mais friável, permitindo maior capacidade de transporte de sedimentos.

A largura das feições erosivas variaram de 2,25m à 14,50m e comprimento de 6,08 m a 397m, a profundidade varia de 0,27 m a 12,30 m. A declividade da área de ocorrência das feições erosivas é representada por valores que variam de  $> 0,10^\circ$  e  $< 4^\circ$  e nos taludes a inclinação variou de  $43^\circ$  à  $86^\circ$ .

Nos taludes das feições erosivas foram observados dutos biogênicos (formigueiros e casa de cupins) os quais apresentavam as seguintes dimensões: largura variando de 0,33 a 0,7cm e comprimento de 0,36 a 0,7 cm. Também foram observados erosões subsuperficiais na base do talude na forma de dutos os quais são mais evoluídos com largura variando de 0,12cm a 1,90m e comprimento de 0,14cm a 1,80m.

### Feições geológicas e orientação das voçorocas

As feições erosivas lineares existentes na serra do Tepequém instalaram-se no conjunto formado por solos/sedimentos e saprólitos provenientes de processos de alteração da sequência de rochas sedimentares da formação Tepequém. A cobertura coluvionar constituída por sedimentos oriundo da fragmentação das rochas da Formação Tepequém, é representada por camadas de espessura variáveis de 18 a 30 cm.

As estruturas medidas nos taludes das voçorocas consistem em acamamentos mostrando, estratificações plano-paralelo e acanalada e estruturas do tipo wavy. As direções das estruturas planares consistiram em NE-SW. Destacam-se ainda veios de quartzo descontínuos esbranquiçados encaixados em materiais siltosos, e com fraturas paralelas e perpendiculares aos planos de acamamentos, com espessura variando de 0,5 a 25 cm.

No talvegue das voçorocas, sobressaem fraturas conjugadas sub-paralelas predominantes nos arenitos, cuja direção preferencial NE-SW (Figura 2) é coincidente com a do canal principal das voçorocas. A disposição dessas estruturas indica que as feições erosivas lineares, em especial, a voçoroca do Barata, se instalaram concordantemente a essas linhas estruturais.



Figura 2: Diagrama de roseta mostrando as orientações preferenciais dos strikes das estruturas planares medidas nos taludes e talvegues das feições erosivas lineares.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

A ação erosiva linear na serra do Tepequém promove mudanças significativas na paisagem, visto que voçorocas de morfologias variadas ressaltam-se na paisagem atual. A atividade antrópica a partir da década de 30 a exemplo da exploração diamantífera na Serra do Tepequém também promoveu modificações expressivas na paisagem. E através de dados morfométricos foi possível verificar a dimensão da degradação do solo na serra do Tepequém. As análises fotointerpretativas empregadas sobre as imagens SAR do par estereoscópico JERS-1 & PALSAR e do SIPAM, aliadas aos dados de campo permitiram a obtenção de importantes contribuições relativas ao controle estrutural tanto na morfologia da serra do Tepequém como na evolução das feições erosivas lineares. A morfologia da serra, apresenta uma configuração geométrica romboédrica encaixadas entre lineamentos estruturais de direção NE-SW, que segundo Tavares Júnior (2004, ) correspondem as falhas transcorrentes de movimentação dextral. Este arranjo estrutural também é verificado no topo da serra, através do alinhamento NE-SW dos compartimentos geomorfológicos constituídos por morros e colinas, bem como das feições erosivas lineares, em razão da direção NE-SW de seus canais principais. Além de todo esse aspecto estrutural, outras estruturas geológicas descritas nos taludes e talvegues das voçorocas constituem indícios favoráveis à contribuição dos processos tectono-estrutural na instalação e evolução dessas feições erosivas lineares.

### REFERÊNCIAS

- Beserra Neta, L. C. 2008. Análise evolutiva da paisagem da serra Tepequém - Roraima e o impacto da atividade antrópica. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 190f.
- Companhia de Pesquisa De Recursos Minerais. Serviço Geológico do Brasil Roraima Central. Folha NA.20-X/NA.21-V. 1999. Roraima, Manaus: CPRM, Escala 1:500 000 1 CD Rom.
- IBGE. 1983. Carta plani-altimétrica vila de Tepequém (Folha NA.20-X-A-III-MI-25) na Escala 1:100 000.
- Montalvão, R. M. G. et al. 1975. Geologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, v.8, p.15-135.
- Santos, A. R.; Veneziani, P.; Paradella, W. R.; Morais, M. C. 2000. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações\*. São José dos Campos, INPE/ADIMB, 103p.
- Tavares Júnior, S. S. 2004. Utilização de imagens de Sensoriamento Remoto, Dados Aerogeofísicos e de Técnicas de integração digital para o estudo geológico do Norte do Estado de Roraima-Brasil. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 226f.

## FORMAÇÃO DE RELEVOS ANTROPOGÊNICOS NOS TRÓPICOS ÚMIDOS – ESTUDO DE CASO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

Estêvão José da Silva Barbosa

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física/ FFCLH/ USP  
estevaobarbos@yahoo.com.br

### INTRODUÇÃO

Na história das geociências os efeitos da ação humana sobre a superfície terrestre foram gradativamente sendo considerados. Tanto na Geologia como na Geografia, além dos desdobramentos de ambas na Engenharia, enfatizam-se as relações entre a sociedade e a natureza que interferem nos processos geológico-geomorfológicos, o que inclui, também, o estudo e a predição de riscos, e o planejamento e gestão físico-ambiental dos territórios (COATES, 1971; GOUDIE, [1981] 2006; KOWALSKY, 1984; PANIZZA, 1996).

No Brasil, maior atenção tem sido conferida a espaços urbanos das regiões Sudeste e Sul, a exemplo das pesquisas de Abreu (1986), Peloggia (1998) e Rodrigues (2005) na Região Metropolitana de São Paulo, e de Santos Filho (2011) na cidade do Rio de Janeiro. Oliveira (1990), que estudou uma área do Planalto Ocidental Paulista, é um dos poucos autores que analisaram aqueles processos em espaços rurais no país.

Por causa de seu atual contexto ambiental e da diversidade de formas de relevo e usos da terra, a Amazônia brasileira é um espaço com grande potencial para os estudos dessa temática. Contudo, pouco tem sido produzido a esse respeito, a exemplo de trabalhos mais específicos sobre a erosão dos solos (e.g.: FEARNSIDE, 1980; BARBOSA, FEARNSIDE, 2000) e o assoreamento dos rios (e.g.: WILLIAMS, MELACK, 1997). No presente texto, que resulta de pesquisa de tese em andamento, apresenta-se uma análise preliminar de mudanças geomorfológicas relacionadas com as intervenções antrópicas em ambientes tropicais úmidos da Amazônia, enfatizando a dinâmica recente do relevo no trecho norte da rodovia Belém-Brasília (BR-010), porção leste do Estado do Pará. Esta temática exige a análise integrada de dados físico-químico-biológicos e humanos.

### METODOLOGIA

A metodologia da pesquisa consistiu, inicialmente, na coleta de dados secundários a partir de revisão de literatura e bases cartográficas, seguida da sistematização e tratamento dos dados, e da elaboração de mapas temáticos utilizando ferramentas de geoprocessamento dos *softwares* cartográficos Ilwis 3.3 Academic e Quantum Gis (Qgis) 1.8.0 “Lisboa”. Foram realizados, também, trabalhos de campo exploratórios. Para a interpretação dos dados, a abordagem sistêmica aplicada à compreensão de relevos antropogênicos, conforme proposto por Rodrigues (2005, adaptado de HART, 1986), permitiu correlacionar três variáveis: (1) formas – compartimentos originais do relevo, topografia e as feições antropogênicas; (2) materiais – litologia, pedologia, drenagem, cobertura vegetal e os elementos artificialmente criados; (3) processos – oriundos da interação entre os vários elementos da paisagem.

A espacialização dos dados para análise geomorfológica integrada conjugou duas escalas: a sub-regional, na qual se fez a caracterização físico-ambiental da área de estudo, com base em bases cartográficas do IBGE e processamento de imagens Landsat-TM 5, órbita-ponto 222/62; e a local (quadro 1), detalhando a drenagem, o quadro de uso da terra e as formas de relevo antropogênico, pela interpretação visual de imagens orbitais Wordview obtidas do Google Earth em formato JPEG. A taxonomia dos fatos geomórficos utilizada na proposta segue a proposição de Ross (1992), especificamente o 3º, 4º, 5º e 6º táxons, nos quais são mapeáveis, na mesma ordem: os padrões de formas semelhantes; as formas de relevo individualizadas; as vertentes; as formas e processos lineares do relevo (sulcos, ravinas, voçorocas) e as morfologias de origem antrópica. A nomenclatura e a simbologia das formas de relevo baseiam-se no “*Glossary of Landform and Geologic Terms*” (NRCS, 2005) e em Cook e Doornkamp (1990).

**Quadro 1:** detalhamento de áreas selecionadas para mapeamento de relevos antropogênicos.

Área	Localização	- Foco do mapeamento - Principais fatores impactantes	Nº. de cenas e tam. do mosaico
	Imediações da cidade de Ipixuna do Pará, no eixo da rodovia BR-010.	- Solo e drenagem (erosão e assoreamento). - Agricultura, pecuária, estradas.	8 cenas 8,68 MB
2	Porção leste do Município de Paragominas, próximo à rodovia PA-256.	- Drenagem (erosão e barragem). - Agricultura e pecuária.	10 cenas 8,47 MB

## RESULTADOS

O trecho norte da rodovia Belém-Brasília foi impactado por vários dos sistemas produtivos que se expandiram na região amazônica após 1950, como a pecuária extensiva, a agricultura familiar e a comercial, a extração madeireira e a mineração industrial. Do ponto de vista físico-ambiental, a área possui clima quente e úmido, drenagem densa em sua maior extensão, topografia suave a forte ondulada, litologia sedimentar modelada em platôs e em planícies, e uma cobertura original de floresta ombrófila que foi convertida em mosaicos de vegetação secundária, solos expostos, pastos, agroecossistemas e fragmentos de mata nativa (MONTEIRO, COELHO, BARBOSA, 2009). A observação dos padrões de cobertura da terra nas imagens Landsat-TM, aliada a trabalhos de campo, revela que este padrão se reproduz em vários ciclos de intervenção antrópica no ambiente.

As áreas selecionadas para análise detalhada (quadro 2) possuem a mesma litologia, representada por arenitos e argilitos da Formação Ipixuna, datada do Cretáceo Superior. A presença dessa Formação corresponde a um conjunto de relevos dissecados em formas tabulares ou colinosas, de topografia suave ondulada a ondulada. No contexto sub-regional estas superfícies se posicionam abaixo de platôs residuais mantidos por Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas (KOTSCHOUBEY et al., 2005).

Em combinação com a topografia (posição nas vertentes) e a morfologia original, os solos aparecem como um fator decisivo na retomada da erosão que se segue à retirada da cobertura florestal, sobretudo para atender a atividades agropecuárias. Nas superfícies mais dissecadas, onde os fenômenos erosivos recentes têm maior destaque, os solos contêm horizontes concrecionários e muito argilosos que favorecem o escoamento superficial. Este é o caso das áreas selecionadas, o que pode ser um indício da existência de diferenças sutis nos latossolos condicionando as respostas do relevo às intervenções antrópicas.

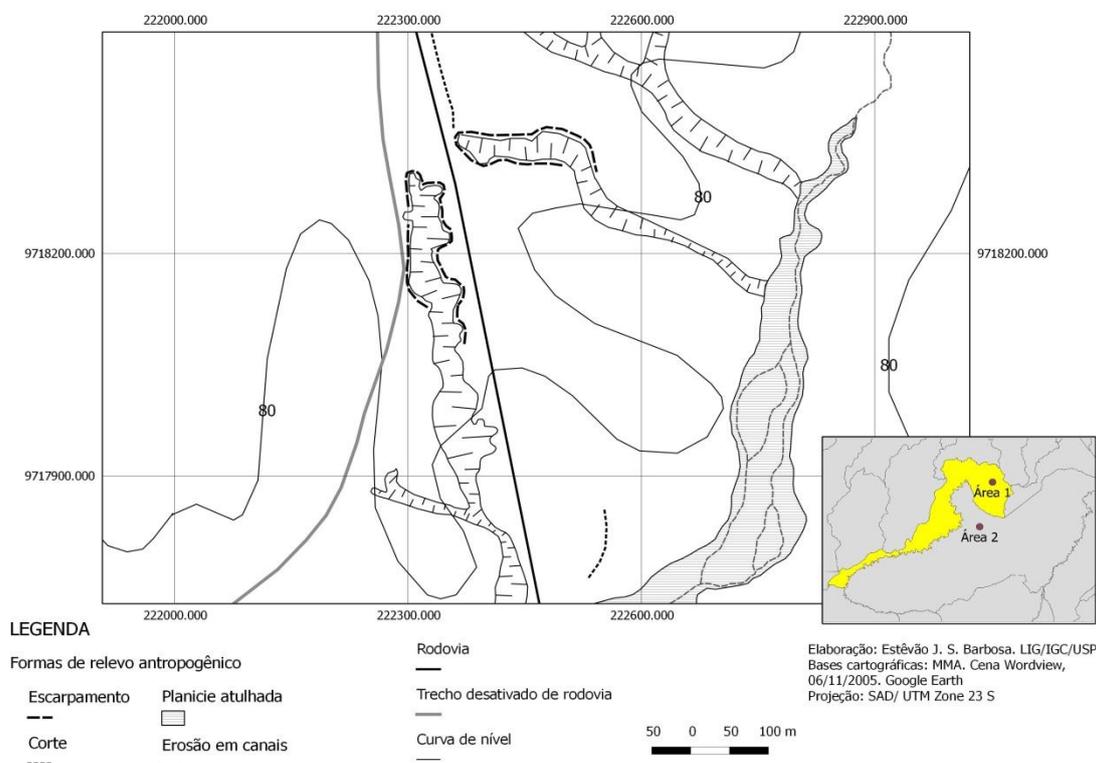
As ações humanas provocam efeitos diretos sobre o relevo, que se apresentam como produtos ou consequências esperadas ou não dos modos de intervenção no ambiente e na paisagem. A criação de barragens e lagos de barragem, muito bem evidenciada na área 2, enquadra-se no primeiro caso, visando ao aproveitamento dos rios como reservatórios que alteram o regime fluvial, criando condições tipicamente lacustres. Os cortes de planalto para a implantação de estradas de rodagem e empréstimo de terras, também enquadram-se neste tipo de intervenção, conforme ocorre na área 1 (figura 1).

O mapeamento realizado indicou que os efeitos indiretos são os mais generalizados, em vista, principalmente, dos processos de escoamento superficial que criam ou ampliam canais de erosão – ravinas e voçorocas – mesmo em áreas consideradas de baixa declividade. O resultado dessa dinâmica é a aceleração dos fenômenos de dissecação do terreno, alterando inclusive a geometria das vertentes, a exemplo dos escarpamentos (taludes) que delimitam canais de erosão ativos (figura 1). Por outro lado, o material remobilizado dos solos acarreta a colmatação das planícies e canais (figura 1), gerando assoreamento e feições sedimentares dispersas nos interflúvios ou ao longo dos canais.

## CONCLUSÃO

Pode-se concluir, preliminarmente, que as formas de relevo antropogênico nas duas áreas analisadas em detalhe representam fenômenos de alteração geomorfológica local, modificando parcialmente a morfologia dos tabuleiros, das colinas e das planícies fluviais. A relevância deste fato reside no entendimento de dinâmicas ambientais sintetizadas nas formas e processos do relevo, no qual são imprimidas as marcas das ações humanas. Em vários locais da área de estudo é possível observar indícios de alteração do relevo como consequência direta ou indireta das ações antrópicas, em formas

como: ravinas, voçorocas, aterros, superfícies niveladas, cavas de mineração, depósitos tecnogênicos, drenagens retificadas ou represadas, e sinais de perda da camada superficial de solo seguida do rebaixamento do terreno. Estas formas antropogênicas não se sobressaem na paisagem em razão dos baixos declives, das altitudes modestas, e por serem fenômenos pontuais em extensão, contudo possuem grande importância para o entendimento de mudanças ambientais de curto e médio prazo e das alterações do regime morfogenético local.



**Figura 1:** mapa morfológico da área 1 – relevo antropogênico, município de Ipixuna do Pará.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, A. A. 1986. Ação antrópica e propriedades morfodinâmicas do relevo na área metropolitana de São Paulo. *Orientação*, USP, Instituto de Geografia, n.º 7, p. 35-38.
- Barbosa, R. I.; Fearnside, P. 2000. Erosão do solo na Amazônia: estudo de caso na região de Apiaú, Roraima, Brasil. *Acta Amazônica*, Manaus, INPA, v. 30, n.º 4, p. 601-13.
- Coates, D. R. (edit.), 1971. *Environmental Geomorphology*. Binghamton: State University of New York Publications in Geomorphology.
- Cook, R. U.; Doornkamp, J. C. 1990. *Geomorphology in Environmental Management: a new introduction*. 2<sup>nd</sup> edition. Oxford: Clarendon Press.
- Fearnside, P. 1980. A previsão de perda de terra através de erosão de solos sob vários usos de terra na área de colonização da rodovia Transamazônica. *Acta Amazônica*, Manaus, INPA, v. 10, n.º 3, p. 505-11.
- Goudie, A. S. 2006. *The human impact on the natural environment: past, present and future*. 6<sup>th</sup> ed. Blackwell.
- Hart, M. G. 1986. *Geomorphology pure and applied*. London: George Allen & Unwin.
- Kotschoubey, B.; Truckenbrodt, W.; Calaf, J. M. C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da Bacia de Grajaú, Nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (2), p. 263-272.
- Kowalski, W. C., 1984. History of changes of geological environment under the influence of the activity of mankind. *Engineering Geology*, Vol. 17, pp. 51-67.
- Monteiro, M. A.; Coelho, M. C. N.; Barbosa, E. J. S. (orgs.), 2009. *Atlas Socioambiental: municípios de Tomé-Açu, Aurora do Pará, Ipixuna do Pará, Paragominas e Ulianópolis*. Belém: NAEA/UFPA.
- Natural Resources Conservation Service, 2005. *National Soil Survey Handbook, Part 629: Glossary of*

- landform and geologic terms. USDA, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Oliveira, A. M. S. 1990. Depósitos tecnogênicos associados à erosão atual. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 6, Salvador. Anais... Salvador: ABGE, p. 411-19.
- Panizza, M. (edit.), 1996. Environmental Geomorphology. Amsterdam: Elsevier.
- Peloggia, A. U. G. 1998. O homem e o ambiente geológico: geologia, sociedade e ocupação urbana no município de São Paulo. São Paulo: Xamã.
- Rodrigues, C. 2005. Morfologia original e morfologia antropogênica na definição de unidades espaciais de planejamento urbano: exemplo na metrópole paulista. Revista do Departamento de Geografia, USP, 17, 101-11.
- Ross, J. L. S. 1992. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, USP, 06, 17-29.
- Santos Filho, R. D. 2011. Antropogeomorfologia Urbana. In: GUERRA, Antonio J. T. (org.). Geomorfologia Urbana. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- Williams, M. R.; Melack, J. M. 1997 Solute export from forested and partially deforested catchments in the central Amazon. Biogeochemistry, Vol. 38, I. 1, pp. 67-102.

## ASSIMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DUERÉ COMO INDICADOR DE TECTÔNICA RECENTE NA BACIA SEDIMENTAR DO BANANAL, TOCANTINS

Fernando de Moraes, Daniel Araújo Ramos dos Santos

morais@uft.edu.br, Universidade Federal do Tocantins – Campus de Porto Nacional  
daniel.a.sants@hotmail.com, Universidade Federal do Tocantins – Campus de Porto Nacional

### INTRODUÇÃO

A análise geomorfológica se desdobra como o ato de investigar as formas do relevo terrestre que são resultantes de “processos pretéritos e atuais”, sendo a intenção do investigador traçar indagações lógicas ligadas à compreensão da estrutura, gênese e dinâmica das paisagens.

Desde os estudos Williams Morris Davis, precursor da Geomorfologia Estrutural, entende-se que o relevo sofre influência da estrutura geológica e dos processos (endógenos e exógenos) no tempo. As redes de drenagens desempenhariam processos de esculturação do relevo, formando em um longo período de tempo as superfícies aplainadas. Essa ideia está presente na maioria das teorias geomorfológicas (Klein, 2012).

Há muito se sabe que fatores tectônicos tendem a influenciar a conformação e a dinâmica evolutiva das bacias hidrográficas (Zernitz, 1932, Deffontaines & Chorowicz, 1991, Cox, 1994). Variações litológicas influenciam nos processos de escoamento e erosão superficiais, determinando a geometria e a densidade das drenagens. O arcabouço geológico regional pode gerar morfologias de inflexões abruptas nos canais fluviais, influenciando no arranjo dos padrões de drenagens e na deposição de sedimentos. Assim, as bacias de drenagens podem contribuir para o entendimento da morfotectônica regional.

O termo Neotectônica é atribuído às deformações estruturais na Crosta terrestre, ocorridas a partir do Terciário Superior aos dias atuais (Fairbridge, 1981), mesmo que definição de seus limites temporais sejam motivos de controvérsia no meio científico. Ainda que se tenham referências mais antigas (Freitas, 1951), os estudos relacionados à neotectônica no Brasil têm sido realizados de maneira descontínua desde os grandes levantamentos geológicos realizados nas décadas de 1960 e 1970.

Dentre os trabalhos mais citados, destaca-se a revisão realizada por Hasui (1990), na ocasião do 1º Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, onde o autor coloca a deposição da Formação Barreiras como referencial temporal para as deformações neotectônicas ocorridas no Brasil. Este mesmo autor cita a região da Ilha do Bananal entre as [enormes] (grifo nosso) áreas de sedimentos terciários e quaternários, onde a evolução da rede de drenagem estaria ligada aos processos de erosão e sedimentação condicionados por uma tectônica recente, com ocorrência de subsidência e/ou regiões adjacentes em ascensão (Hasui, 1990).

A uma das formas de se inferir sobre o grau de influência da ação endógena nos processos morfodinâmicos e morfogenéticos em um sistema fluvial, é por meio da análise Morfotectônica, que tem por objetivo, a compreensão dos processos tectônicos recentes (Terciário-Quaternário) em atividade (Neotectônica) e suas influências geomorfológicas (Etchebehere *et al.* 2005, Lima, 2002). O presente trabalho visa detectar a partir de índices geomórficos possíveis relações da morfologia da bacia hidrográfica do rio Dueré com a tectônica recente na região da Ilha do Bananal, Tocantins.

### METODOLOGIA

Segundo Keller & Pinter (1996), a morfometria pode ser entendida como a caracterização das formas de relevo em função das suas dimensões; e os parâmetros indiretos (Índices Geomórficos) podem ser úteis na compreensão do nível de atividade tectônica de uma área. Dentre esses índices, o Fator de Assimetria Topográfica Transversal (FSTT), proposto por Cox (1994), destina-se a compreensão do comportamento dos canais fluviais em relação ao arcabouço geológico e das implicações estruturais, que podem influenciar na forma do vale fluvial ou da bacia de maneira geral, podendo ser simétrico ou assimétrico. Sua determinação se dá a partir da razão entre a distância do meandro ativo para a linha média da bacia (**Da**) e a distância desta mesma linha para o divisor topográfico (**Dd**), a saber:  $FSTT = Da/Dd$ .

Para a aplicação do método, foram traçados 34 perfis transversais ao canal principal da bacia do rio Dueré, com uma distância entre si de 4 km. Cox (1994) afirma que os valores de **FSTT** próximo a 1 (onde o canal estaria sobre o limite da bacia), tendem a revelar vales fluviais assimétricos, enquanto que

valores próximos a 0 tendem a apresentar vales fluviais simétricos com pouco ou nenhum controle tectônico.

Outro índice aplicado foi o Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (**FABD**), que foi pensado para detectar basculamentos tectônicos da bacia em sua totalidade (Keller & Pinter, 1996). A determinação deste índice se dá da seguinte maneira: multiplica-se por 100 a razão entre a área à direita do canal principal (**Ar**) e a área total da bacia (**At**), a saber: **FABD = 100(Ar/At)**. Valores encontrados muito próximos ou iguais a 50 indicam pouca ou nenhuma atividade tectônica, enquanto aqueles menores e maiores que 50 indicam basculamentos das margens esquerda e direita, respectivamente (Salamuni *et al.*, 2004).

Para a realização do estudo foram utilizados dados de Modelo Numérico do Terreno, obtidos do Projeto TOPODATA do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Além de dados geológicos na escala de 1:1.000.000 da folha SC 22 (Faraco *et al.*, 2004), e dados de Geomorfologia e Hidrografia na escala de 1:100.000 disponibilizados pela SEPLAN (2008).

Além dos índices aplicados, foram realizados levantamentos bibliográficos sobre a tectônica regional da Bacia do Bananal e do Cinturão Araguaia, principais feições de escala regional presentes na área estudada.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A bacia hidrográfica do rio Dueré está situada entre os meridianos W 48°47'27" e W 49°52'47", e os paralelos S10°53'35" e S11°44'29". Mostra-se alongada no sentido SE-NW, com uma área de 2.868 km<sup>2</sup>, sendo uma sub-bacia do rio Formoso, contribuinte do médio rio Araguaia. O padrão de drenagem dominante é o dendrítico, com canais fluviais sinuosos, ocorrendo trechos pontuais de canais retilíneos. O canal principal possui 212 km de extensão.

Inicialmente, buscou-se analisar a possibilidade de basculamento da bacia por meio da aplicação do índice FABD. O resultado obtido foi 57, demonstrando que a bacia é pouca tectonizada (Salamuni *et al.*, 2004), com um possível basculamento da margem direita do rio.

Uma possível relação deste leve basculamento com as anomalias de drenagens poderia ser observada a partir da obtenção do índice FSTT dos 34 segmentos fluviais analisados ao longo do curso rio Dueré. Os valores encontrados para o alto e médio cursos da bacia foram muito próximos, 0,23 e 0,20, respectivamente. Enquanto que o baixo curso apresentou valores relativamente maiores, 0,51 (Fig. 1). Em observações da morfologia do canal principal, pode-se notar que seu vale apresenta-se mais simétrico no alto curso, próximo aos dobramentos correlacionáveis ao Lineamento Transbrasiliiano. Nesta porção da bacia, pode-se notar que o rio corre sobre um bloco tectonicamente rebaixado (graben). Almeida *et al.* (1986) relatam que esta área constitui uma geossutura, com várias zonas de cisalhamento transcorrentes na direção SW-NE. Esta direção também coincide com a orientação geral das foliações na área de estudo. Contudo, não se nota um controle muito forte da direção do canal principal, sendo apenas os de menor ordem correlacionáveis a esta direção. À medida que se aproximam do baixo curso, as drenagens mostram-se mais sinuosas, serpenteando sobre terrenos de baixa variação topográfica (184-226 m). Assim, mesmo com um Fator de Assimetria Topográfica Transversal, esta área não possibilita uma afirmação segura de que esta migração seja reflexo de uma tectônica recente, pois a morfologia normal dos cursos fluviais próximos ao seu nível tende, via de regra, a apresentar maior sinuosidade e migração lateral dos canais (Lana & Castro, 2012).

Em trabalhos de campo, foi possível notar algumas anomalias de drenagens a partir da concepção de Deffontaines & Chorowicz (1991). Tais anomalias constituem-se em alternâncias no padrão do canal principal (rio Dueré) de meandrante, com alguns trechos quilométricos retilíneos, para mais sinuoso do médio para o baixo curso, respectivamente. Foi possível observar ainda alguns pontos em que o canal parece contornar áreas de maior resistência litológica.

Na região do baixo curso, existe uma séria de diques e outras intrusões que podem controlar a direção e morfologia dos canais, ainda que não se tenha notado tal controle numa escala mais regional. Nesta mesma porção, duas anomalias se destacam na paisagem: a primeira se refere à uma grande lagoa que captura boa parte do fluxo do rio Dueré. Esta lagoa parece atuar como um sumidouro, semelhante àqueles observados em áreas cársticas. A outra grande anomalia que chama a atenção é uma anarquia de drenagem (captura de drenagem) situada nas proximidades do exutório da bacia. Neste ponto, pode-se observar uma conexão entre as bacias dos rios Formoso e Dueré, com fuga de água da bacia maior para a menor.

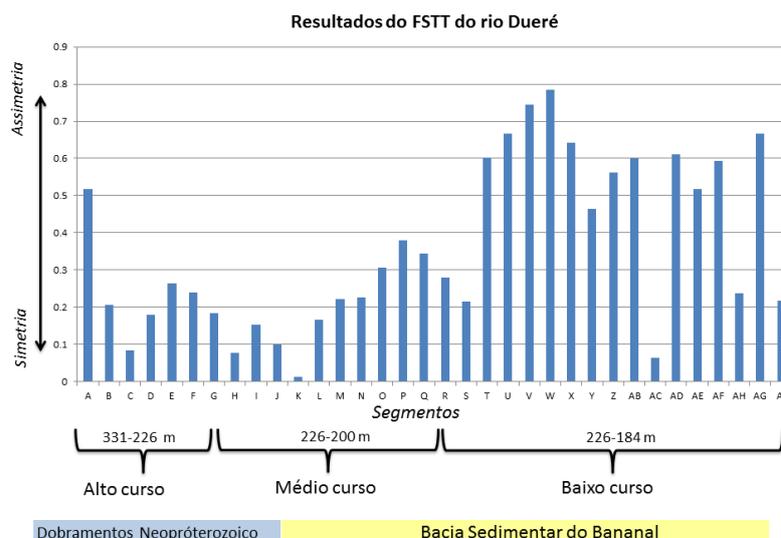


Figura 1 – Valores de assimetria lateral transversal ao longo do rio Dueré

## CONCLUSÕES

A evolução da Geomorfologia apresenta uma contínua adoção por parte desta ciência de vários métodos antes restritos à geologia pura (estrutural clássica). Dentre eles, a análise estrutural e sua relação com a tectônica recente têm sido utilizadas para o entendimento da evolução geotectônica da paisagem *lato sensu*. Estes índices vêm sendo aplicados na investigação de controles tectônicos em áreas geologicamente semelhantes à da região da Ilha do Bananal, que, segundo alguns autores, encontra-se em processo de subsidência.

A partir da aplicação dos índices geomórficos FABD e FSTT, pode-se concluir que a bacia do rio Dueré apresenta um leve basculamento da sua margem direita. Mesmo sendo suave, este basculamento pode ser atribuído à proximidade desta bacia com a Bacia Sedimentar do Bananal, que se encontra em subsidência. Ademais, algumas anomalias de drenagem necessitam de maior detalhamento da sua gênese; entre elas a captura de drenagem do rio Formoso pelo rio Dueré e a fuga de fluxos superficiais para lagoas supostamente cársticas ao sul do município de Lagoa da Confusão, onde ocorre carste encoberto.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M.; Ferreira, F. J. F.; Carneiro, C. D. & Stefani, F. L. 1986. Aspectos evolutivos da Geossutura Tocantins-Araguaia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia, Soc. Bras. Geol., 1986. Anais. v.3, p.1.269-1.284.
- Cox, R. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, v.106, p.571-581.
- Deffontaines, B.; Chorowicz, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics, v. 194, p.237-263.
- Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R. & Casado, F. C. 2005. Análise Morfoestrutural aplicada no vale do rio do Peixe (SP): Uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. Geociências, v.10, n.6, p.45-62.
- Fairbridge, R. W. 1981. The concept of Neotectonics: an introduction. Zeitschrift für Geomorphologie, v. 40, p.7-12.
- Faraco, M.T.L., Marinho, P.A.C., Vale, A.G., Costa, J.S., Ferreira, A.L., Valente, C.R., Lacerda Filho, J.V., Moreton, L.C., Camargo, L.C., Camargo, M.A., Frasca, A.A., Ribeiro, P.S.E., Vasconcelos, A.M., Oliveira, M., Oliveira, I.W.B., Abreu Filho, W., Gomes, I.P. 2004. Folha SC.22-Tocantins. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R. Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-Rom.
- Freitas, R. O. 1951. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo brasileiro. Boletim Paulista de Geografia,

v.7, p.3-19.

Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop Sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, Belo Horizonte. Boletim. Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-31.

Keller, E. A. & Pinter, N. 1996. Active tectonics. Prentice-Hall. 338p.

Klein, C. 2012. A noção de ciclo em Geomorfologia. Terrae didática. v.8, n.1, p.58-71.

Lana, C. E. & Castro, P. T. A. 2012. Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium, v.3, n.1, p.102-122.

Lima, M. I. C. 2002. Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico. Belém: [s.n.], CD-ROM.

Salamuni, E.; Ebert, H. & Hasui, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. Revista Brasileira de Geociências, v.34, n.4, p.469-478.

Secretaria de Planejamento do Estado do Tocantins – SEPLAN. 2008. Atlas do Tocantins: subsídios ao planejamento da gestão territorial. 5 ed. Palmas.

Zernitz, E. R. 1932. Drainage patterns and their significance. Journal of Geology, v.40, p.498-521.

## GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA ILHA DE ITARANA, NW DO MUNICÍPIO DE SÃO JOÃO DE PIRABAS, NE DO ESTADO DO PARÁ

João Paulo Abreu Almeida, Priscila Figueiredo Amaral, Osmar Guedes da Silva Júnior, Maurício da Silva Borges.

Universidade Federal do Pará. joaoufpa07@gmail.com, priscila.amaral08@gmail.com, osmar.guedes@gmail.com, mauricio.silva.borges@gmail.com

### INTRODUÇÃO

Este estudo foi realizado na Ilha de Itarana, situada na porção noroeste do município de São João de Pirabas, nordeste do Estado do Pará (Figura 1). Foram destacadas as seguintes unidades geomorfológicas: Planalto Costeiro, Planície Costeira, Planície lamosa, Sistema de Terraços, Chenier, Baías, Paleodunas, Interdunas, Lagos, Dunas costeiras, Praias, Pós-praia, Estirâncio e Barras arenosas. Foi estabelecida aqui a relação entre estes e os litotipos encontrados ao longo ilha. Foram descritas também as unidades geológicas que compõem o relevo da ilha e seus litotipos aflorantes, neste ponto ressalta-se o arenito Pilões, com suas feições distintas, além dos sedimentos holocênicos, ricos em estruturas neotectônicas. Relevante a este estudo é o arcabouço estrutural da ilha, que, mesmo sob uma caracterização superficial e expedita, se mostra de extremo interesse científico. Referência é feita aos aspectos socioambientais da região, e sua possível relação com a geologia local. Por fim foi realizada uma análise multi-temporal, baseada em dados de imagens de satélite dos últimos 40 anos, com intervalo que abrange da década de 1970 até o ano de 2010, a qual serviu de base para o entendimento da evolução do relevo da Ilha de Itarana.

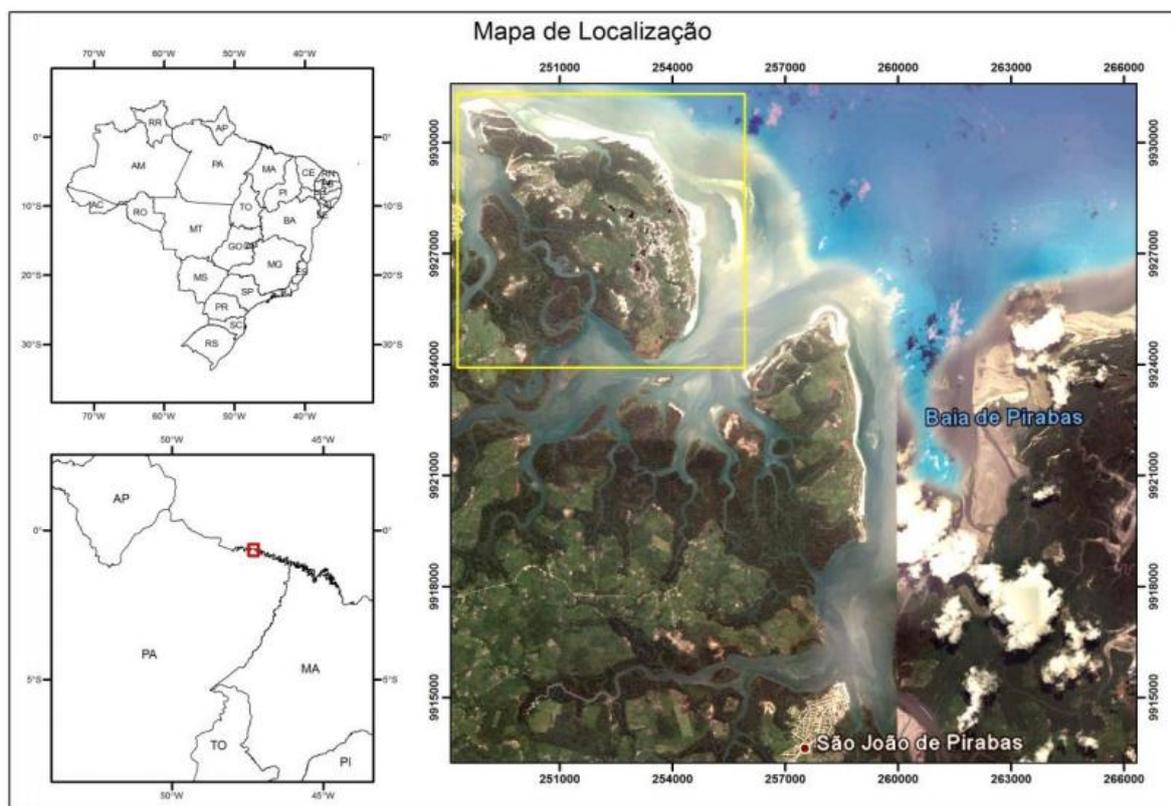


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

### METODOLOGIA

Além do levantamento bibliográfico sobre a área de estudo foram realizadas duas incursões, nas quais foram feitas seções geológicas contínuas, buscando aperfeiçoar os dados obtidos, de modo que estes viessem proporcionar informações precisas e confiáveis, para posterior análise e confrontação com os dados oriundos dos produtos sensores. Foi realizada a interpretação de produtos sensores, sendo estes

imagens de satélite Landsat, SRTM e fotografias aéreas. As imagens Landsat foram processadas no software ENVI, onde técnicas de fusão RGB e realce foram aplicadas para a posterior digitalização dos resultados obtidos através do ArcGIS. Foi feita a composição das bandas R3 G2 B1, o que gerou imagens dentro do espectro visível, às quais foi aplicado o realce raiz quadrada. Foi montado o par estereoscópico destas fotografias através da geração de anaglifos 3D no software Zoner Photo Studio, este anaglifo foi georreferenciado e então foi feita a análise e digitalização das imagens por estereoscopia digital, diretamente no ArcGIS. Por fim foi confeccionado um mapa geomorfológico e geológico juntamente com a nota explicativa.

## RESULTADOS

Do ponto de vista geológico, temos as relações entre os diferentes litotipos encontrados na ilha, a ocorrência do arenito Pilões (figura 2), de idade Pleistocênica, nos sugere um processo de litificação acelerado, talvez ocasionado pelo mesmo processo que gerou suas feições características, onde o processo de percolação por soluções ácidas pode ter remobilizado parte da sílica presente no sistema na forma de cimento acelerando assim a litificação desta rocha.



Figura 2. Afloramento com o arenito Pilões.

Além das relações entre os litotipos, é visível a influência da Neotectônica na área, tendo em vista os registros de perturbações sísmicas presentes tanto nas rochas quanto nos sedimentos. Nas rochas esse controle se faz mais evidente por ser responsável pelo deslocamento, abatimento ou soerguimento, de blocos na região, evidenciado pela diferença no registro estratigráfico das rochas da área, como o próprio arenito Pilões e os sedimentos do Grupo Barreiras. Os quais são observados aflorando com significativas variações topográficas.

Por meio da análise da multitemporal da evolução da paisagem da área estudada, a região apresenta uma dinâmica forte e atuante, onde em um período de aproximadamente 30 anos foi possível observar uma série de modificações. Entre elas destacam-se a migração dos canais e de barras arenosas, assim como dos próprios limites da Ilha de Itarana, que teve sua linha de costa modificada em vários pontos, em alguns locais sendo erodida e em outros sofrendo agradiação. Além disso, foi verificada uma alternância entre os cordões de praia mais antigos, cheniers, e as frentes de mangue, gerando uma sucessão

que indica o padrão de crescimento da ilha, nos permitindo ainda propor uma interpretação acerca de sua paleogeografia.

A breve caracterização socioambiental da área estudada aponta para o fato de que os métodos de pesca utilizados pelos moradores da região podem estar acelerando o processo de assoreamento dos canais, e interferindo na migração natural das barras arenosas. A questão ambiental é importante, pois os habitantes locais, por falta de informação acabam por gerar vários impactos na região, seja pelo destino dado ao lixo gerado por eles, ou pelos métodos utilizados na pesca.

### **CONCLUSÕES**

A área demonstrou-se de grande interesse, acadêmico e socioambiental, de forma que se fazem necessários estudos mais detalhados para melhores caracterização e entendimento geológicos desta região, além da implantação de projetos sociais de educação e conscientização da população local quanto aos impactos que vem sendo causados na área.

## MAPEAMENTO MORFOLÓGICO DA REGIÃO DO CABO NORTE UTILIZANDO IMAGENS ALOS PALSAR, AMAPÁ, COSTA AMAZÔNICA, BRASIL

Kerly Araújo Jardim<sup>1</sup>; Valdenira Ferreira dos Santos<sup>2</sup>; Odete Fátima M. da Silveira<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Univ. Federal do Rio Grande-FURG, Inst. de Ciências Humanas e da Informação-ICHI, Lab. de Anál. Sócio-Ambientais (ASA), e-mail: kerlyjardim@gmail.com

<sup>2</sup> Inst. de Pesq. Cient. e Tecnol. do Estado do Amapá-IEPA, Centro de Pesquisas Aquáticas-CPAq, Lab. de Sensoriamento Remoto e Análises Espaciais Aplicado a Ecossistemas Aquáticos – LASA, e-mail: valdeniraferrreira@gmail.com

<sup>3</sup> Univ. Federal do Pará-UFPA – Inst. de Geociências-IG, Faculdade de Oceanografia-FAOC, Lab. de Oceanografia Geológica-LIOG, e-mail: silveira@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Os processos de formação da planície costeira do Amapá são resultantes de uma dinâmica geomorfológica complexa, cujo entendimento necessita da aplicação de dados de sensores remotos que possam fornecer uma visão sinóptica dessa região.

O sensoriamento remoto por radar é uma das principais fontes de informações para o mapeamento morfológico, devido as características de aquisição dos dados, independente das condições atmosféricas e a sensibilidade da ferramenta aos atributos físicos (geometria) e elétrico dos alvos no terreno (Souza Filho e Paradella, 2003).

O objetivo deste trabalho é apresentar o resultado do mapeamento morfológico do Cabo Norte realizado a partir de imagens radar, como suporte a reconstrução da paleogeografia da região.

### METODOLOGIA

Foram utilizadas 03 imagens ALOS PALSAR de órbita ascendente, modo FBS, polarização HH e um recorte do Modelo Digital de Elevação do SRTM (Tabela 1).

**Tabela 1:** Características das imagens de radar ALOS PALSAR utilizadas no trabalho.

ID Imagens	Plataforma/Sensor	Ângulo Incidência/Órbita	Banda	Pol.	Data/Hora Aquisição	Tamanho de Pixel (m)	Situação Ambiental
ALPSRP 120200010	ALOS/PALSAR	34.3%/Asc.	L	HH	27/04/08	12.5 x 12.5	Período chuvoso. *Maré: enchendo
ALPSRP 122680010	ALOS/PALSAR	34.3%/Asc.	L	HH	14/05/08	12.5 x 12.5	Período chuvoso. *Maré: baixamar
ALPSRP 125160010	ALOS/PALSAR	34.3%/Asc.	L	HH	31/05/2008 02:06:43	12.5 x 12.5	Período chuvoso. *Maré: vazando

\* Referência das marés estimadas na estação de Ponta do Céu, na barra norte do rio Amazonas. Fonte: DHN.

Para a redução do ruído *speckle* e realce das feições morfológicas foi atenuado aplicado o filtro *enhanced Frost* (FROST *et alli*, 1982), com janela de dimensões 3x3 e 5x5. Para correção das distorções geométricas das imagens foi realizada a ortorretificação relativa utilizando o modelo matemático Specific Model (TOUTIN, 2004) e quatro *tiles* do DEM do SRTM. Os produtos ortorretificados foram mosaicados utilizando o método de interpolação vizinho mais próximo. Foi realizado o registro do mosaico gerado com a cena ortorretificada do satélite LANDSAT-7, ETM+, de 18/11/2000, proveniente do site da GLCF, a fim de integrar os resultados do mapeamento ao banco de dados existente para a região. O RMS obtido foi de +/- 0,0008 km<sup>2</sup> e o erro linear de +/- 0,0291 km. Todos os processamentos foram realizados no *software* PCI Geomatica.

Na fotointerpretação das imagens utilizou-se o método de Soares e Fiori (1976) considerando os elementos de textura, tonalidade, padrão e forma. O tipo, padrão e distribuição espacial da cobertura vegetal foi utilizada como indicador (Santos, 2006) para reconhecimento da distribuição das unidades e feições observadas nas imagens.

As informações colaterais utilizadas foram a situação de umidade (maré e precipitação) na época do imageamento, além de fotos de sobrevoo, fotografias de campo, registros e anotações de campo georeferenciados com GPS. Para dirimir dúvidas de interpretação devido a influência da bubalinocultura na morfologia da planície costeira atual (Santos et al., 2009) foram usadas imagens analógicas do radar GEMS-1000 (1972) (Azevedo, 1971).

Para a chave de legenda das unidades foi utilizada a nomenclatura do Projeto RADAM Brasil (Boaventura & Narita, 1974). A simbologia das feições e a representação das cores das unidades baseou-se no sistema ITC de Verstappen & Zuidan (1975). O mapa morfológico foi elaborado através da digitalização manual em ambiente de SIG utilizando o software ArcGIS.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Quatro unidades morfológicas foram identificadas: planície fluvial colmatada influenciada por maré-Apfc, planície flúvioestuarina-Apfe, planície flúviomarinha permanentemente inundada-Apfi e planície flúviomarinha-Apfi (Figura 1).

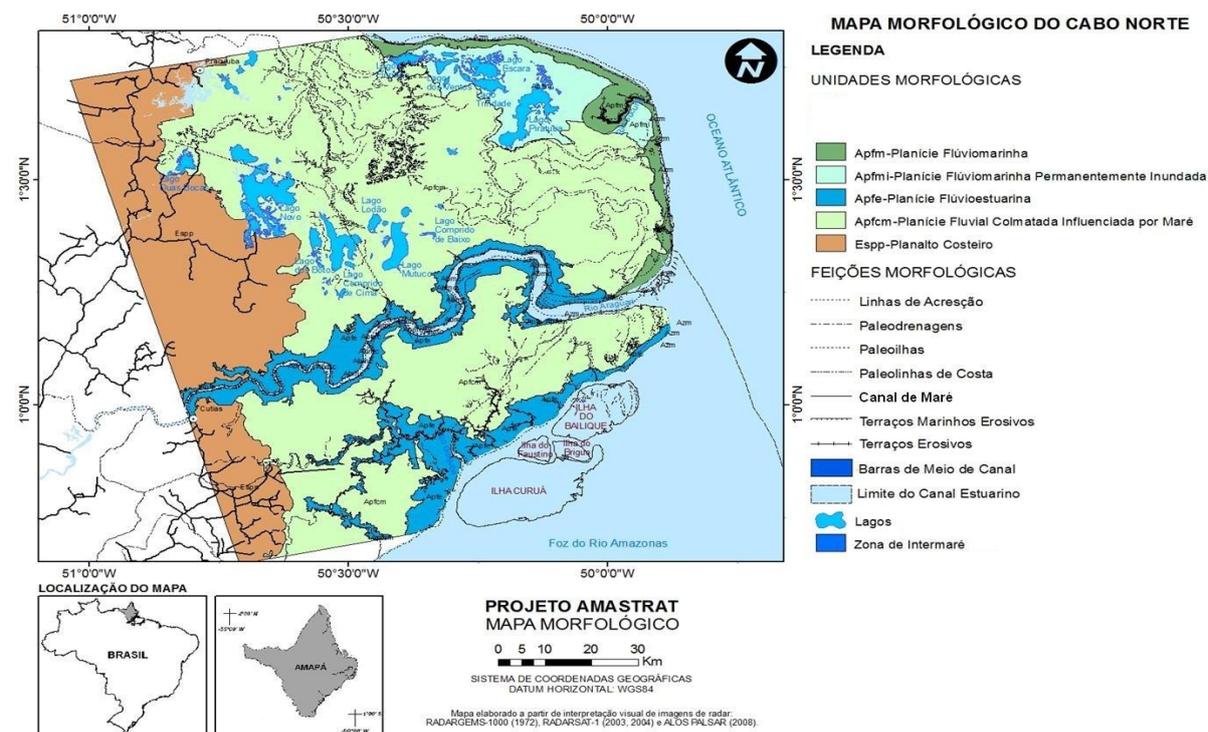


Figura 1: Mapa morfológico elaborado a partir da interpretação de dados radar e informações colaterais.

### Planície Fluvial Colmatada Influenciada por Maré - Apfc

Esta unidade possui uma área de aproximadamente 6.821,42 km<sup>2</sup>. Apresenta uma variedade de *backscattering* em função da diversidade na cobertura vegetal e de feições mapeadas. Nas antigas bacias de inundação com cobertura vegetal arbustiva, as imagens apresentam tonalidades cinza mais escuro devido ao maior espaçamento entre os arbustos e maior concentração de água no terreno. Efeitos *doublebounce*, onde os tons de cinza são claros, são observados em porções restritas da área devido a interação água-tronco. As áreas de vegetação campestre inundada, lagos e rios apresentam reflexão especular e aparecem completamente escuras nas imagens.

Dois conjuntos principais de feições lineares associadas a paleodrenagens foram identificados. No conjunto a NW da área, a rede de drenagem possui maior densidade e padrão meandrante, com direção preferencial NE-SW e secundariamente N-S. O comprimento e largura máxima das paleodrenagens é de 52 km e 3,3 km, respectivamente. Na porção SE da área, a densidade de drenagem é fraca, com drenagens na direção N-S e E-W e as paleodrenagens possuem comprimento máximo menor (38 km) e largura de até 2 km. A evolução do conjunto de paleodrenagens a NW pode estar associada ao desenvolvimento do Pale Rio Tartarugal discutido por Silveira *et alii* (2007), enquanto que o conjunto a SE resulta da colmatagem do braço N-S do rio Araguari que desaguava a oeste da terra de Carpori, cujo fechamento ocorreu entre os séculos XVIII e XIX (Santos *et alii* 2007). As paleoilhas estão dispostas a NW e E da unidade e suas áreas variam de 63,66 km<sup>2</sup> a 796,08 km<sup>2</sup>. As feições representam ilhas costeiras anexadas ao continente com processos (Silveira, 1998 e Santos *et alii*, 2009).

As paleolinhas de costa distribuem-se a SE da unidade. São feições alongadas com extensão máxima aproximada de 19 km. Os lagos distribuem-se a SW da unidade apresentando geometria alongada no sentido N-S. Possuem largura entre 2,33 e 6,70 km e comprimento máximo de 4 a 16 km apresentando formas irregulares e em “*oxbow*”. Estas formas, segundo Silveira (1998) seriam meandros abandonados, a exemplo do Lago Duas Bocas que seria testemunho de um meandro do paleo Rio Tartarugal.

#### **Planície Flúvioestuarina – Apfe**

Está localizada nas margens dos rios Araguari e Amazonas, possui uma área aproximada de 1.254,12 km<sup>2</sup>. É recoberta inteiramente por florestas de várzea. Nas imagens de radar apresenta tonalidade cinza claro brilhante, com textura ligeiramente rugosa, devido ao retroespalhamento difuso do dossel vegetal.

As feições associadas são: paleolinhas de costa, linhas de acreção, terraços erosivos, canal estuarino, barras de meio de canal e zonas de intermaré. O efeito de *doublebounce* é marcante nas feições acrescionárias.

As paleolinhas de costa representam a antiga linha de costa da foz do rio Araguari. As linhas de acreção estão dispostas na forma de cordões curvados, intercalados por campos e floresta, de várzea. Conforme Santos *et alli* (2009) indicam o processo de acumulação de sedimentos nas barras de meandro das margens convexas do rio Araguari.

O canal estuarino compreende o leito rio Araguari que apresenta largura máxima de 3 km em sua foz. Dentro deste canal estão distribuídas as feições de barras de meio de canal e as zonas de intermaré indicadas por Santos *et alli* (2009). Terraços erosivos acompanham toda a borda do estuário do rio Araguari.

#### **Planície Flúviomarinha Permanentemente Inundada – Apfmi**

Ocupa uma área aproximada de 676,94 km<sup>2</sup>. É permanentemente inundada pelas águas pluviais e das marés e apresenta cobertura vegetal de mangue. A textura é rugosa e apresenta tons de cinza claro. A cobertura vegetal controla as respostas do retroespalhamento volumétrico. Nas bordas da unidade predomina o efeito *doublebounce* pela interação água-tronco. As superfícies lisas de águas calmas possuem reflexão especular e tonalidade escura, sendo representadas pelos lagos associados ao Cinturão Lacustre Oriental de Silveira (1998)

#### **Planície Flúviomarinha – Apfm**

A área da planície flúviomarinha é de aproximadamente 331,90 Km<sup>2</sup>. Quando vegetada, sua superfície é recoberta por uma densa vegetação de mangue, sendo bordejada por terraços marinhos erosivos e zonas de intermaré recortada por canais de maré. A tonalidade é cinza médio, com textura rugosa, resultante do espalhamento múltiplo e volumétrico no interior do dossel da floresta de mangue. Na borda da unidade, onde existe a interação tronco-solo (ou água), observa-se um brilho muito alto do nível de cinza e o efeito *doublebounce*. Aqui, também estão dispostos os terraços marinhos erosivos que marcam a atual linha de costa. As zonas de intermaré aparecem com tonalidade escura em função da reflexão especular.

### **CONCLUSÃO**

Um mosaico heterogeneo de formas e feições emaranhadas por vezes super impostas, resultantes de antigos e recentes sistemas fluviais, lacustres e estuarinos foram identificadas no trabalho. O tipo de imagem de radar com suas características e o método de filtragem utilizado controlaram a identificação das unidades morfológicas e suas feições, além dos condicionantes ambientais e da cobertura vegetal, o que resultou em uma variedade na resposta do retroespalhamento dentro de uma mesma unidade morfológica. As informações colaterais foram fundamentais para o mapeamento ora apresentado.

### **AGRADECIMENTOS**

A Rede 05-N/NE-PETROMAR, subprojetos cooperativos AMASIS e AMASTRAT e seus financiadores FINEP (fundo CTPETRO) e PETROBRAS. Ao CNPq pela concessão de bolsas PIBIC e DTI que permitiram a execução deste trabalho. Ao IEPA/CPAq/LASA pela infraestrutura disponibilizada para o processamento dos dados e interpretação dos resultados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Azevedo L. H.A. 1971. Radar in the Amazon. In: Int. Symp. on Rem. Sens. of the Environ., 7.: 1971, Ann Arbor. Proc..., Ann Arbor: Univ. Michigan, 1971. p. 2303–2306.
- Boaventura, F.M.C.; Narita, C. (1974). Geomorfologia da Folha NA/NB-22-Macapá. In: Uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. (Levantamento dos Recursos Naturais, 6).
- Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Tábuas de Maré. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm>>. Acesso em: 20 set. 2009.
- Frost, V.S.; Stiles, J.A.; Shanmugan, K.S.; Holtzman, J.C. (1982). A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise," IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, v. 4, n. 2, p. 157-166, March.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Logica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notas de Geomorfologia, Campinas-SP, 16(32): 71-104. 1976.
- Santos, V.F.; Figueiredo JR., A. G.; Silveira, O. F. M.; Polidori, L.; Oliveira, D. M.; Dias, M. B.; Santana, L. O. (2005). Processos Sedimentares em áreas de macro-marés influenciados pela pororoca - estuário do rio Araguari-Amapá-Brasil. In: ABEQUA, 10, Guarapari-ES, ABEQUA. (CD-ROM).
- Santos, V.F. (2006). Ambientes Costeiros Amazônicos: Avaliação de Modificações Ambientais por Sensoriamento Remoto. Tese de Doutorado. Univ. Federal Fluminense, 306 p.
- Santos, V.F.; Polidori, L.; Silveira, O. F. M.; Figueiredo JR., A. G; Guyot, P. (2007). Sensores remotos e cartas históricas para análise de modificações no estuário do rio Araguari, Amapá. In: WORKSHOP ECOLAB, 7, Macapá-AP. Boletim de Resumos. p. 175-179.
- Silveira, O.F.M. (1998). A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. Tese de Doutorado, Univ. Federal do Pará, 215 p.
- Silveira, O.F.M.; Costa Neto, S.V.; Santos, V.F. (2007). Paleofeições registradas na área da Reserva do Lago Piratuba e seu entorno. In: WORKSHOP ECOLAB, 7, Macapá-AP. Boletim de Resumos. p. 149-153.
- Souza Filho, P.W.M., and Paradella, W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar images for recognition of coastal geomorphological features, landuse assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, northern Brazil. An. da Acad. Bras. de Ci., Vol. 75, pp. 341–356.
- Toutin, T. Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. Intern. J. of Remote Sensing, v. 25, n. 10, p. 1893 - 1924, 2004.
- Verstapen, H.T.; Zuidam, R.A. Van. (1975). ITC System of geomorphological survey. Netherlands, Manuel ITC Textbook, Vol. VII, Chapter VII.3.

## CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E MINERALÓGICA DAS LINHAS DE PEDRA NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR

Luiza Câmara Beserra Neta<sup>1,3</sup>, Drielly da Costa Vilhena<sup>2,3</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências - UFRR (luiza@dgr.ufr.br) e (stelio@dgl.ufr.br)

<sup>2</sup>Graduada em Geografia - UFRR (drica\_igeo@hotmail.com)

<sup>3</sup>Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima-GRUPPARR.

### INTRODUÇÃO

Localizada na porção norte do estado de Roraima precisamente no município de Amajari a serra do Tepequém (Fig.1) apresenta características geológicas e geomorfológicas que promovem uma relevante beleza cênica, evidenciada por apresentar uma morfoestrutura de topo com variação altimétrica de 575 a aproximadamente 1.100 metros. Na parte interna da estrutura encontram-se compartimentos geomorfológicos representados por morros e colinas alinhadas e planícies intermontanas recobertas por colúvios/alúvios pedogenizados formando solos incoesos com presença de linhas de pedras (Beserra Neta 2008). Na busca do entendimento dos processos geradores da dinâmica evolutiva do relevo, objetivou-se caracterizar os aspectos morfológicos e mineralógicos dos materiais formadores das linhas de pedra (stone lines). Dentro do contexto amazônico, as linhas de pedras consistem em um tema bastante discutido, autores como Costa et al. (1997), Hiruma (2007) e Horbe (2005), descrevem linhas de pedra em zonas intertropicais e enfatizam sua importância para o entendimento da gênese do relevo. Em Roraima mais especificamente na Serra do Tepequém, encontram-se linhas de pedra pontualmente em todas as planícies intermontanas, configurando os paleopavimentos encontrados nas feições erosivas presentes no interior da estrutura da serra.

A serra constitui uma feição sedimentar do Paleoproterozóico, representada pela Formação Tepequém (CPRM 1999). Suas principais litologias são: conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos, depositados discordantemente aos vulcanitos do Grupo Surumu (Borges e D'Antona 1988). O arranjo estrutural da serra foi elaborado por falhas normais e fraturas de direção NE-SW, concordantes com o arranjo estrutural regional. Este arranjo desempenha um notável controle na organização da rede de drenagem e no modelado do relevo da serra do Tepequém. A drenagem está representada, principalmente pelos rios Paiva e Cabo Sobral, os quais têm direção NE-SW e formam nas escarpas da borda oeste, as cachoeiras de denominação homônima. A serra do Tepequém com cerca de 70 Km<sup>2</sup> de superfície, exibe formato quase retangular constitui um bloco alongado em direção E-W com mergulho suave para sudoeste e contorno de bordas soerguidas guardando a morfologia de uma sinclinal (Guerra 1957, Pinheiro, Reis e Costi 1990), com eixo principal mergulhando para WSW. A vegetação de savanas estépica graminosa, ocorre preferencialmente nas planícies intravales no topo da serra, contrastando com a floresta ombrófila densa que recobre as bordas íngremes de entorno da serra.

### METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos envolveram: levantamento bibliográfico e cartográfico da temática abordada na pesquisa, bem como, trabalhos de campo e laboratorial.

O trabalho de campo foi realizado em taludes de cinco feições erosivas localizadas nas planícies intermontanas no interior da estrutura da serra. Adquiriram-se dados morfométricos das linhas de pedra considerando os seguintes parâmetros: largura, extensão, arranjo, forma, espessura, localização no perfil e tamanho dos fragmentos. Foram coletados treze amostras de fragmentos de rochas (seixos e matriz) das linhas de pedras, identificadas e acondicionadas em sacos plásticos, para posterior análise das características físicas e mineralógicas. A análise granulométrica dos materiais que formam as linhas de pedras (seixos e matriz) foi realizada conforme (EMBRAPA 1997) e a determinação da composição mineralógica por Difração de raios X, a morfologia (tamanho e o grau de arredondamento) dos grãos e seixos seguiram os procedimentos de Folk e Ward (1957). Essas análises foram realizadas nos laboratórios de Sedimentologia do Núcleo de Pesquisa Energética - NUPENERG e Difractometria de Raios X do Curso de Física ambos pertencentes a Universidade Federal de Roraima.

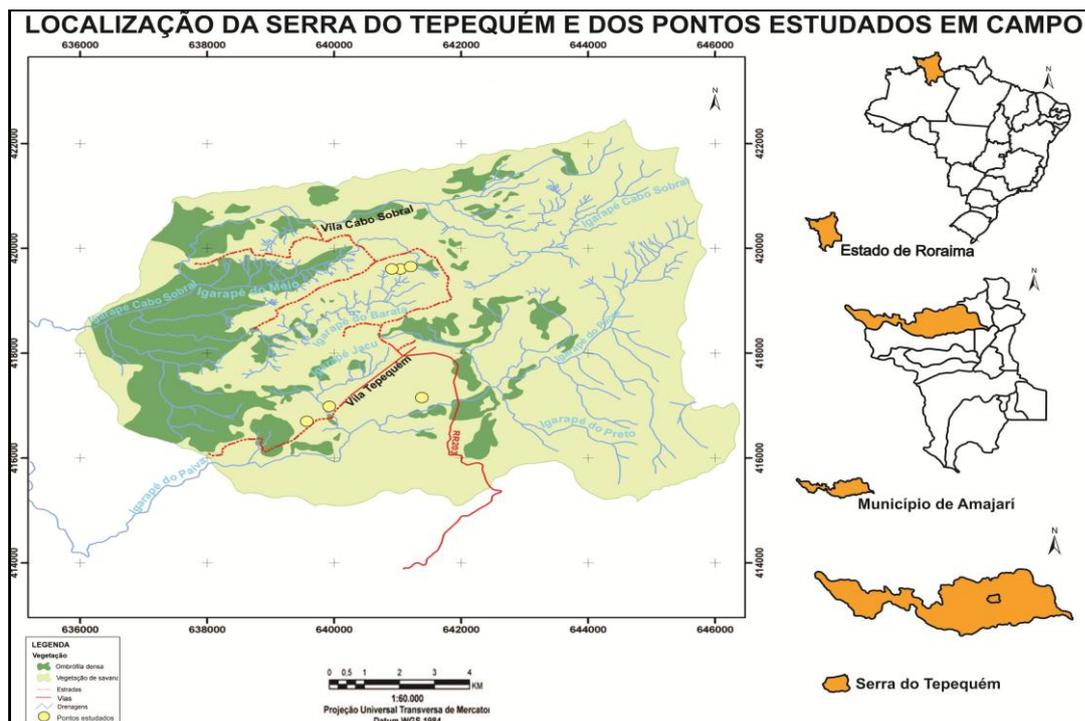


Figura 1- Localização da Serra do Tepequém, com destaque para os pontos estudados em campo.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

As linhas de pedra estão espacializadas pelas planícies intermontanas presentes no topo da serra, são frequentes nos taludes das voçorocas e se distribuem em até três níveis. Geralmente, encontram-se horizontalizadas à subhorizontalizadas próximas à superfície do terreno, em profundidades que variam de 0,95 a 2 m, apresentam espessuras de 1 a 20 cm.

Os grânulos e seixos que compõem as linhas de pedras apresentam morfologia subangulosos a subarredondados, envoltos sob matriz arenosa, com fragmentos de tamanho variando entre 0,2 a 6,2 cm de diâmetro, seguindo a escola de Wentorth. Parte destes fragmentos apresentam baixa a moderada esfericidade e pobreza de seleção, evidenciam fonte próxima e transporte sob alta energia. Conforme a granulometria dos sedimentos que formam a matriz, predomina a textura arenosa (75%), seguido de silte (13,51%) e argila (11,14%) (Fig. 2). Os grãos, formados principalmente por quartzo leitoso, variam de subangulosos (69%), subarredondados (22%) a arredondados (9%) (Fig. 3).

A presença de grãos de quartzo arredondados nas linhas de pedra indica que os mesmos são provenientes de rochas em que eles já se encontravam arredondados, a exemplo dos conglomerados da Formação Tepequém. A esfericidade dos grãos é moderada na matriz das linhas de pedra, estes grãos apresentam fendas, sulcos e cavidades, que podem ser atribuídos à dissolução química em decorrência da ação dos ácidos húmicos. Os grânulos e os seixos apresentam coloração esbranquiçada e marron-avermelhada, por serem constituídos principalmente de quartzo leitoso e fragmentos lateríticos. Quanto a mineralogia é representada por quartzo, predominantes nos materiais que compõem as linhas de pedra (seixo e matriz) além da presença de caulinita e muscovita, são ocorrentes na matriz demonstrando a natureza sedimentar da serra. Os fragmentos de crostas lateríticas ferro-aluminosas são compostos de gibbsita, goethita e hematita. Os fragmentos lateríticos estão intercalados entre a rocha alterada (saprólito) e o material coluvial (transportado de morros e colinas).

## CONCLUSÃO

Na Serra do Tepequém, as linhas de pedra pontualmente se distribuem nas planícies intermontanas, configurando como paleopavimentos expostos nos taludes de feições erosivas presentes no topo da serra. Estes paleopavimentos são indicativos da evolução da paisagem marcados por longos períodos secos e curtos períodos úmidos, correspondendo muitas vezes a antigos depósitos de fragmentos grosseiros associados à morfogênese mecânica, promovidos pelas oscilações climáticas. O estudo das linhas de pedras tem grande relevância para o entendimento da dinâmica evolutiva do relevo, pois

imprimem na paisagem evidências de paleoclimas que deram origem a atua configuração dos compartimentos geomorfológicos que formam o topo da serra do Tepequém.

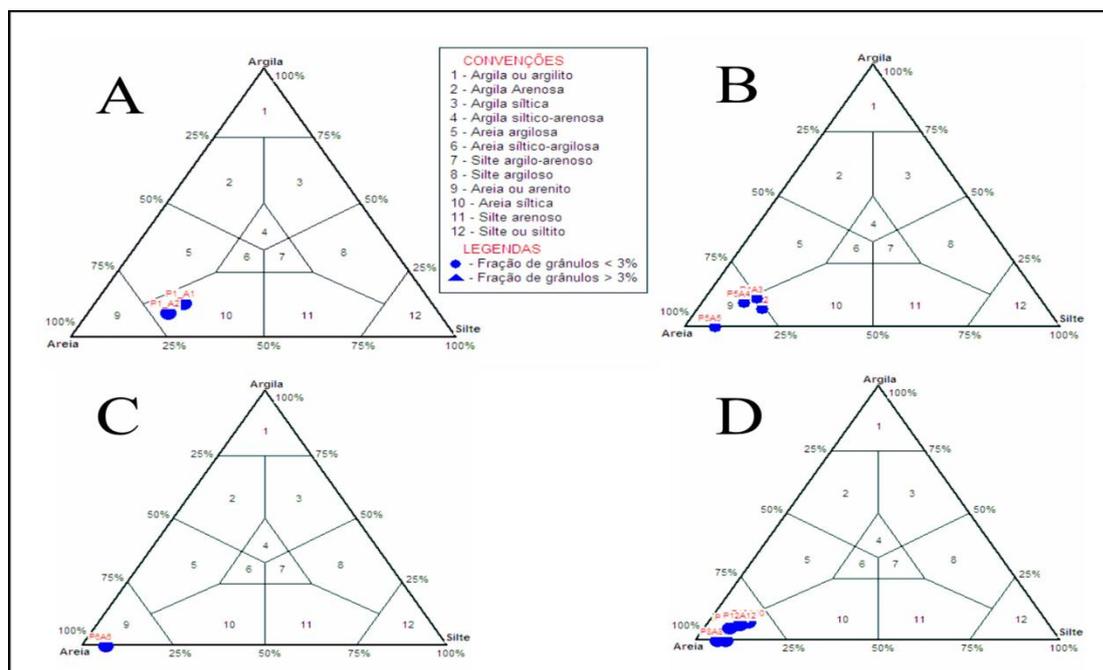


Figura 2- Distribuição granulométrica nos diagramas de Shepard – Voçoroca do Paiva (A), Voçoroca Tepequém 1 (B), Voçoroca da Estrada (C) e Voçoroca da Barata (D).

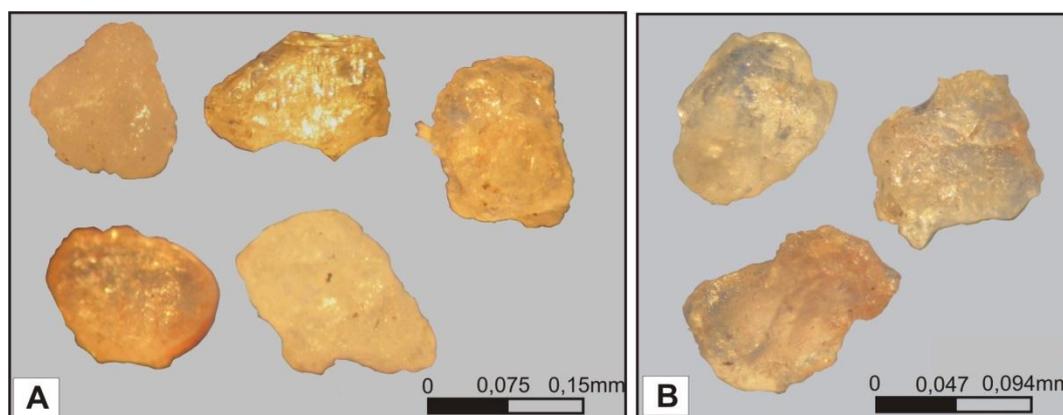


Figura 3- Grãos de quartzo dos solos estudados na serra Tepequém – RR. (A) grãos subangulosos a subarredondados de cor castanha e (B) grãos com fissuras na superfície.

### AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pela concessão de apoio financeiro aos trabalhos de campo através do edital Universal 2011, intitulado “Origem e evolução das formas de relevo da Serra do Tepequém- RR”.

### REFERÊNCIAS

- Beserra Neta, L. C., 2008. Análise Evolutiva da paisagem da serra do Tepequém- Roraima e o impacto da atividade antrópica. Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal de Pará, Belém, 190 p.
- Costa, M. L.; Horbe, A. M. C.; Morais, E. L. 1997. Laterização imatura sobreposta a lateritos maduros em mãe do rio – Pará. In: Costa, M. L.; Angélica, R. S. (Org.). Contribuições a Geologia da Amazônia. Belém, 1, p. 339 – 357.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 1997. Manual de métodos de análise de solos. 2.ed., Rio

de Janeiro, Embrapa, 212 p.

Folk, R. L.; Ward, W. C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, p.3-27.

Hiruma, S. T. 2007. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. *Revista do Instituto Geológico*. São Paulo. p.53-64.

Horbe, A. M. C.; Horbe, M. A., 2005. Linhas de pedra na região nordeste do Amazonas. In: Horbe, A. M. C.; Souza, S. V. (Org.). *Contribuição à geologia da Amazônia*. Manaus, 4, p. 221 – 229.

## ROTEIRO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SDEM) AOS PLANALTOS DO SÃO FRANCISCO

Mariana de Oliveira Freitas; Thalita Siqueira de Meneses; Amanda Dias Araújo;  
Hernando Baggio Filho

Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM)  
mariana.naninha@hotmail.com; thalitasiqueira\_01@hotmail.com;  
a-dias@live.com; hernandobaggio@yahoo.com.br

### INTRODUÇÃO

Este trabalho é resultado de uma campanha de campo realizada nos dias 28 e 29 de Outubro de 2012 pelos estudantes da disciplina de Fundamentos de Geologia do curso de Geografia da UFVJM e apresenta uma caracterização generalizada dos aspectos geomorfológicos, geológicos, climatológicos, hidrológicos, biogeográficos e do uso e ocupação do solo, entre Diamantina-MG (SdEM) e Pirapora-MG (Planaltos do São Francisco), buscando assim, entender a evolução geocronológica do relevo da área. Diamantina está inserida na Mesorregião Jequitinhonha e compreende as seguintes coordenadas: Latitude 18° 14' 56'' Sul e Longitude 43° 36' 00'' Oeste, no segmento Alto Jequitinhonha. Já o município de Pirapora, encontra-se nas coordenadas: Latitude 17° 21' 55'' Sul e Longitude 44° 56' 59'' Oeste e está inserida na Mesorregião Norte do Estado de Minas Gerais, no segmento Alto/Médio São Francisco. Os principais compartimentos geomorfológicos identificados são: Serra do Espinhaço, Planaltos do Rio Jequitinhonha e São Francisco e depressão Sanfranciscana.

A Serra do Espinhaço, termo introduzido por Eschwege (1822), representa a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua do território brasileiro. Alonga-se por cerca de 1200 km na direção N-S desde a região de Belo Horizonte até os limites norte da Bahia com os Estados de Pernambuco e Piauí. Saadi (1995) subdividiu a Serra em dois compartimentos de planaltos, a Serra do Espinhaço Meridional e a Serra do Espinhaço Setentrional, separados por uma depressão situada a norte de Diamantina.

Segundo Abreu, (2005), o Super Grupo Espinhaço é composto por cinco Grupos, cada Grupo contendo três ou mais Formações ocupando diferentes compartimentos da Serra do Espinhaço Meridional.

O Grupo Bambuí engloba uma espessa seqüência de rochas sedimentares e metassedimentares de baixo grau metamórfico que cobre uma grande área nos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia, ocorrendo como cobertura do Cratón São Francisco.

Em Minas Gerais suas características estruturais e tectônicas estão ligadas ao desenvolvimento e estruturação das faixas Araçuaí, a leste e Brasília, a oeste. Em função dos diferentes acervos tectônicos, Costa et al., (1970) dividiram o Grupo Bambuí em 3 tecnogrupos: Sete Lagoas, João Pinheiro e Formosa. Dardene (1978) propôs uma divisão em cinco zonas, portanto mais detalhado, utilizando para isso, além da complexidade tectônica, o grau de metamorfismo.

### METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho tomou-se primeiramente como base o método da observação local, fazendo-se necessárias então, a campanha de campo entre os municípios de Diamantina-MG e Pirapora-MG.

Para análise e interpretações mais precisas das paisagens e biomas utilizou-se como auxílio às documentações fotográficas realizada em campo, assim como as pesquisas bibliográficas em gabinete. Os textos base tomados como referência para a confecção deste roteiro foram selecionados a partir de autores que melhor levantaram estudos de forma coerente à cerca da área em questão.

A escolha dos pontos de parada para as observações teve como critério as características do meio físico e os processos de uso e ocupação do solo, que são de suma importância para a dinâmica das principais características das áreas estudadas.

No decorrer deste trabalho, outros instrumentos e *softwares*, como o Sistema Global de Posicionamento (GPS), o GPS Trackmaker (versão #13.8) e o Google Earth (versão 6.1) foram incorporados visando aperfeiçoar as análises dos dados, garantindo assim maior exatidão e visibilidade dos mesmos. Ainda se utilizou do *software* ArcGis (versão 9.3) para a elaboração de mapas. O perfil topográfico foi elaborado manualmente em uma folha A4 milimetrada, com base nos dados obtidos via GPS em campo.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

O trajeto percorrido buscou fazer a correlação e análise dos principais aspectos do meio físico assim como dos socioambientais das regiões da SdEM e dos Planaltos do São Francisco. Foram realizadas 14 paradas entre Diamantina-MG e Pirapora-MG, sendo a primeira iniciada pela manhã na região do Guinda, no município de Diamantina. A tabela 1 estabelece os pontos georreferenciados coletados em campo com suas respectivas características.

Tabela 1: Pontos georreferenciados coletados em campo com suas respectivas características

Pontos coletados	Altitude	UTM	Observações
Ponto 1	1.341m	0640544/ 7981035	Situado na MGT-367, próximo ao distrito do Guinda. O local é uma APP- Manancial Pau-de-Frutas de água superficial administrado pela COPASA, que abastece a cidade de Diamantina e distritos através da sub-bacia do Ribeirão das Pedras. É um ponto de interesse biogeográfico inserido no bioma cerrado e apresenta fitofisionomias de campos rupestres nos afloramentos rochosos com uma vegetação arbustiva de pequeno porte adaptada à altitude, florestas semidecíduais com vegetação de mata ciliar/galeria ao longo das drenagens e capões de matas. Por ser uma área de grande endemismo, há a presença de compartimentos insulares. A flora é composta principalmente de Sempre-Vivas ( <i>Helichrysum bracteatum</i> ) e a fauna delimitou-se a pequenos roedores e besouros. Geomorfologicamente, esse ponto é caracterizado por uma morfologia de Monadnocks, inseridos dentro de uma ampla superfície de aplanamento classificada Gondwana.
Ponto 2	1.301m	0639358/ 7968952	Situado na MGT-367, próximo ao trevo do município de Datas. A morfologia local é composta por vertentes e colinas poli-convexas. Geologicamente ela foi uma única superfície que com o passar do tempo foi se moldando e se individualizando, fazendo com que as drenagens se encaixassem dissecando o relevo. Houve também uma dissecação fluvial que deu origem as vertentes e fundos de vale. Na visada N-S apresenta superfícies de aplainamento, em planos, que segundo King (1965) se dividem em 4 níveis: Superfície Pós-Gondwana, Gondwana, Sul Americana e Velhas. A oeste do local a vegetação muda para enclaves de florestas semidecíduais. Essa vegetação ocupa as encostas, vertentes e estão ao longo dos cursos d'água. Todo este cenário vegetacional que também é constituído por Canela de Ema ( <i>Vellozia squamata Pohl</i> ) e Candeias ( <i>Gochmatia polymorpha</i> ) entra em contraste com o eucalipto, introduzido em grandes partes da área. Por a fauna estar em constante movimento, foram criados corredores Mésicos.
Ponto 3	1.310m	0639442/ 7969176	Situado na MGT-367, próximo ao trevo do município de Datas. Este ponto considerado como um teto orográfico do Espinhaço é um morro residual de quartzito intrudido e possui uma camada super fina de Neossolo Litólico onde a vegetação se adaptou. Nesse morro residual uma possível drenagem se encaixou formando um corredor ativo de água (idéia mais provável). A partir disso ele foi dividido em dois blocos individualizados. Há depressões periféricas ou interplanalticas, matações (condicionado a seixos de fraturamento e diaclases), níveis de aplainamento assim como os monadnocks quartzíticos nas proximidades do local. A vegetação é caracterizada por Canelas de Ema e Palmáceas. O solo é de origem da rocha, classificado como Arenoso/ Neossolo Litólico e são ácidos. <i>In situ</i>

Pontos coletados	Altitude	UTM	Observações
			foi classificado de acordo com a tabela de Munsell (2000) em- 10YR 8/6 ou 8/8. A NE-SW, há intenso uso do solo por fazendas da região, bem como pastagens e áreas de plantio de pinus e eucalipto.
<b>Ponto 4</b>	1.036m	0632825/ 7959656	Situado na MGT-367 a área esta inserida no município de Gouveia. Geologicamente o local é circundado por escarpas quartzíticas que contrastam com as colinas, rampas relativamente suaves e vales em ‘‘V’’, que compõem a paisagem da assim chamada Depressão de Gouveia. Há a ocorrência de ravinas e de vegetação arbustiva condicionada aos cursos d água, assim como o intenso uso do solo (Latosolos e Cambissolos), para as atividades de formação de pastagem, plantação de eucaliptos e cultivos como o alho, a batata e o morango. A rede hidrográfica do município é composta por subsidiários do Rio Paraúnas que pertence à Bacia do Rio São Francisco. O clima é classificado como Cwb-Mesotérmico, com verões brandos e úmidos e invernos secos e de baixas temperaturas.
<b>Ponto 5</b>	968m	0623235/ 7947362	Situado na MGT-367. Geologicamente este ponto volta à morfologia dos quartzitos, e apresenta vale escavado por erosão. Exibe pequenas áreas de provável nascentes que vão desaguar em sub-bacias e bacias. A vegetação é de campos rupestres e de florestas semidecidual no fundo de vales.
<b>Ponto 6</b>	1.012m	0622926/ 7947365	Situado na MGT-367. Nesta área foi observado a partir do perfil aberto em campo o solo areno/ arenoso resultante do intemperismo do xisto. Há também o colúvio, tipo de solo composto por sedimentos de rochas e minerais, principalmente sedimentos de quartzo. Existe neste ponto um anfiteatro (terreno de forma semicircular, cavado pela erosão na encosta de uma formação rochosa) que pode ter sido causado por um deslizamento o que resultou em uma cicatriz.
<b>Ponto 7</b>	1.278m	0616192/ 7944419	A área localizada na MGT-367 é conhecida como Usina eólica de Camelinho e encontra-se nos domínios do Supergrupo Espinhaço, contudo estando mais próxima a Depressão São Franciscana. Apresenta patamares e altiplanos com formação de chapadas onde ocorre a transição de vegetação de campo rupestre com a vegetação de cerrado. Nesse ponto as drenagens contribuem para a bacia do Jequitinhonha. Há a ocorrência de uma grande voçoroca associada à ação antrópica (desnudamento do solo).
<b>Ponto 8</b>	983m	0608793/ 7943545	Situado na MGT-367, é uma área de contato de dois grandes compartimentos: Espinhaço e Depressão São Franciscana dando uma morfologia diferenciada. A vegetação é uma transição do cerrado com pequenos sítios de uso e ocupação do solo.
<b>Ponto 9</b>	559m	0549158/ 7994431	Situado na MGT-496, este local está inserido na depressão do São Francisco. A vegetação é típica do cerrado, com algumas árvores de porte alto, que são muito desmatadas para a plantação do eucalipto. O Latossolo vermelho analisado em campo foi predominante ao longo da depressão e dos chapadões no decorrer do percurso. A Oeste deste ponto há a Serra do Compartimento que se estende até Pirapora, dividindo as bacias do São Francisco e Rio das Velhas.
<b>Ponto 10</b>	569m	0536650/ 8034399	Situado na MGT-496. A sudeste deste ponto há a Serra do Cabral e a Leste a Serra do Trinchete e um enorme chapadão. Do ponto de vista faunístico a área possui todos os tipos de anfíbios e predadores, principalmente nos ambientes de Serra. O solo ainda é um latossolo mais úmido, com a presença do uso e ocupação do solo, com áreas de agricultura de subsistência.

Pontos coletados	Altitude	UTM	Observações
Ponto 11	507m	0496932/ 8075474	Área urbana de Pirapora/MG. A cidade surgiu às margens do Rio São Francisco. O rio possui um basculamento em direção a cidade de Buritizeiro. O clima é classificado como tropical úmido/subúmido, com inverno seco e verão chuvoso. A vegetação é do tipo cerrado lato sensu, com matas ciliares/galeria e também enclaves de veredas em meio ao cerrado. Há na cidade quatro siderúrgicas de ferro-sílica, o que provoca grandes contaminações com metais pesados, principalmente zinco e chumbo nas águas do São Francisco. Há algumas ilhas no centro do rio, que são provenientes de matérias detríticas.
Ponto 12	489m	0504627/ 8081484	Área urbana de Buritizeiro/MG que se encontra separada de Pirapora pelo rio São Francisco. Possui um clima tropical úmido/subúmido e vegetação de cerrado lato sensu com matas ciliares/galeria, assim como enclaves de veredas em meio ao cerrado. A área está contida dentro de um grande graben caracterizado por uma falha de gravidade. Na cidade está localizado o sítio arqueológico Cemitério Caixa D'água, que é um sítio a céu aberto, inserido sob uma escarpa de linha de falha erosiva.
Ponto 13	507m	0496932/ 8075474	Situado na MGT-365, Córrego da Areia. O local é um subsistema frágil condicionado ao um ambiente úmido que apresenta veredas de depressão assim como muitas palmeiras. Todo este cenário vegetacional acaba se entrelaçando com a mata ciliar. Geologicamente, as rochas dessa região são da formação Três Marias, Grupo Bambuí.
Ponto 14	848m	0480801/ 8070387	Situado na MGT-365. É uma área de escarpa, condicionada a recarga do lençol freático, que sustenta toda uma vegetação de cerrado. Geomorfologicamente é uma área de cimeira ou topo, onde pode ser visto muitas ravinas por onde a água escoar, com predominância de uma vegetação mais arbustiva. Nas proximidades do local há a presença de silvicultura.

## CONCLUSÃO

O trabalho foi de suma importância para a compreensão das áreas que se percorreu, no que se diz respeito aos aspectos fisiográficos. A elaboração deste permitiu uma melhor assimilação de todas as características peculiares tanto do Grupo Bambuí quanto do Supergrupo Espinhaço, assim como a avaliação das áreas com maiores impactos, como, por exemplo, do uso e ocupação do solo. O clima e a vegetação também oferecem suas peculiaridades onde a altitude influencia diretamente nestes. Isso se tornou uma das maiores percepções que se obteve da relação clima-vegetação/altitude. Já a paisagem foi explicitamente se modificando à medida que se seguia em direção ao Grupo Bambuí, já que este se diferencia fisicamente (litologia, geologia, geomorfologia, entre outros.) do Espinhaço.

Portanto, é preciso realizar sempre este tipo de trabalho para avaliar de forma mais holística o espaço, e assim fazer possíveis diagnósticos ambientais para desta forma propor meios sustentáveis na utilização do espaço natural pelo homem.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, P. A., 2005. (org.). Serra do Espinhaço Meridional. Belo Horizonte: O lutador.
- Ayoade, J. O., 1996. Introdução a climatologia para os trópicos. 4º Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- Baggio, F. H., 2008. Contribuições naturais e antropogênicas para a concentração e distribuição de metais pesados em água superficial e sedimento de corrente na Bacia do Rio Formoso, município de Buritizeiro, MG. Tese de doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais.
- Chaves, M. L. S. C. Benitez, L. Andrade, K. W. Queiroga, G. N., 2006. Estratigrafia e evolução geomorfológica do grupo Bambuí na região de Morro da Garça – MG, Geonomos, 41-50 p.

- Dussin, I. Dussin, T. M., 2006. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. Geonomos.
- Lopes, F. A. Milagres, A. R. Piuzana, D. Morais, M. S. Fagundes, M. Percepções e Mudanças na Paisagem em uma abordagem histórica e geográfica em parte do Antigo Distrito Diamantino. In: I Encontro de Rotas do Patrimônio Mundial na América Latina.
- Mendonça, F. Oliveira, I. M. D., 2007. Climatologia, noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de textos.
- Press, F., 2006. Para entender a Terra. Porto Alegre: Bookman.
- Saadi, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e suas margens. Geonomos, 41-63 p.
- Scilar, C., 2006. Dotação Mineral, Meio Ambiente e desenvolvimento do Alto Jequitinhonha. Geonomos, 65-75 p.
- Souza, E. M. Martins, M. O. Z., 2006. A cordilheira do Espinhaço em Minas Gerais. Um levantamento bibliográfico. Geonomos.
- Uhlein, A. Trompette, R. Silva, M. E. Rifteamento superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do cráton São Francisco. Geonomos, 99-107 p.

## CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA MICROBACIA DE DRENAGEM DO LAGO VERDE/ALTER DO CHÃO<sup>1</sup>

Rafael Ferreira Lima, Deize de Souza Carneiro, Eliana Marinho Branches Farias

Universidade Federal do Oeste do Pará. rafa-ferrerinha@hotmail.com, deizecarneiro@gmail.com, embfarias@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A água é um dos bens essenciais para a regulamentação não só da vida, mas de uma variedade de sistemas e fenômenos existentes no planeta Terra. Entretanto, apenas uma pequena parcela se encontra disponível para o consumo humano. Dessa forma, o uso desse bem natural deve ser administrado de forma eficiente, pois água potável já é um recurso escasso em certos lugares no planeta. As bacias hidrográficas, por conseguinte, detêm um papel singular nessa gestão e no estudo da disponibilidade hídrica.

A análise das bacias hidrográficas está fundamentalmente ligada às interpretações geomorfológicas da área ocupada pela bacia, pelo seu conjunto de sistemas internos e canais, os quais são de grande relevância para a compreensão da sua dinâmica final, pois vários sistemas atuantes em seu âmbito são diretamente influenciados pelo relevo e propriedades geomorfológicas.

O objeto deste estudo é uma microbacia de drenagem da Bacia do Tapajós denominada, neste trabalho, como “microbacia de drenagem do lago verde/alter do chão”, localizada próximo à foz do rio tapajós e na qual se encontra a vila de Alter do Chão. Esta rede de drenagem, quanto ao seu enquadramento morfológico, possui uma questão pertinente que requer uma investigação, pois a população local identifica a área de sua desembocadura como lacustre, visto que o seu posterior escoamento para o rio Tapajós é afogado. Contudo, há controvérsias em relação a essa sentença devido à essência do próprio conceito de lago e sua adequação para a microbacia, sendo este um dos pontos motivadores dessa pesquisa.

Este trabalho, portanto, traz como objetivo maior a realização de uma discussão sobre a caracterização geomorfológica da microbacia de drenagem do Lago Verde/Alter do Chão. Baseando-se fortemente em autores como Jean L. F. Tricart, o projeto RADAM Brasil, Pierre Gourou entre outros, buscou-se fazer uma sistematização e enquadramento da unidade geomorfológica em questão.

### METODOLOGIA

O trabalho foi realizado, prioritariamente, a partir de pesquisa bibliográfica, apoiada em interpretação de imagens de satélite e observações empíricas. Para tanto foi feito um levantamento e revisão bibliográfica; levantamento e análise de mapas cartográficos, topográficos e geomorfológicos, fotografias aéreas e imagens de satélite; e trabalho de campo.

O enquadramento geomorfológico da área de drenagem do lago verde se deu a partir dos estudos de Jean L. F. Tricart, do projeto RADAM Brasil e de Pierre Gourou, referências no estudo da gênese e caracterização das feições geomorfológicas fluviais da Amazônia, que, apesar de não serem tão atuais, são clássicos e de grande importância para compreensão das feições geomorfológicas da Amazônia.

### RESULTADOS

A morfologia dos canais fluviais da Bacia Hidrográfica Amazônica apresenta características peculiares, evidências dos complexos processos e eventos pelos quais foi submetida ao longo do tempo geológico, como é caso dos rios com desembocadura afogada ou vales submersos.

Diversos autores como Moura, Soares, Sakamoto apud Nascimento et.al in RADAMBRASIL (1976), Tricart (1977), Gourou (1949), tratam em seus trabalhos esses elementos e destacam sua importância na compreensão na morfologia amazônica. Gorou (1949) definiu tal fenômeno como verdadeiras "rias" de água doce, ou seja, vales com baixa topografia, invadido pelas águas dos rios. Para este autor o plano da água acompanha as sinuosidades do vale inundado, penetrando em todas as reentrâncias existentes naquele nível.

<sup>1</sup> Este trabalho faz parte do programa da CAPES/CNPQ Jovens Talentos para a Ciência e se integra ao Projeto de Pesquisa Roteiros Santarenos: Da diversidade geológica às práticas de popularização das Ciências da Terra no Oeste do Pará, da Universidade Federal do Oeste do Pará, UFOPA.

Os processos de formação dessas desembocaduras afogadas fluviais ou ao “ria” fluvial, é complexo e depende de diversos fatores interconectados. Contudo, pode-se observar que os maiores fatores contribuintes para a ocorrência desse processo foram: a transgressão flandriana, ou seja, o aumento do nível oceânico, que segundo Tricart (1977), exerceu uma pressão hidráulica no rio Amazonas e este, por sua vez, exerceu pressão em seus tributários, afogando-os; a ação da tectônica, mais precisamente os movimentos glácio-eustáticos, Sakamoto, Ab’Sáber apud Nascimento et.al (1967); e ainda, a incapacidade de alguns canais de equilibrarem seu nível de base junto ao rio Amazonas pela sua baixa capacidade de transporte ou déficit aluvial. Para Tricart (1977), este déficit se deu em função da fitoestabilização posterior ao período glacial que reduziu a carga sedimentar transportada para os rios.

É necessário salientar, também, que a geomorfologia possui papel importante no resultado deste fenômeno que são os afogamentos fluviais, pois ela é um fator que detém influência contundente na hidrologia e sua distribuição no espaço. A zona estuária do rio Amazonas, que pode chegar até a região de Óbidos – Pará, interfere no rio Tapajós e, da mesma forma, contribui positivamente para o crescimento dos afogamentos.

A região da microbacia de drenagem do Lago Verde/Alter do Chão está situada no centro da bacia sedimentar de Alter do Chão, que possui formação Neocretácia, “composta de arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluvial e lacustre/deltaico” (Mendes Apud Daemon, 2012, p.41), próximo à foz do rio Tapajós com o rio Amazonas. O clima da região da microbacia é quente e úmido, característico de regiões tropicais, apresentando um período de vazante e de enchente, típico da grande maioria da floresta amazônica. A sua vegetação é em grande parte, ombrófila densa, com alguns pontos característicos de ombrófila aberta, de cerrado (na foz da bacia no rio Tapajós) e igapó, encontrado na área de desembocadura dos canais da bacia, o próprio “Lago Verde”. O relevo é caracterizado segundo Nascimento et.al (1967) por ter um domínio morfoclimático em planaltos dissecados e áreas pediplanadas, conforme figura 01.

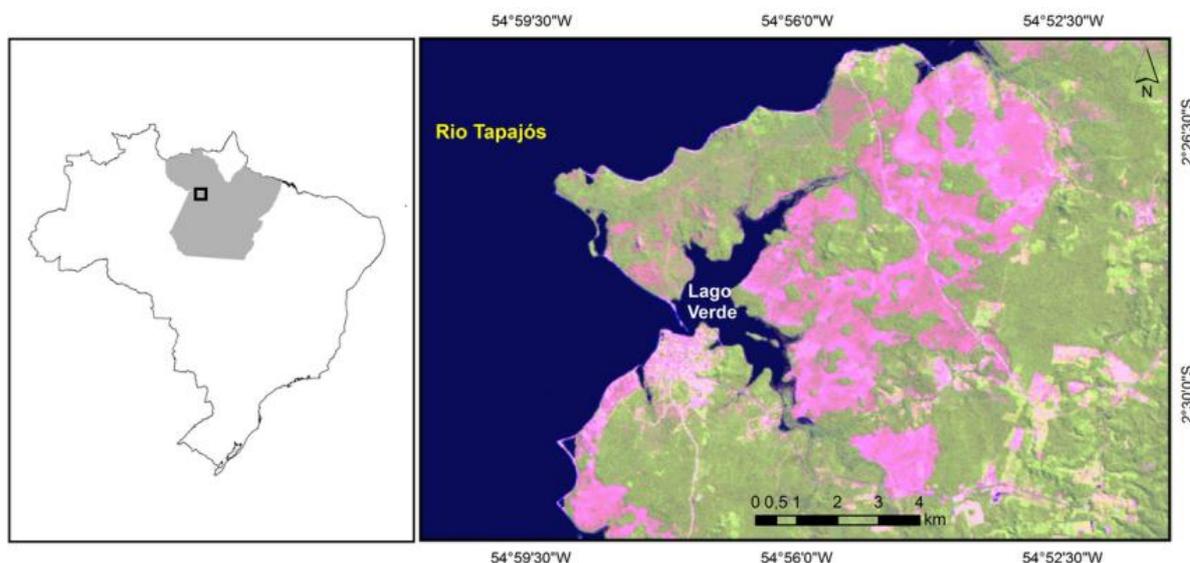


Figura 1: Microbacia de Drenagem do Lago Verde/Alter do chão. Imagem de 29/06/2010 - LANDSAT 5 TM, composição R5G4B3. Org. Eliana Marinho, 2013.

O Tapajós, importante rio da bacia amazônica, possui uma foz considerada afogada e têm como um dos principais fatores a tectônica, que provocou o alargamento à jusante do canal, chegando a possuir uma largura significativa em sua área de desembocadura, na qual o rio represa o rio Arapiuns e o torna em consequência, também afogado. Tal explicação é bem colocada por Nascimento et.al (1976), ao afirmar que com a formação de um graben, o rio Tapajós abaixou seu nível de base, possibilitando ao rio Amazonas invadir sua foz. Afogamento este, ampliado pela ocorrência da transgressão flandriana holocênica, e a consequente subida do nível das águas do rio Amazonas.

Existe uma forte pressão hidráulica em todas as microbacias que possuem suas redes de drenagem desaguando no vale do Tapajós, tornando-as afogadas e em processo de colmatagem. Na época de cheias

torna-se perceptível a pressão das águas do Tapajós no lago verde evidenciando, dessa forma, uma morfologia deltaica.

Pode-se perceber através da análise pela imagem 1, que a rede de drenagem do “Lago Verde” é afogada, sendo este possuidor de uma morfologia peculiar. No sentido da invasão das águas do tapajós para a microbacia, é facilmente distinguível uma bifurcação na adaptação à geotectônica da região das águas provenientes das nascentes da bacia hidrográfica, pressão do Tapajós e precipitação.

No período de vazante a área acumulada de água conecta-se ao rio tapajós apenas por um canal meandrante que contorna um dique aluvial formado pelo processo de colmatção retardado pela profundidade encontrada no Lago Verde. A formação da barra arenosa, também denominada de “ilha do amor”, pelos turistas e visitantes, pode ser enquadrada como um processo evolutivo de rios com foz afogada. Um processo lento de sedimentação dos alúvios que os rios afogados têm pela sua deficiência energética em equilibrar seu nível de base e pelo desfavorecimento de gradiente entre a topografia dos canais envolvidos.

A evolução da barra encontra-se em um ponto avançado, pois é perceptível o declive de sua localização para o interior ao chamado lago verde, o que indica que grande parte de sua deposição já é resultado do processo de colmatagem.

Contudo, é necessário salientar que, se não houvesse a parte superior da bifurcação identificada na figura 1, as dimensões lacustres não possuiriam uma área expressiva, pois o rio fluiria para o tapajós e seria barrado apenas em sua foz, e a decantação, conseqüentemente, também não seria significativa. Esta bifurcação superior, pode ser considerada como a grande responsável pelo enquadramento geomorfológico da foz como lago, pois se esta não existisse, a região afogada se enquadraria no conceito de Nascimento et.al (1976), lago de barragem. Ainda, todos esses alúvios carregados pelo “Rio Alter do Chão” tenderiam a afogar completamente a microbacia hidrográfica, formando somente o Lago Verde, mesmo pela área de acumulo bem mais abrangente a qual se teria, ligando-se ao rio Tapajós apenas pelo furo em períodos de cheias.

## CONCLUSÃO

O trabalho em questão, leva em sua bagagem uma grande relevância para a compreensão do sistema presente na microbacia estudada, contribuindo tanto para produção de conhecimento sobre a geomorfologia na Amazônia, quanto para a própria comunidade local, na construção de respostas para as indagações salientadas quanto sua morfologia, e, além disso, em acréscimo para o grande apreço conservacionista da bacia de drenagem em foco, pois o enquadramento conceitual leva a um conjunto de conclusões subjetivas do uso e cuidados da bacia.

É preciso, contudo, uma continuação de tais estudos, pois o fenômeno de foz afogada é altamente presente em toda a bacia Amazônica e possui diversos fatores interdisciplinares em seu entorno, e desse modo, complexo. Visto que a bibliografia específica deste fenômeno ainda não está suficientemente construída. Na própria microbacia estudada, ainda é necessário estender pesquisas para uma melhor compreensão da dinâmica hidrográfica, gênese morfológica e levantamento futuro de uso e cuidados a ser considerados.

Portanto, através da averiguação do acervo bibliográfico buscado e a análise qualitativa da bacia estudada, tenta-se enquadrar sua morfologia aos conceitos encontrados pelos autores citados neste trabalho, como também se busca respostas no que concerne à origem do acumulo de água encontrado na bifurcação superior, que não foi somente influenciado pela regressão pré-flandriana, mas também pela tectônica ocorrida com o Tapajós, ocasionando ao que podemos chamar de lago, atualmente. Apesar da necessidade de estender tais estudos, conclui-se que a caracterização geomorfológica foi em um passado, fluvial, e agora, flúvio-lacustre, devido à evolução do processo de colmatção/afogamento do Rio Alter do Chão.

## REFERÊNCIAS

- Mendes, A. C.; Truckenbrod, W.; Nogueira, A. C. R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Rev. bras. geociênc.*[online]., vol.42, n.1, pp. 39-57. ISSN 0375-7536.
- Garcia, M. G. L.; Nascimento, D. A.; Mauro, C. A. Departamento Nacional da Produção Mineral. 1976. Projeto RadamBrasil. Folha SA.21 – Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Volume 10. Rio de Janeiro, p. 132 a 181.

- Pierre, G. 1949."Observações geográficas na Amazônia" in: Revista Brasileira de Geografia, ano XI, n.º 3, julho-setembro de, pp. 355-408 (p. 391).
- Tricart, J. L. F. 1977. "Tipos de Planícies Aluviais e Leitos Fluviais na Amazônia Brasileira" in: Revista Brasileira de Geografia, ano 39, n.º 2, abr./jun., pp 3-38.

## ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DOS DEPÓSITOS COLUVIONARES DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR

Sheilly Miranda Rodrigues<sup>1,3</sup>, Gleiciane Oliveira Silva<sup>1,3</sup>, Luíza Câmara Beserra Neta<sup>2,3</sup>, Stélio Soares Tavares Júnior<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Graduanda em Geografia -UFRR (sheilly\_igeo@hotmail.com) e (gleiciane-oliveira19@hotmail.com)

<sup>2</sup>Instituto de Geociências - UFRR (luiza@dgr.ufr.br) e (stelio@dgl.ufr.br)

<sup>3</sup>Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima - GRUPPARR.

### INTRODUÇÃO

No Norte do estado de Roraima, no município de Amajari localiza-se a serra do Tepequém (objeto desse estudo). Na porção interior da serra identifica-se uma planície intravales aplainada, denominada por Beserra Neta, Costa e Borges (2007) de planície intermontana Tepequém, a qual encontra-se sob forte ação erosiva linear-voçorocas. As planícies são circundadas por morros e colinas que apresentam na base de suas vertentes depósitos coluvionares oriundos do processo erosivo e transporte de detritos por escoamento superficial. O presente trabalho tem como objetivo estudar os depósitos coluvionares a partir da análise granulométrica dos sedimentos/solos. A serra do Tepequém localiza-se dentro do polígono limitado pelas latitudes 3° 42' e 3° 50' N e longitudes 61° 40' e 61° 48' W (Fig. 1). As partes mais altas da serra encontram-se a 1100 m de altitude, enquanto a planície intermontana está a 575-670 m de altitude.

A serra do Tepequém foi esculpida nos sedimentos da Formação Tepequém (CPRM 1999), de idade paleoproterozóica, constituídos por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e níveis de rochas piroclásticas, depositados discordantemente sobre o Grupo Surumu, que é constituído por riolitos, riocacitos, dacitos, andesitos e rochas piroclásticas ácidas (Borges & D'Antona 1988). A cobertura vegetal da planície de entorno da serra do Tepequém é do tipo floresta ombrófila densa e na planície intermontana está representada por savana estépica gramínea. Na planície intermontana encontram-se solos coluvio-aluvionares e litólicos distróficos arenosos derivados das alterações das rochas da Formação Tepequém, além de podzols em regiões hidromórficas (Beserra Neta 2007). O clima em toda região é quente e úmido (Am na classificação de Köppen) cujas médias pluviométricas anuais chegam a atingir 2.250 mm (Brasil 1975).

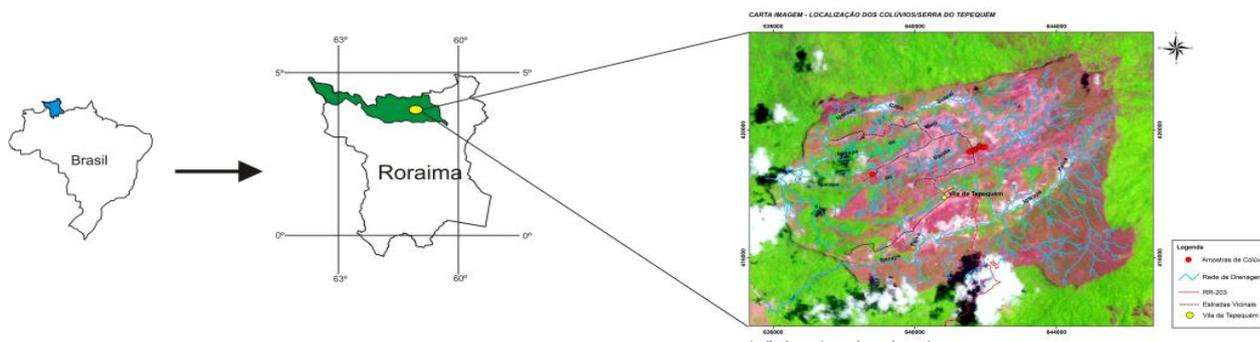


Figura 1: Localização da área de estudo no Norte de Roraima, no detalhe, os depósitos coluvionares estudados na serra do Tepequém.

### MATERIAS E MÉTODOS

O presente trabalho envolveu as seguintes atividades:

- Levantamento de dados bibliográficos e cartográficos- carta plani-altimétrica da folha vila Tepequém - 1:100.000 (IBGE, 1983);
- Duas etapas de trabalho de campo que foram executadas as atividades: mapeamento dos depósitos coluvionares com aquisição das coordenadas UTM e imagens fotográficas. Em seguida foram coletadas 16 amostras de sedimentos/solos para posterior análise de separação granulométrica nas frações areia, silte e argila pelo método aquoso. Essa análise foi realizada no laboratório de sedimentologia do Núcleo de Pesquisa Energética – NUPENERG da Universidade Federal de Roraima.
- Os depósitos coluvionares foram descritos quanto a sua localização na vertente, cobertura vegetal, declividade e presença de feições erosivas.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Espacialização e morfologia dos depósitos coluvionares:

Os depósitos coluvionares estudados são aqueles situados na baixa vertente dos morros e colinas localizados próximo a cachoeira do Barata, para melhor situa-los estes foram denominados de morro do entorno (UTM 641584 e 419271) e colina do Barata (UTM 638803 e 418604). Estes depósitos formam franjas alongadas com direção predominante NE-SW e interligam a base das vertentes ao prolongamento das planícies intermontanas no topo da serra do Tepequém. Essas feições geomorfológicas tem ângulo médio de inclinação variando de 4° a 10° e altitude que variam de 575-670 m. São recobertos parcialmente por savana do tipo arbustiva, o que favorece ao processo erosivo e formação de feições lineares (ravinas e voçorocas) que evidenciam-se nessa paisagem. Observa-se a contribuição da ação antropogênica no remodelamento das franjas coluvionares, a partir de canais escavados para potencializar o processo erosivo pluvial e facilitar a garimpagem diamantífera, bem como o pisoteio do gado que promove trilhas de solos compactados.

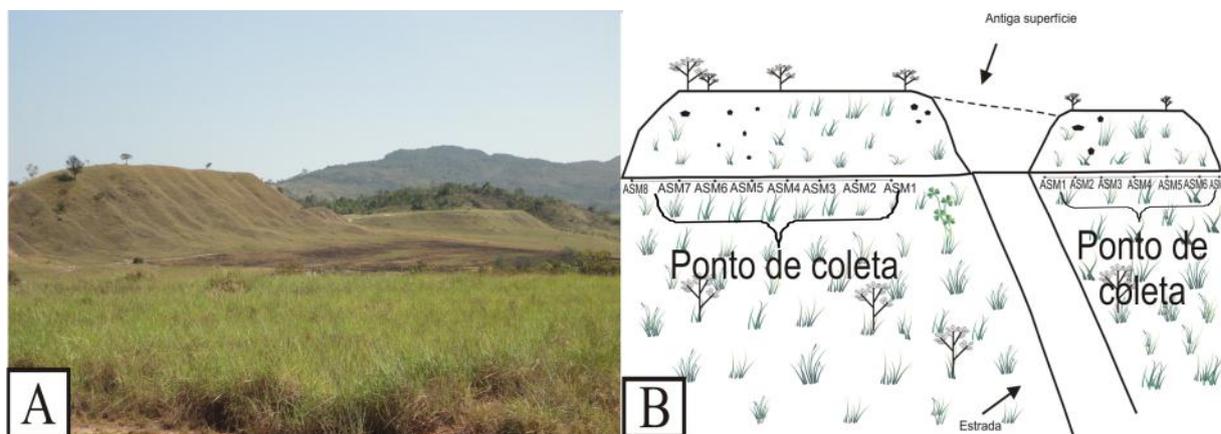


Figura 2: Morro do Entorno, onde se observa a vegetação gramínea e as formações de ravinas, B) Croqui do Morro do Entorno, mostrando o local das coletas de solos/sedimentos.

### Os sedimentos e solos

Os depósitos coluvionares são formados por sedimentos arenosos por vezes detríticos e solos derivados destes, e interligam-se as superfícies intermontanas no topo da serra do Tepequém. Estes materiais são dominados por fração areia, na ordem de 22% a 75% em toda seqüência amostrada, silte na ordem de 16% a 65% e argila variando de 4% a 13%. Verificou-se que predomina a areia fina na ordem de 18% a 44% (fig. 3), e apresentam-se de forma incoesa. Os materiais geológicos, de natureza arenosa e incoesa, que constitui os depósitos coluvionares, permitiram o desenvolvimento de feições erosivas lineares a exemplo das ravinas e voçorocas. Elas revelam grandes dimensões, com larguras de até 24 m, e profundidade de 2 a 10 m, apresentam mais largas a jusante, estando conectadas a drenagem.

### CONCLUSÃO

A partir dos resultados obtidos por meio da observação *in situ* e análise das características granulométricas dos sedimentos coluvionares que constituem os terrenos das planícies intravale da Serra do Tepequém, indicam que são materiais com domínio de fração arenosa incoesa, com predomínio da textura areia fina, com baixos teores de silte e argila. Estes quando expostos à ação erosiva do fluxo aquoso superficial e subsuperficial, tendem a desenvolver dutos e grandes voçorocas que chegam atingir mais de 10m de profundidade.

O predomínio da textura areia fina nas franjas coluvionares, sugere um forte retrabalhamento erosivo nas vertentes de morros e colinas, potencializados pelo baixo recobrimento vegetal do solo, além do fator declividade e altos índices pluviométricos, e por conseqüência o remodelamento da paisagem.

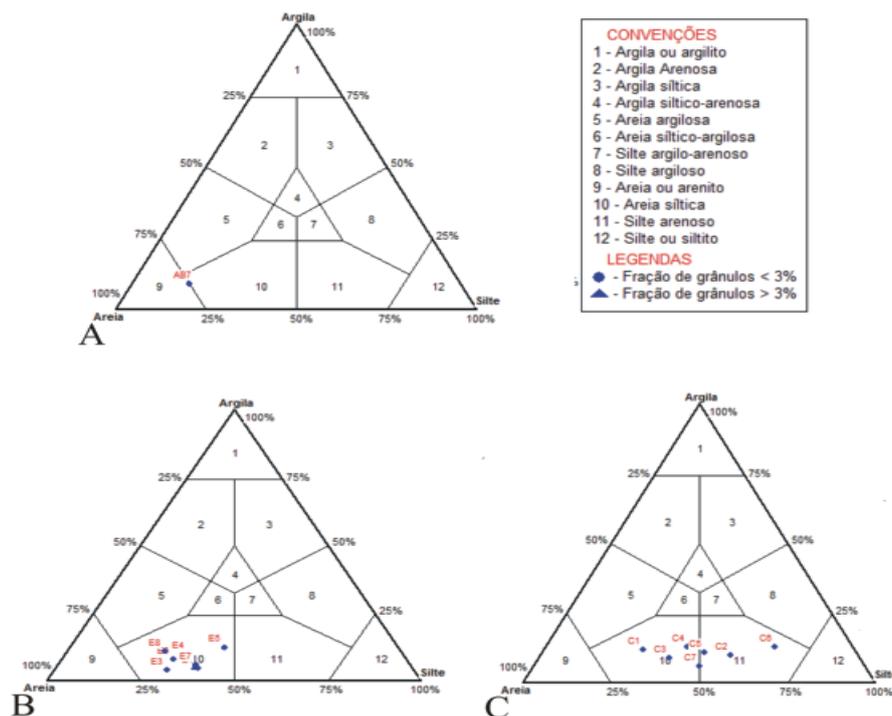


Figura 3: Representação das frações granulométricas dos solos/sedimentos através do diagrama de Shepard – Colina do Barata (A), Morro do Entorno (B, C).

#### AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pela concessão de apoio financeiro através de bolsa de iniciação científica (PIBIC/UFRR) ao 1º autor e apoio financeiro aos trabalhos de campo através do projeto Universal / 2011 intitulado “Origem e evolução das formas de relevo da serra do Tepequém-RR”.

#### REFERÊNCIAS

- Beserra Neta, L. C.; Costa, M. L.; Borges, M. S., 2007. A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: ROSA-COSTA, L. T; KLEIN, E. L.; VIGLIO, E. P. (Eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG - Núcleo Norte. Vol.5, p.89-100.
- Borges, F.R. e D’Antona, F.J.G. 1988. Geologia e Mineralizações da serra do Tepequém-RR. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 35., Belém, anais..., v.1.p.155-163.
- Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam., 1975.Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM. 428 p.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais,1999. Serviço Geológico do Brasil
- Cunha, S. B.; Guerra, A. J. T., 2008. Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos. 8ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.472 p.
- Guerra, A. J. T.; Guerra, A. T., 2003. Novo dicionário Geológico-Geomorfológico. 3ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 652p.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.1983, Carta plani-altimétrica vilaTepequém - Folha NA.20-X-A-III-MI-25. Rio de Janeiro. Escala 1:100.000
- Roraima Central. Folha NA.20-X/NA.21-V, Roraima, Manaus: CPRM. Escala 1:500 0001 CD Rom.

## COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRABEN DO TACUTU, CENTRO-NORDESTE DE RORAIMA

Stélio Soares Tavares Junior<sup>1</sup>  
Silas de Oliveira Nascimento<sup>2</sup>  
Luiza Câmara Beserra Neta<sup>3</sup>  
Pedro Yuri Saraiva Hahn<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Prof. do Dep. de Geologia do Instituto de Geociências/UFRR,  
stelio@dgl.ufr.br

<sup>2</sup>Graduando de Geografia, bolsista do Programa de Iniciação Científica –UFRR  
silasoliv@hotmail.com

<sup>3</sup>Profª de Geografia do Instituto de Geociências/UFRR,  
luiza@dgr.ufr.br

<sup>4</sup>Graduando de Geologia, bolsista do Programa de Iniciação Científica –UFRR,  
pedro\_yure@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A classificação do relevo em unidades morfoestruturais é comumente utilizada para expressar aquela feição formada diretamente por processos tectônicos, não necessariamente relacionados à tectônica ativa. Os estudos anteriores sobre o relevo do estado de Roraima, a exemplo do projeto RADAMBRASIL, utilizam a classificação em unidades morfoestruturais, usando apenas como critérios as variações das formas de relevo e diferenças altimétricas. No entanto, este estudo objetivou a determinação da compartimentação geomorfológica da região do graben do Tacutu, setor NE de Roraima, utilizando, além dos critérios mencionados, as implicações tectono-estruturais, por meio da aplicação de técnicas de análises fotointerpretativas sobre imagens de sensores remotos, como meios auxiliares às investigações geológicas, a fim de contribuir com o conhecimento geológico e geomorfológico já adquirido para a região do graben do Tacutu.

O graben do Tacutu consiste em uma bacia sedimentar com um arcabouço estrutural de caráter predominantemente distensivo correspondente a um rifte-intracontinental implantado no Mesozóico, numa zona de reativação do domínio Guiana Central (CPRM, 1999). Este rifte se configura em uma geometria de um hemigraben encaixado no Escudo das Guianas com cerca de 300 km de comprimento e de 30 a 50 km de largura, estendendo-se até a república cooperativista da Guiana, onde passa a configurar a geometria de um graben (North Savanas Graben). As principais feições estruturais relacionadas a essa bacia consistem em hosts, anticlínios, sinclínios e estruturas imbricadas orientadas preferencialmente para NE-SW (EIRAS e KINOSHITA, 1988).

A compartimentação do relevo desta região compreende unidades morfoestruturais descritas nos trabalhos de FRANCO *et al.* (1975), COSTA (2008) e BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR (2008). Estas consistem no Planalto Residual de Roraima, borda SSE da bacia, e no seu interior, o Planalto Dissecado Norte da Amazônia e o Pediplano Rio Branco - Rio Negro, estruturados respectivamente nos arenitos da Formação Serra do Tucano (VAZ *et al.*, 2007) e nos sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista (CPRM, 1999).

A partir desta classificação, estudos fotointerpretativos mono e estereoscópicos produziram uma série de mapas temáticos em ambiente de sistemas de informações geográficas (SIG), a fim de se obter o mapa morfoestrutural da área, entender sua evolução tectônica e caracterizar os principais compartimentos geomorfológicos, contribuindo assim com os estudos prospectivos para a exploração de óleo e gás no graben do Tacutu.

### METODOLOGIA

O conjunto de dados utilizados na análise morfoestrutural consistiu nas cartas topográficas na escala 1:100.000, elaboradas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), referentes às folhas Maloca Serra da Moça, Rio Surumu, Normandia, Bonfim, Rio Tacutu, Boa Vista, Mandá-Pium e Waterloo, cenas do sensor CCD do satélite CBERS2B adquiridas entre 11/2009 e 01/2010 referentes à órbita/ponto 175/97, 175/96, 174/96, 174/97, que constituíram o mosaico para o completo recobrimento da área de estudo, dados altimétricos SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e informações coletadas em trabalhos de campo.

A técnica fotointerpretativa aplicada nas imagens multiespectrais seguiram os procedimentos do método lógico sistemático descrito conforme VENEZIANI e ANJOS (1982), com adaptações que

permitiram a elaboração e interpretação de forma integrada de mapas temáticos em ambiente de SIG, referentes à rede de drenagem, feições lineares, lineamentos estruturais, altimetria, declividade e por fim o mapa de contorno, correspondente a isomorfoestruturas.

A elaboração do mapa de contorno de isomorfoestruturas levou em consideração, principalmente, a análise integrada das propriedades dos elementos texturais de drenagem e relevo relativas à topografia, assimetria, lineações estruturais com a altimetria e declividade, a fim de traçar linhas isomorfoestruturais, representantes de flexuras do terreno derivadas de processos geológicos, cujos valores são coerente e arbitrariamente definidos, conforme demonstrado por ARAÚJO *et al.* (2003). Deste modo, a matriz referente ao modelo numérico de terreno (MNT) e conseqüentemente o modelo digital de terreno (MDT), que no caso deste trabalho corresponde á imagem em nível de cinza das morfoestruturas, e visualização 3D puderam ser gerados, a fim de aprimorar a interpretação das morfoestruturas e, por conseguinte o entendimento da compartimentação geomorfológica.

Todos os procedimentos de processamento das imagens de Sensoriamento Remoto e de elaboração dos mapas temáticos foram realizados no laboratório de Geotecnologias do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima (UFRR), com o uso dos aplicativos PCI Geomatics, v.10.2, Spring v. 5.1.6 e ArcGis v.9.3.

## RESULTADOS

A aplicação da técnica fotointerpretativa sobre as imagens multiespectrais do sensor CCD do satélite CBERS2B integrada à interpretação dos mapas temáticos (rede de drenagem, lineamentos estruturais, altimetria declividade e mais dados de campo permitiram a elaboração do mapa de compartimentação geomorfológica, que neste trabalho adotou-se a nomenclatura de unidades morfoestruturais de FRANCO *et al.* (1975), Fig.1.

Verifica-se neste mapa, que no interior do graben se sobressaem duas morfoestruturas em relevos topograficamente mais elevados, correspondentes às regiões conhecidas como Serra do Tucano (NE do graben) e Serra Nova Olinda (SW do graben), cujas analogias aos trabalhos de FRANCO *et al.* (1975) e BESERRA NETA e TAVARES JÚNIOR (2008) correspondem respectivamente às unidades morfoestruturais de relevo Planaltos Dissecados Norte da Amazônia e Relevos Residuais. Estas unidades estão dispostas, principalmente, por uma sequência de morros e serras com morfologia de cuevas e altitudes variando de 100 a 300 metros, sustentados pelas rochas areníticas da Formação Serra do Tucano e vulcânicas basálticas da Formação Apoteri. Tanto na análise fotointerpretativa como nas medidas obtidas em campo nas estruturas como planos de acamamento, falhas transcorrentes e normais e fraturas em geral mostram forte domínio da orientação NE-SW, evidenciando a relação destas morfoestruturas com uma tectônica transpressivos, resultante de reativações no cenozóico.

Estas morfoestruturas estão circundadas por uma extensa área pediplanada, suavemente ondulada, constituída por sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista, localmente interrompida por uma superfície composta por uma crosta laterítica, inserida por FRANCO *et al.* (1975) na unidade morfoestrutural de relevo Pediplano Rio Branco – Rio Negro.

Outras morfoestruturas mapeadas consistem em altos estruturais, tanto a norte como a sul do graben, representados por relevos residuais, cujas altitudes podem alcançar 898 m, sustentados por um conjunto de rochas do embasamento Paleo a Mesoproterozóico, formado por ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, paragnaisses, quartzitos e metassedimentos do Grupo Cauarane e rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mucajáí. Geologicamente estas morfoestruturas servem como ombreiras, resultantes principalmente do abatimento de blocos rotacionados por falhas normais durante as fases pré e sín-rifte.

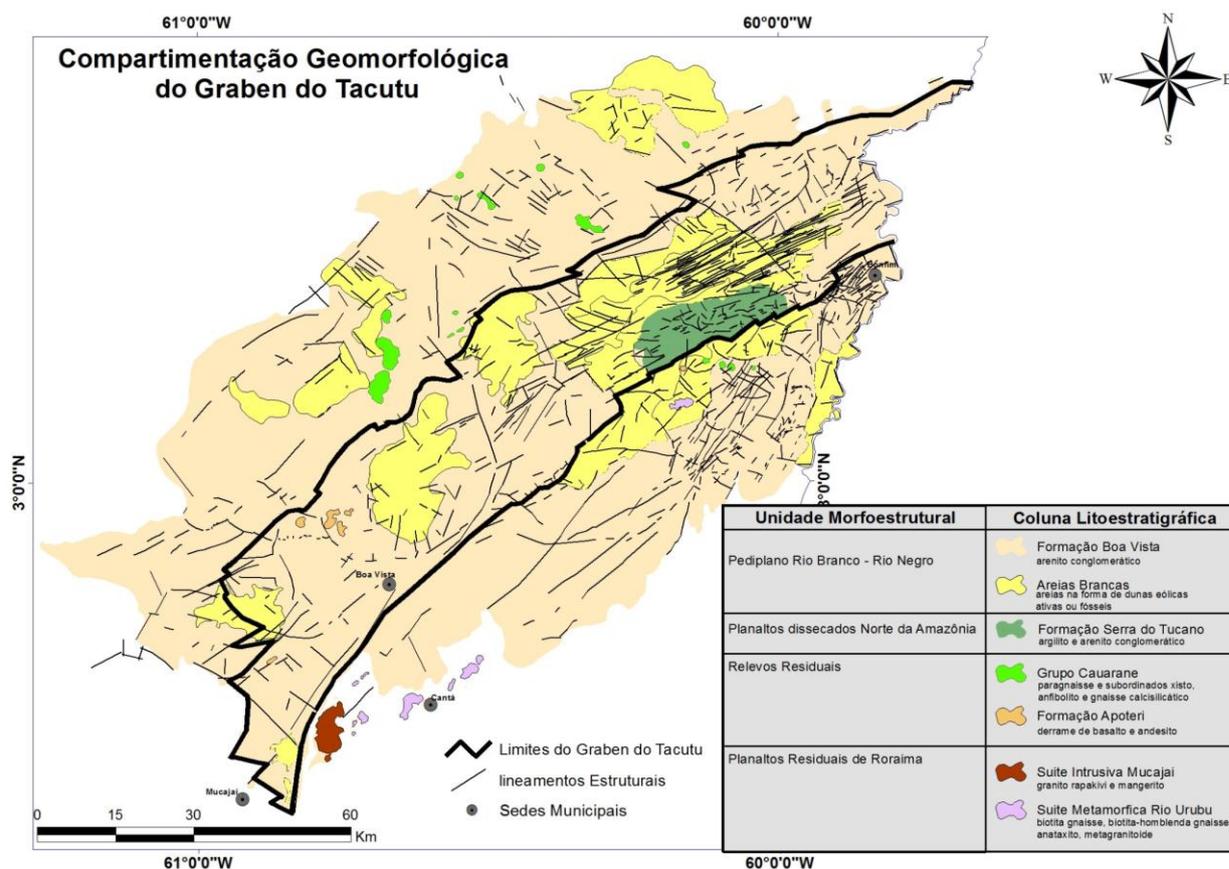


Fig. 1 – Mapa de compartimentação geomorfológica da região do graben do Tacutu e adjacências. Destacam-se as formas predominantes de relevo, correspondentes as grandes morfoestruturas mapeadas.

## CONCLUSÃO

Geomorfológicamente a área de estudo é constituída por compartimentos de relevos residuais que situam-se na região de borda do graben, tanto a norte como a sul, correspondentes a morfoestruturas que funcionam como marcadores dos limites graben.

Na região interior do graben as morfoestruturas sustentadas pelos residuais vulcânicos e sequências areníticas apresentam um intenso padrão de dissecamento e suas disposições atuais podem mostrar relações aos esforços transpressivos ao qual o rifte foi submetido em idades cenozóicas, porém a forte estruturação NE-SW ainda é notada, confirmando o condicionamento estrutural, pelo menos da fase de implantação, deste graben ao domínio estrutural Guiana Central.

As extensas superfícies de aplainamento que ocorrem tanto no interior, como nas adjacências do graben, sugerem uma provável formação a partir da exumação das morfoestruturas pré-existentes na região.

A introdução de adaptações, referentes às técnicas de geoprocessamento, na fotointerpretação pelo método lógico sistemático, com intuito de gerar o mapa morfoestrutural mostrou-se eficiente, permitindo a interpretação de informações mais refinadas, contribuindo de sobremaneira para o conhecimento sobre a evolução morfoestrutural do hemigraben Tacutu e suas relações com os processos tectônicos geradores, bem como deve auxiliar na elaboração de modelos prospectivos a exploração de bens minerais.

## 5 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo, C. C.; Yamamoto, J. K.; Madrucci, V. (2003) - Análise Morfoestrutural em Área de ocorrência de Arenito Asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. Revista do Instituto Geológico, v. 24, São Paulo, p. 25-41.
- Bates, R. L.; Jackson, J. A. (1987) -Glossary of Geology.American Geological Institute,Alexandria, Virginia, 788p.
- Beserra Neta, L. C.; Tavares Júnior, S. S (2008) - Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de

- Sensores Remotos. In: SILVA, P. R. F. e OLIVEIRA, R. S. (org.). Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado. Ed. UFRR. Boa Vista, p. 168-192.
- CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) (1999) - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília:CPRM, CD-ROM
- Costa, J. A. V. (2008) – Compartimentação do relevo do estado de Roraima. In: OLIVEIRA, R. S. (org.). Roraima em foco: pesquisas e apontamentos recentes. . Ed. UFRR. Boa Vista, p.77- 107
- Crane, R.B. (1971) - Preprocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, 7., Michigan, 1971, Proceedings. Michigan: EnvironmentResearchInstitute, p. 1345-1355.
- Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M. (1988) - Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, v.5.
- Franco, E. M. S.; Del'arco, J. O. E Rivetti, M. (1975) - Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: Brasil. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro: DNPM, v.8, p.139-180.
- Gontijo, A. H. F. (1999) -Morfotectônica do médiovale do rio Paraíba do Sul: região da Serrada Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 259p.
- Mattos, J.T.; Balieiro, M.G.; Soares, P.C.; Barcellos, P.E.; Meneses, P.R.; Csordas, S.M. (1982) - Análises morfoestrutural com uso de imagens MSS/Landsat e Radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. Relatório INPE-2445-RTR/015. São José dos Campos, 170p.
- Reis, N. J.; Santos, J. O. S.; Riker, S. R. L.; Pessoa, M. R.; Pinheiro, S. S. (1991) - A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus – enfoque a seus ambientes deposicionais. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, 1991. **Anais**. Belém: SBG/NO, 1991. p.361-370.
- Reis, N. J.; Fraga, L. M.; Faria, M. S. G.; Almeida, M.E. (2003) – Geologia do estado de Roraima, Brasil. *Geologie de la France*, n. 2-3-4, p. 121-134.
- Stewart, I. S.; Hancock, P. L. (1994) -Neotectonics.In: HANCOCK, P. L. (ed.), *Continental Deformation*.Pergamon Press, New York, p. 370-409.
- Vaz, P. T.; Wanderley Filho, J. R.; Bueno, G. V. (2007) – Bacia do Tacutu. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 289-297.
- Veneziani, P.; Anjos, C. E. (1982) - Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, (INPE-2227-MD/014), 54p.

## PROCESSO DE CAPTURA DE DRENAGENS NA BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS: BACIAS DOS RIOS CURIUAÚ E APUAÚ

Victor de Oliveira Freitas<sup>1</sup>, (Victor1987pst@gmail.com) Vinícius Medrado Teixeira<sup>1</sup>, Roger Patrick Pereira de Almeida<sup>1</sup>, Emerson Sanches<sup>1</sup>, Clauzionor Lima da Silva<sup>2</sup>, Pedro Fonseca de Almeida e Val<sup>3</sup>, Norberto Morales<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Curso de Geologia/ Departamento de Geociências/ UFAM (AM),

<sup>2</sup>Departamento de Geociências/ UFAM (AM)

<sup>3</sup>Syracuse University – EUA

<sup>4</sup>Unesp/DPM – Rio Claro (SP)

### INTRODUÇÃO

Processos de captura de drenagem na morfologia da região Amazônica, em especial na região do rio Negro (AM), tem sido reconhecido como um processo resultante da manifestação de processos tectônicos (Almeida Filho et al., 2007; Val *et al.* 2013, no prelo). Na borda norte da Bacia do Amazonas ocorrem duas unidades, conforme IBGE (2006): Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas e a Depressão da Amazônia Setentrional. A primeira foi elaborada exclusivamente em rochas sedimentares da Bacia do Amazonas, possui altimetria da ordem de até 150 metros, enquanto que a segunda foi desenvolvida principalmente em rochas do embasamento cristalino do Escudo das Guianas, cuja elevação não é superior a 60 metros. Nessa região limítrofe entre a Bacia do Amazonas e o Embasamento Cristalino duas bacias de drenagem analisadas, representadas pelas bacias dos rios Curuiuaú e Apuaú, mostram significativas modificações dos canais, anomalias nos padrões, vales abertos e que representa uma reorganização morfoestrutural no sistema de drenagem.

A área de estudo está situada no médio curso do rio Negro à noroeste da cidade de Manaus (Figura 1), cujas bacias dos rios Curuiuaú e Apuaú são tributários da margem esquerda do rio Negro. O estudo foi baseado na análise de produtos de sensores remotos e modelos SRTM, cujo intuito foi o de avaliar o desenvolvimento dos canais e a formação de um paleovale. A análise das bacias de drenagens, a partir da extração automática, possibilitou a classificação do padrão dos rios, grau de assimetria e identificação de anomalias. Perfis longitudinais dos rios principais e seus tributários foram construídos para correlação das anomalias identificadas com lineamentos e zonas de falhas reconhecidas na área de estudo. A análise apresentada demonstra que o sistema dessas duas bacias estiveram conectadas e foram evoluídas a partir da combinação de processos tectônicos e erosivos.

### METODOLOGIA

Para a elaboração do trabalho foram utilizadas as bases cartográficas (Folha Rio Curuiuaú SA.20-X-D), base geológica da CPRM, imagens de satélite e modelos SRTM. Os modelos SRTM foram corrigidos com ajustes dos vazios e das elevações através dos programas SRTMfill e Blackart. A extração automática das drenagens e das bacias foi elaborada a partir dos modelos SRTM em programa do tipo SIG. As bacias geradas foram individualizadas e calculadas sua área, dimensão e ajustados com o sistema de drenagem. Análise das superfícies foi realizada a partir dos modelos SRTM corrigidos, onde os perfis topográficos elaborados auxiliaram nesse processo. Com o reconhecimento dos diferentes níveis topográficos, o modelo 3D foi elaborado com destaque para o padrão das bacias hidrográficas em estudo. A análise dos padrões e anomalias no sistema de drenagem segue os estudos modernos vinculados à análise neotectônica.

### RESULTADO

As bacias hidrográficas dos rios Curuiuaú e Apuaú mostram um padrão bastante incomum. A primeira se caracteriza por uma bacia assimétrica que flui de norte para sul, mas que após confluir com o igarapé Canoa, tem seu curso dirigido para sudoeste até próximo ao baixo curso, quando então, se junta ao rio Camanaú para desembocar no médio curso do rio Negro. Dois padrões de drenagens são observados nessa bacia. O padrão retangular-angulado a contorcido ocorre no sistema envolvendo o igarapé Canoa e o rio Curuiuaú. A partir da confluência entre esses dois cursos d'água, o rio Curuiuaú apresenta um padrão retangular clássico até o baixo curso. Essa bacia hidrográfica percorre rochas graníticas paleoproterozoicas da Suíte Intrusiva Mapuera, rochas proterozoicas da Suíte Metamórfica Jauaperí e, no baixo curso, rochas sedimentares do Cambriano da Formação Prosperança.

A sul dessa bacia hidrográfica, a bacia do rio Apuaú é um sistema de drenagem menor, que flui, aproximadamente, de norte para sul e mostra um padrão assimétrico, com uma vale amplo quando comparado com a dimensão do rio. Em contraposição à bacia do rio Curiuaú, o rio Apuaú nasce no limite norte da borda norte da Bacia do Amazonas, cortando as rochas da Formação Prosperança, as formações silurianas do Grupo Trombetas e as cretáceas da Formação Alter do Chão. O padrão de drenagem observado é subdendrítico, onde alguns segmentos contorcidos e encurvamentos anômalos podem ser notados.

O relevo onde essas bacias foi desenvolvido mostra um aspecto bem interessante. A bacia do rio Curiuaú está situada na Depressão da Amazônia Setentrional, a qual possui elevação média da ordem de 60 metros e vales situados entre 30 a 40 metros. Algumas elevações existentes correspondem a superfícies residuais do embasamento cristalino, demonstrando que a área foi bastante dissecada. No vale do rio Curiuaú há trechos onde o sistema é mais aberto formando um vale amplo com canal situado à 30 metros. Acima desse nível três superfícies de terraços assimétricos, na margem esquerda do rio, são notadas há 35, 40 e 50 metros. Na porção sul dessa bacia, no limite com a bacia do rio Apuaú, esse vale é mais amplo, mas que, também, mostra dois níveis de terraço situados à 45 e 50 metros. Já na bacia do rio Apuaú, situada exclusivamente na bacia do Amazonas, no relevo de Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas, o relevo pode atingir até 150 metros. O vale de drenagem, entretanto, situado a 30 metros aproximadamente, também é amplo com níveis de terraços distintos. Na porção montante, esses vales alcançam a ordem de 60 e 55 metros, mas entre o médio ao baixo curso, as cotas são da ordem de 40 e 60 metros, mas com amplitudes menores, delimitando antigas ramificações de canais.

A análise nos modelos SRTM e nas imagens Landsat ETM+ permitiu a caracterização do antigo vale situado no limite entre as bacias dos rio Curiuaú e Apuaú. Este compreende um vale aberto com cerca de 10 km de largura que se estende do curso do rio Curiuaú, no trecho em que o canal possui orientação norte-sul, atravessava o limite norte da bacia do Amazonas e se estendia ao longo da bacia do rio Apuaú. Nas imagens essa área tem um aspecto textural típico de área alagada similar ao paleocanais identificados por Almeida Filho *et al.* (2007) e Silva (2005) e Val *et al.* (2013). A análise do perfil longitudinal e a distribuição de ruptura de declive nessas bacias corrobora com a geometria de bacias modificadas e diferentes gerações de *knickpoints*. Diferentes gerações de *knickpoints* foi apontada por Val *et al.* (2013) na área do rio Cuieiras, a sul dessa área, como resultantes de processos erosivos e tectônicos. Naquele caso, a falha do Baependi funcionou como elemento modificador do nível de base, acelerou o processo erosivo que resultou no processo de captura no rio Tarumã-Mirim. A bacia do rio Curiuaú, atualmente, tem seu curso para oeste, individualizando as duas bacias. Expressivos lineamentos de relevo e drenagem caracterizam essa área por feições com orientação NW-SE, E-W e NE-SW, cujo controle estrutural, baseado em dados de campo, ainda deve ser avaliado elaboração do modelo evolutivo que resultou na formação do paleovale na região das bacias dos rios Curiuaú e Apuaú.

## CONCLUSÃO

A configuração do relevo nessa região de estudo, a partir de imagens de satélite e modelos SRTM, permitiu avaliar dois compartimentos do relevo situados no limite entre a Bacia do Amazonas e o Embasamento Cristalino. Nesse limite, as bacias situadas na borda norte da Bacia do Amazonas fluem para sul sudoeste, enquanto que as localizadas no Embasamento Cristalino fluem para nor-noroeste. As duas bacias de drenagem analisadas estavam conectadas e fluíam de norte para sul, atravessando as rochas cristalinas e a bacia do Amazonas. A inversão do relevo atual resultou na mudança do curso do rio Curiuaú para oeste, à montante da posição atual. O padrão de drenagem avaliado e a análise de *knickpoints* deve resultar da combinação de processos erosivos e tectônicos, os quais serão avaliados conjuntamente a partir da obtenção de dados estruturais em campo.

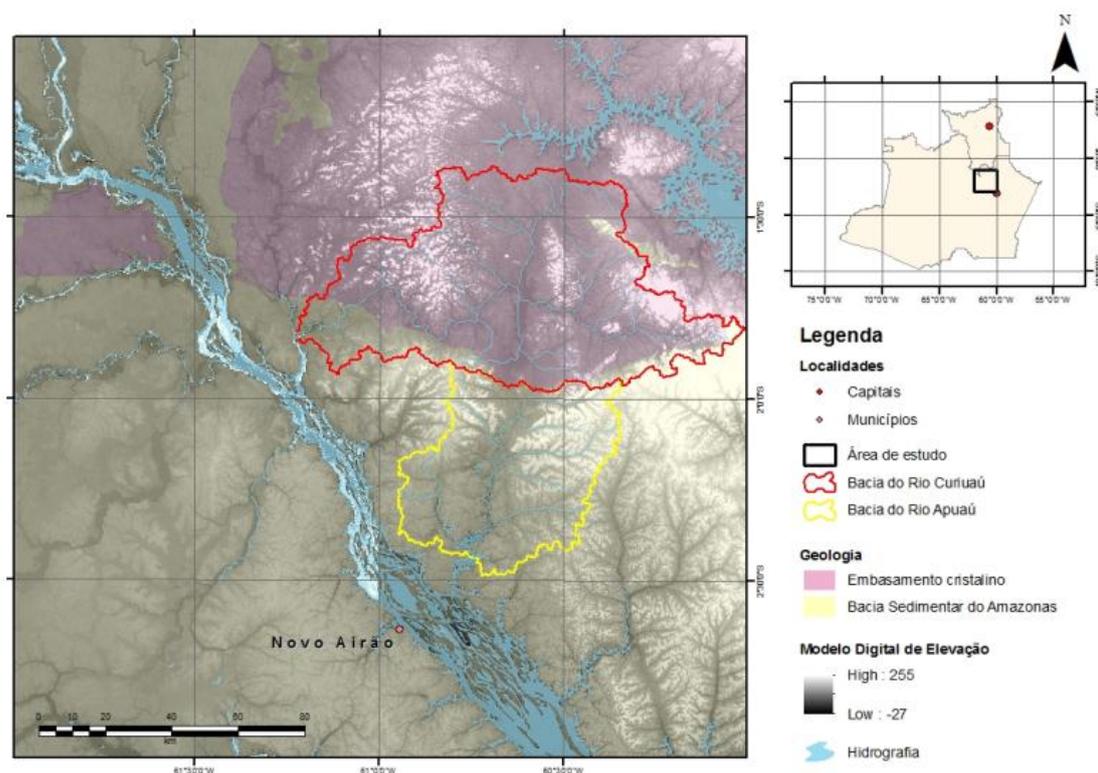


Figura 1. Localização das bacias dos rios Curuiá (em vermelho) e Apuaú (amarelo), margem esquerda do rio Negro, situadas no limite norte Bacia do Amazonas com o Embasamento Cristalino do Escudo das Guianas, a nordeste de Novo Airão, estado do Amazonas.

## REFERÊNCIAS

- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P. 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment*, 110 (2007) 387–392
- Bizzi, L., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M.O., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001. Mapa geológico do Brasil. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: sistemas de informações geográficas – SIG. Mapas – Escala 1:2.500.000. CPRM, Brasília, registro digital. 4 CD-Rom.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de unidades do relevo do Brasil. Escala 1: 5.000.000, 2ª. edição, 2006.
- Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.
- Val, P.F.A., Silva, C.L., Santos, J.M., Morales, N., Harbor, D. 2013. Distribuição de *knickpoints* em bacias de drenagem na região de Manaus (AM) e seu potencial para o estudo neotectônico e evolução da paisagem na Amazônia. *Contribuições à Geologia da Amazônia* (no prelo).



## Capítulo 12 – Meio Ambiente e Planejamento

1. TRADO MECANIZADO: FERRAMENTA DE PESQUISA MINERAL DE BAIXO IMPACTO NO AMBIENTE NATURAL .	918
2. CARTAS DE SENSIBILIDADE AMBIENTAL À DERRAME DE ÓLEO PARA A ILHA DE CARATATEUA .....	921
3. MINERAÇÃO E O ESTIGMA DE GRAN-VILÃ AMBIENTAL: MITOS E VERDADES .....	925
4. AÇÃO EMERGENCIAL PARA DELIMITAÇÃO DE ÁREAS DE ALTO E MUITO ALTO RISCO A ENCHENTES E MOVIMENTOS DE MASSA NO MUNICÍPIO DE MANACAPURU (AM).....	929
5. THE IMPACT OF THE SMALL – SCALE GOLD MINING NEAR THE BROWNSWEG VILLAGE, DISTRICT OF BROKOPONDO – SURINAME.....	932
6. IDENTIFICAÇÃO DE IMPACTOS AMBIENTAIS GERADOS PELA PRODUÇÃO DE CERÂMICA VERMELHA, UM ESTUDO DE CASO BRAGANÇA-PA .....	936
7. DEGRADAÇÃO E PERCEPÇÃO AMBIENTAL NA APA DE ALGODOAL – MAIANDEUA .....	939
8. ESTUDO AMBIENTAL DO LIXÃO URBANO DA CIDADE DE BRAGANÇA (PARÁ) APLICANDO O RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR) .....	942
9. CRESCIMENTO DESORDENADO E ÁREAS DE RISCO EM IRANDUBA-AM .....	945
10. MAPEAMENTO DA INTRUSÃO SALINA E INTERFACE DE INTERAÇÃO ÁGUA DOCE/SALGADA A PARTIR DE MÉTODOS GEOFÍSICOS, REGIÃO COSTEIRA BRAGANTINA (BRAGANÇA-PA).....	949
11. A ENCHENTE DO RIO NEGRO NA CIDADE DE MANAUS NO ANO DE 2012 – UMA AVALIAÇÃO PRELIMINAR .....	952
12. SUBSÍDIO PARA ELABORAÇÃO DE EIA/RIMA PARA ÁREA DE EXTRAÇÃO DE ARGILA A PARTIR DA CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO RIO ITACAIÚNAS EM MARABÁ-PA.....	956
13. CONSIDERAÇÕES VOLTADAS AO CONTROLE DOS PROCESSOS EROSIVOS NA BACIA DO ALTO CURSO DO RIO CABAÇAL EM MATO GROSSO.....	960
14. A PROBLEMÁTICA DAS ÁREAS DE RISCO EM BOA VISTA-RR: ALAGAMENTO DO BAIRRO CAÇARI .....	963
15. MAPA DE INUNDAÇÃO COMO INSTRUMENTO DE PLANEJAMENTO URBANO – ESTUDO DE CASO NA SEDE URBANA DE SANTARÉM.....	967
16. SENSIBILIDADE AMBIENTAL DAS PRAIAS DE VILA DO CONDE, ITUPANEMA E CARIPI (BARCARENA/PARÁ).....	971
17. MAPEAMENTO DAS ÁREAS DE RISCO DOS RECURSOS HÍDRICOS URBANOS DE BOA VISTA-RR- ESTUDO DE CASO: BAIRRO PARAVIANA .....	975
18. ANÁLISE DA PERMEABILIDADE DO SOLO PARA OBTENÇÃO DE LICENÇA PRÉVIA PARA UM LOTEAMENTO EM MARABÁ-PA.....	978
19. EXPANSÃO TERRITORIAL E EXTRAÇÃO DE ARGILA PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NO BAIRRO SÃO FELIX, REGIÃO METROPOLITANA DE MARABÁ, SUDESTE DO PARÁ.....	982

## TRADO MECANIZADO: FERRAMENTA DE PESQUISA MINERAL DE BAIXO IMPACTO NO AMBIENTE NATURAL

Ana Paula Everdosa dos Santos<sup>1</sup>, Aldo Antonietto Júnior<sup>2</sup>.

Mineração Paragominas S.A.<sup>1</sup>, Norsk Hydro Brasil<sup>2</sup>.

### INTRODUÇÃO

A pesquisa mineral é a etapa de trabalhos que, se lograr resultados positivos, poderá resultar na implantação de uma mina. Compreende atividades de mapeamento geológico, coleta e seleção de amostras, análises químicas e físicas para caracterização do minério. A análise integrada das informações obtidas permite quantificar recursos e avaliar a viabilidade econômica de implantar uma mina.

Adotar estes procedimentos antes de realizar a extração de minérios evita alterar a paisagem e causar impactos ambientais significativos em áreas sem potencial mineral e se seleciona áreas propícias à extração.

Existem inúmeras técnicas para realizar a coleta de amostras minerais. No caso da pesquisa de bauxita, verifica-se que o uso de trado mecanizado permite a obtenção de dados confiáveis (margem de erro aceitável) e baixa intervenção no ambiente natural, uma vez que o acesso às áreas de interesse requer picadas de não mais que um metro de largura para o deslocamento das equipes, sem necessidade de intervir na vegetação com DAP (diâmetro a altura do peito) maior que 10 cm. Praças de 4x4m são suficientes para a execução da sondagem.

A Lei Estadual Nº7389 de 2010 delibera o porte, o potencial poluidor e a magnitude dos impactos ambientais como critérios para definição das atividades de impacto no Estado do Pará e lista as mesmas. Por suas características e implicações, a sondagem a trado se enquadra como atividade de impacto ambiental local.

### METODOLOGIA

Este item objetiva apresentar a metodologia e os critérios utilizados para identificar e avaliar impactos ambientais associados à atividade de pesquisa mineral, os quais permitem determinar a significância ao meio ambiente e definir ações para prevenção e controle dos impactos e treinamentos para a equipe envolvida na operação.

A pesquisa mineral inclui etapas de seleção de alvos e detalhamento destes através de sondagem, trabalhos estes que envolvem serviços de topografia, abertura de picadas e abertura de praças.

Por definição, impacto ambiental é qualquer modificação do meio ambiente, adversa ou benéfica, que resulte alteração, no todo ou em parte, dos aspectos ambientais da Atividade/ Organização. Já aspecto ambiental é elemento das atividades ou produtos ou serviços de uma Organização que pode interagir com o meio ambiente (ABNT NBR ISO 14001:2004).

A avaliação da importância dos impactos ambientais é determinada pela multiplicação da magnitude (M) do impacto pela frequência (F) do aspecto. A magnitude (M) apresenta a severidade do impacto sobre o meio ambiente, considerando ainda sua reversibilidade e seus potenciais impactos sobre os negócios do empresa. A Tabela 1 explicita os critérios para definição das faixas de magnitude.

Tabela 1 – Critérios para a definição das faixas de magnitude.

Magnitude	Critério	Pontuação
Baixa	Impacto irrelevante ou reversível com ações imediatas, restrito à área da atividade/serviço, sem conseqüências ambientais e/ou prejuízo aos negócios da empresa.	1
Média	Impacto relevante ou reversível em médio prazo, restrito à área da atividade/serviço, que não altere significativamente os recursos naturais, cujas ações mitigadoras sejam suportáveis pela unidade/ou sem comprometimento da imagem da empresa.	2
Alta	Impacto irreversível alcançando a região onde a atividade está inserida, com graves conseqüências ambientais e para os negócios da empresa, mesmo com ações de mitigação e remediação, e/ou com comprometimento da imagem da empresa.	3

Os critérios para a definição da frequência associada aos aspectos ambientais estão apresentados na tabela 2.

Tabela 2 – Critérios para a definição da frequência.

Frequência	Critério	Pontuação
Baixa	$F \leq 1$ ocorrência por mês	1
Média	$1 < F \leq 15$ ocorrências por mês	2
Alta	$F > 15$ ocorrências por mês	3

A tabela 3 apresenta a matriz de importância dos impactos ambientais resultado da multiplicação a magnitude (M) do impacto pela frequência (F) do aspecto.

Tabela 3 – Matriz de Importância

<b>F R E Q U Ê N C I A</b>	<b>ALTA (3)</b>	<b>N (3)</b>	<b>S (6)</b>	<b>S (9)</b>
	<b>MÉDIA (2)</b>	<b>N (2)</b>	<b>S (4)</b>	<b>S (6)</b>
	<b>BAIXA (1)</b>	<b>N (1)</b>	<b>N (2)</b>	<b>S (3)</b>
		<b>BAIXA (1)</b>	<b>MÉDIA (2)</b>	<b>ALTA (3)</b>
		<b>MAGNITUDE</b>		

Dessa forma são considerados significativos todos os aspectos/impactos ambientais cuja importância seja maior ou igual a 4, ou que tenham magnitude igual a 3. Logicamente, os aspectos e impactos ambientais identificados devem ser controlados, de forma a evitar a ocorrência de desvios em relação à Gestão Ambiental do Empreendimento.

## RESULTADOS

Em relação à Magnitude, os impactos ambientais identificados nas etapas e tarefas da atividade de pesquisa mineral com sondagem a trado são considerados irrelevantes ou reversíveis com ações imediatas, restritos à área da atividade/serviço, sem consequências ambientais significativas. A frequência dos aspectos ambientais é média, visto que, está relacionada à natureza da atividade.

Os aspectos ambientais identificados estão relacionados à geração de resíduos e intervenção em área de vegetação que poderiam provocar alteração da paisagem e da qualidade do solo. No entanto, para desenvolvimento das atividades de pesquisa com utilização de trado, a Mineração Paragominas S.A. adota medidas de controle ambiental que incluem seleção e acondicionamento de resíduos, abertura de acessos não necessariamente retilíneos mas com apenas um metro de largura e praças de sondagem de 4x4 metros, sem intervenção em vegetação com DAP maior que 10cm.

As praças de sondagem são abertas utilizando-se o mínimo de espaço requerido para a operação e cuidados especiais são adotados no manuseio e estocagem dos derivados de petróleo e após o término, os furos de 15cm de diâmetro são tamponados. A Figura 1 apresenta a sequência das atividades para execução de pesquisa mineral a trado mecanizado.

Atribui-se a responsabilidade das ações ambientais aos encarregados da pesquisa geológica, ou seja, aos geólogos e técnicos em atividade, objetivando, durante todo o período de exploração, a prevenção e minimização dos impactos. Os colaboradores são orientados nos diálogos diários a realizar as atividades atendendo aos critérios de Segurança e Meio Ambiente.



Figura 1 - Sequência da operação: (1) abertura de acesso; (2) preparação da praça de sondagem; (3) e (4) sondagem a trado; (5) amostras coletadas; e (6) furo tamponado.

## DISCUSSÃO

A utilização do trado mecanizado como ferramenta para execução de atividades de pesquisa mineral de bauxita que vêm sendo desenvolvidas pelas equipes da Mineração Paragominas S.A. resultam em baixa intervenção no ambiente natural. Esse efeito decorre do fato que a atividade está sendo desenvolvida com adoção de medidas de prevenção, mitigação e controle ambiental, simultaneamente aos procedimentos operacionais, de forma a atender os princípios do desenvolvimento sustentável e em harmonia com os demais usos de outros recursos naturais.

## REFERÊNCIAS

ABNT, NBR ISO 14001:2004 - Associação brasileira de Normas Técnicas. Comitê Brasileiro de Gestão Ambiental (ABNT/CB-38). Disponível em: <<http://www.abnt.org.br/>>. Acesso em: 18 jun. 2013.  
Pará, Lei Estadual N°7389 de 2010. Define as atividades de impacto ambiental local no Estado do Para, e dá outras providências.

## CARTAS DE SENSIBILIDADE AMBIENTAL À DERRAME DE ÓLEO PARA A ILHA DE CARATATEUA – BELÉM/PARÁ

*André Matsumura Silva, Universidade do Estado do Pará (andre.matsumura@hotmail.com)*  
*Amilcar Carvalho Mendes, Museu Paraense Emílio Goeldi (amendes@museu-goeldi.br)*  
*Nívia Cristina Vieira Rocha, Centro Universitário do Pará (niviavieira.ciamb@gmail.com)*

### INTRODUÇÃO

O Índice de Sensibilidade Ambiental (ISA) representa uma hierarquização da sensibilidade dos vários ambientes costeiros, estuarinos e fluviais, considerando-se a interação do óleo com as comunidades biológicas, as características geomorfológicas e sedimentares dos referidos ambientes, bem como seus aspectos socioeconômicos. (Jensen *et al.*, 1993).

As Cartas de Sensibilidade Ambiental a Derrames de Óleo – Cartas SÃO - constituem-se em ferramentas de uso internacional, essenciais e de fonte primária de informações para o planejamento de contingência e implementação de ações de resposta a acidentes com derrame de óleo. Essas cartas permitem identificar ambientes prioritários à proteção e eventuais áreas de sacrifício, possibilitando dirigir corretamente os recursos disponíveis e as equipes de contenção e limpeza (Brasil, 2012).

Nesse contexto, destaca-se a Carta SAO elaborada por Gonçalves (2005), referente à margem direita da Baía de Guajará, incluindo, também, a Ilha de Caratateua e o setor sul da Ilha de Mosqueiro. Entretanto, a escala de mapeamento adotada (1:100.000), não permitiu maior detalhamento dos setores, notadamente aqueles sob forte influência de atividades portuárias.

A Ilha de Caratateua constitui um dos oito (08) Distritos Administrativos do Município de Belém, no caso o Distrito de Outeiro – DAOUT. A ilha compõe a margem direita da Baía do Guajará (porção norte da cidade de Belém), abrigando expressivo contingente populacional, sobretudo de baixa renda e exercendo grande apelo turístico e recreacional tanto para a população da ilha, quanto para a população flutuante.

Apesar do terminal localizado na ilha (Terminal de Outeiro) ser utilizado predominantemente para o escoamento de grãos sólidos (soja, trigo, cimento e cavacos de madeira), também é utilizado, em menor parcela, para o transporte de derivados de petróleo (grãos líquidos). Somado a isso, a curta distância para o Porto de Belém (38 km) e o Terminal Petroquímico de Miramar (33 km), insere a Ilha de Outeiro na zona de influência de qualquer possível derrame de óleo que venha a ocorrer nas águas da Baía do Guajará.

Com o intuito de trazer valiosa contribuição aos planos de contingenciamento a derrames de óleo, o presente estudo apresenta as Cartas SAO em escala de detalhe (1:10.000) para a Ilha de Caratateua (Outeiro), região sob forte influência dos terminais portuários de Belém, do Terminal Petroquímico Nicolau Bentes Gomes (Miramar) e, sobretudo, do Porto de Outeiro. Essa área apresenta expressivo contingente populacional, que utiliza os recursos naturais e as potencialidades turísticas e de lazer, com atividades socioeconômicas potencialmente prejudicadas, caso venha a ocorrer acidentes com derramamento de óleo nas águas que as bordejam.

### METODOLOGIA

A metodologia está baseada na combinação de levantamento de dados bibliográficos e cartográficos pretéritos, aquisição e processamento de imagens multiespectrais GeoEye (obtidas mediante download no Google Earth Professional 7.0.2), trabalhos de campo (abril de 2013), análises laboratoriais (separação e análise granulométrica), interpretação visual e integração dos dados obtidos em campo utilizando a metodologia de Souza Filho *et al.* (2004) para classificação dos ambientes e seus respectivos ISA's e elaboração do layout cartográfico em escalas 1:50.000 e 1:10.000 mediante utilização do software ArcGis, versão 10.1.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na margem da Ilha de Caratateua foram identificados 32 segmentos, o que perfaz um total de 30.638 metros. Neste mapeamento os ambientes registrados foram: afloramentos rochosos (1A), estruturas artificiais expostas (1B), falésias (1C), praias de granulometria fina à média (3A), estruturas artificiais abrigadas (8B), planícies de maré lamosa (9B) e várzea (10B). Cabe ressaltar que em alguns setores foram

registradas pequenas plataformas de abrasão, que não apresentam representação cartográfica na escala de mapeamento adotada neste trabalho.

Na tabela 1 encontra-se a caracterização dos ambientes costeiros identificados na ilha, seus respectivos ISA's e a distribuição espacial.

Tabela 1: Caracterização dos ambientes costeiros amazônicos

Ambiente Costeiro	ISA	Distribuição Espacial (%)	Característica
Afloramentos Rochosos	1A	*	Foram encontrando dois afloramentos rochosos localizados na zona intertidal da porção noroeste (NW) da ilha.
Estruturas Artificiais Expostas	1B	0,89	Foram identificadas três estruturas artificiais expostas. Uma delas é o próprio Porto de Outeiro (SW), enquanto que as outras são muros de arrimo/contenção, localizados na Praia do Barro Branco.
Falésias	1C	8,06	Localizam-se na porção noroeste (NW) da ilha, correspondem a falésias ativas, submetidas à ação erosiva de correntes de maré, ondas e ventos. Duas áreas designadas oficialmente como praias (Praia dos Artistas e Prainha) no mapa turístico de Belém foram classificadas com ISA de falésias (1C), tendo em vista a metodologia empregada, que considera o alcance máximo das marés (preamar).
Praias de Granulometria Fina à Média	3A	11,58	Correspondem às praias localizadas no noroeste (NW) da ilha: do Barro Branco, do Amor, Grande e da Brasília. No que concerne ao parâmetro declividade da face praial, somente a Praia do Barro Branco apresentou valor inferior a 5°, sendo, portanto, a praia que o óleo permaneceria por mais tempo, apesar de todas possuírem um mesmo índice.
Estruturas Artificiais Abrigadas	8B	1,68	Correspondem aos treze (13) trapiches de pequeno porte construídos em madeira, que se localizam no Furo do Maguari (NE/SW).
Planícies de Maré Lamosa	9 B	*	Ambiente localizado no extremo nordeste da ilha (NE), perfazendo uma área de abrangência de 7693 m <sup>2</sup> . Ocorrem associados aos ambientes de várzea, em áreas onde a hidrodinâmica é baixa, propiciando a deposição dos sedimentos finos (lamosos), que não somente dificultam a limpeza em caso de acidente com óleo, como também aumentam o tempo de permanência do óleo no ambiente pela adsorção do mesmo pelas partículas argilosas.
Várzea	10 B	77,79	É tido como o de maior índice, tendo em vista a dificuldade de limpeza e o tempo de permanência prolongado do óleo, em decorrência da morfologia eminentemente plana, substrato lamoso e baixa hidrodinâmica. Localiza-se desde a faixa sudoeste (SW) até a nordeste (NE).

\* Não se aplica, uma vez que se encontra fora da faixa litorânea.

Para fins de visualização panorâmica dos diferentes ambientes mapeados e seus respectivos ISA's foi gerada a carta em escala 1:50.000 (Figura 1- A) e, para fins de detalhamento do mapeamento foram elaboradas sete cartas em escala 1:10.000 (Figura 1- B).

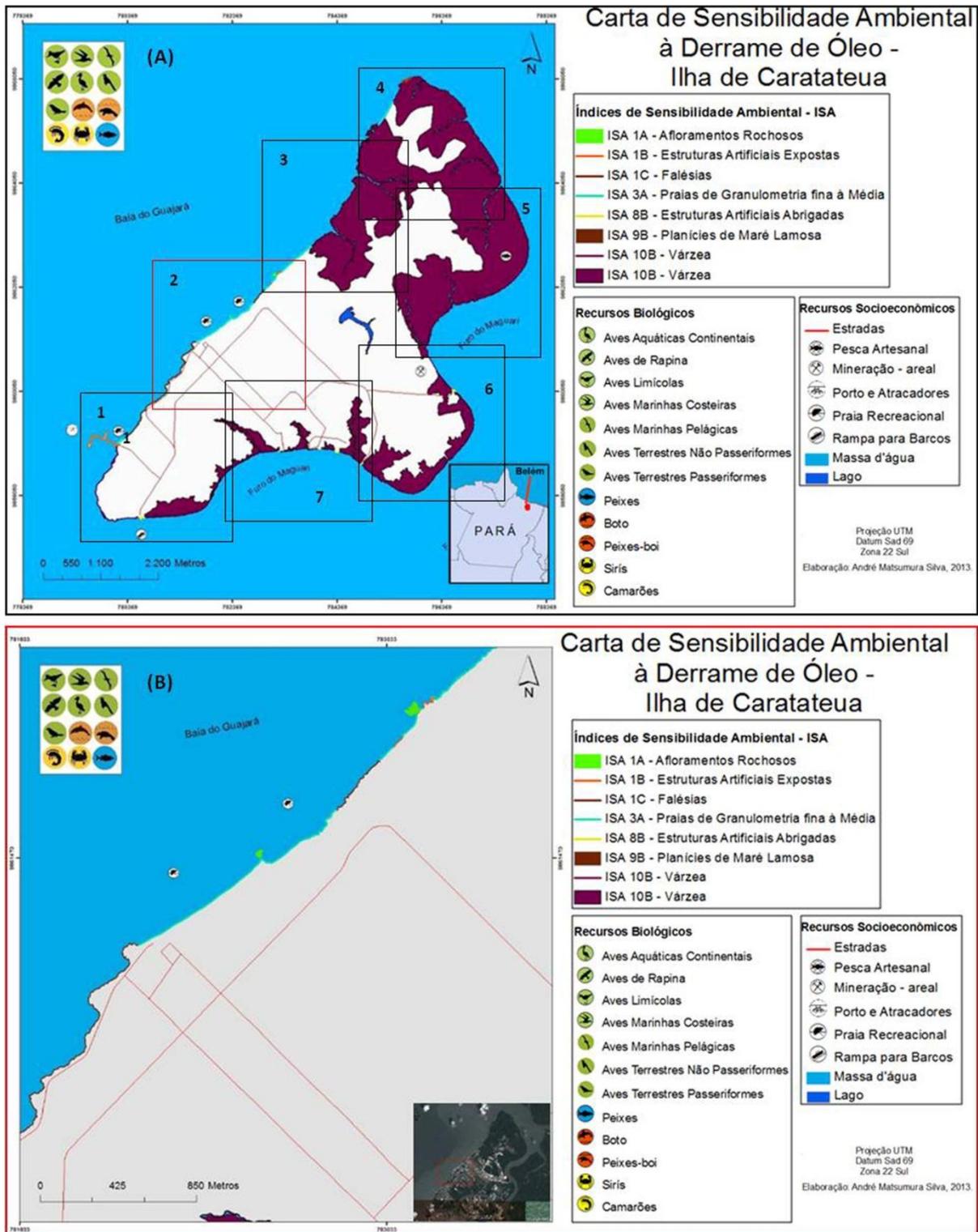


Figura 1: Carta SAO da Ilha de Caratateua. (A) Visão panorâmica da ilha, em escala de 1:50.000. (B) Setor 2, em escala 1:10.000.

A fotointerpretação da imagem possibilitou a identificação de duas faixas de praia localizadas no setor nordeste (NE) da ilha. Contudo, por serem isoladas não possuem atividades recreativas. A granulometria e declividade destas praias não puderam ser caracterizadas, dada à dificuldade de acesso terrestre.

## CONCLUSÕES

Os setores identificados como os de maior sensibilidade ambiental a um possível derrame de óleo foram o nordeste (NE) e sudoeste (SW) da ilha, que se apresentam constituídos por ambientes de elevados índices, tais como planícies de maré lamosa (9B) e várzea (10B), sendo este ambiente o de maior representatividade espacial na ilha.

Mesmo possuindo elevado índice de sensibilidade ambiental (ISA 10B), um ocasional derramamento de óleo que atingisse o ambiente de várzea causaria basicamente dano ecológico, uma vez que há pouquíssima atividade humana direta nesse ambiente. Por outro lado, em se tratando de dano socioeconômico, apesar do ISA baixo (3A), as praias seriam os ambientes mais afetados, sobretudo a Praia da Brasília (localizada imediatamente à jusante do Terminal de Outeiro) e, portanto, em sua área diretamente afetada. Além disso, as praias da ilha exercem forte atração turística, sendo bastante utilizadas pela população local e flutuante, notadamente de classes sociais mais baixas, desarticulando, caso seja atingida por derrame de óleo, a entrada de um significativo capital a um dos principais segmentos da economia local.

A maior escala de representação cartográfica adotada (1:10.000) advinda do uso de imagens de alta resolução (GeoEye), propiciou a redefinição dos ambientes, com a inserção de ISA's até então não cartografados em estudos anteriores desenvolvidos na área, em decorrência da limitada resolução espacial dos produtos de sensores remotos até então utilizados.

## AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) pela concessão das bolsas de iniciação científica e ao Projeto "Mapeamento e Elaboração de Cartas de Sensibilidade Ambiental à Derrame de Óleo (Cartas SAO) Para a Bacia da Foz do Amazonas" pela cessão dos dados.

## REFERÊNCIAS

- Brasil, Ministério do Meio Ambiente. Mapeamento de Sensibilidade Ambiental ao Óleo da Zona Costeira e Marinha. Disponível em: <<http://homolog-w.mma.gov.br>>. Acesso em 05 de junho de 2012.
- Gonçalves, F.D. 2005. Utilização de Dados de Sensores Remotos para o Mapeamento dos Índices de Sensibilidade Ambiental a Derramamento de Óleo na Baía de Guajará, Belém-PA. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 161p.
- Jensen, J.R., Halls, N.J., Michel, J. 1998. A system approach to environmental sensitivity index (ESI) mapping for oil spill contingency planning and response. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, v.64, n.10, p. 1003-1014.
- Petrobrás, Cenpes, Ama. 2004. Mapa de sensibilidade a derrames de óleo de áreas de influência do terminal de Belém da Transpetro, escala 1:49.752.
- Souza Filho, P.W.M., Miranda, F.P., Beisl, C.H., Almeida, E.F., Gonçalves, F.D. 2004. Environmental sensitivity mapping for oil spill in the Amazon coast using remote sensing and GIS technology. In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Anchorage, Alaska, p. 1-6.

## MINERAÇÃO E O ESTIGMA DE GRAN-VILÃ AMBIENTAL: MITOS E VERDADES

Antonio Fernando da Silva Rodrigues

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, [antonio.fernando@dnpm.gov.br](mailto:antonio.fernando@dnpm.gov.br)

### INTRODUÇÃO

Com a elaboração deste trabalho propõe-se reeditar o dilema entre correntes <desenvolvimentista> *versus* <preservacionista>, retomando-se a discussão sobre a complexidade concernente a conflitos socioambientais explícitos ou latentes, concernentes à crise civilizatória, sem desmerecer o âmbito das incertezas e provocar o enfrentamento entre a dualidade de escolhas atuais ou remetidas ao futuro.

Nessa perspectiva, ante o agravamento da crise socioambiental, as façanhas urdidas pelas disparidades do movimento ambientalista e a institucionalização das questões ambientais, o estabelecimento da interlocução entre os agentes sociais para uma gestão integrada parece urgente, ratificando um diálogo sobre as divergências epistemológicas em face das catástrofes ambientais mais frequentes e os rumos para o uso de bens naturais escassos e exauríveis.

A bibliografia estudada para discutir a sustentabilidade da produção mineral aponta para duas correntes que debatem o tema, caracterizadas de acordo com o ponto central das teses: a dos <recursos fixos> e de <custos oportunidades>.

1. A primeira encara os recursos explorados pela mineração como **não-renováveis e passíveis de exaustão**;
2. A segunda indica que **novas tecnologias suprirão as demandas futuras** à medida que os recursos poderão ser extraídos de fontes com menor concentração de minérios;

Ambas pressupõem que o Estado poderia interferir incisivamente na questão da internalização dos custos da produção e da recuperação dos impactos ambientais. Legalmente, o Estado instituiu o princípio <poluidor-pagador>, que parece não atender efetivamente a demanda degradante. A despeito do *trade-off*, admite-se que no discurso sobre <paradigma da sustentabilidade> existe o risco de algumas abordagens acadêmicas apresentarem uma tendência para localizar um lugar ideal de equilíbrio entre sociedade e natureza.

### FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Os pensadores sobre as Geociências — estreitamente associados aos mundos acadêmico, político e míneroempresarial — têm os Congressos e Simpósios de Geologia como importantes canais de debate epistemológico, verdadeira arena de convergências e divergências nos processos de construção, falseamento e afirmação de teorias, características das fases pré-paradigmática, paradigmática e pós-paradigmática de <Disciplinas Científicas>.

A despeito de se reconhecer que o problema central da filosofia da ciência reduz-se em grande parte àquilo que Kals Popper, 1973 (cf. Marques, A., s/d) designa do problema da *demarcação*, isto é, a tentativa de estabelecer um critério que permita distinguir as teorias científicas da metafísica e/ou da pseudo-ciência — impõe-se com condição *sine qua non* a uma dada hipótese ascender ao estatuto de teoria científica, que essa hipótese tem de ser falsificável, dado o pressuposto de que o método científico processa-se verificando a verdade do enunciado e até que ponto ela resiste a hipóteses contrárias.

Nessa perspectiva da neutralidade da verdade científica — *permissa venia* àqueles mais identificados com a corrente ambientalista, na medida em que não se ambiciona subestimar, marginalizar ou excluir quaisquer domínios de conhecimento científico ou saber, mas consciente de que não haver <neutralidade de opinião> (técnica, política ou ideológica), haja vista que a escolha do discurso compreende o caráter filosófico do sujeito e que de cada ato psicológico de conhecimento dê origem a perturbações ou inércias, obstáculos epistemológicos, preconceitos ou vícios intelectuais — advoga-se que o que antecede o planejamento do desenvolvimento (sustentável) é o conhecimento de um fato científico, condição fundamental à formação de um modelo de desenvolvimentos, numa estrutura prévia que lhe dê sentido (o paradigma).

## DEGRADAÇÃO AMBIENTAL PROVOCADA PELA MINERAÇÃO

Sob uma perspectiva ambiental — cuja lente gran-angular de análise capta fatores condicionantes da Geodiversidade, Biodiversidade e Sociodiversidade — os métodos de lavra adotados, sob uma perspectiva do conhecimento geocientífico e da excelência técnica da engenharia de minas, apresentam-se como elementos fundamentais à análise, à antevisão e à definição de uma série de impactos potenciais sócio-econômicos e ambientais específicos, relacionados à cada método:

- a – <Lavra a céu aberto>, com prevalência da <lavra seletiva, em tiras> (*strip mining*) e suas variantes; e
- b – <Lavra subterrânea> (mina de encosta, mina de plano inclinado e mina o vertical), onde se destaca o método de câmaras e pilares (*room and pillar*), atualmente com a manutenção dos pilares, por determinação técnica do DNPM.

No método <a céu aberto>, o avanço da frente de lavra seletiva do corpo mineralizado, pode implicar no desmonte e movimentação de grandes volumes de estéril/minério, gerando consideráveis áreas de material rochoso descartado, provisórias ou permanentes: a) <bacias de resíduos> (função econômica e/ou tecnológica) ou b) <bacias de rejeito> (descarte).

Implicações ambientais de maior ou menor grau:

1. **Geomorfologia:** supressão vegetal e mudanças no perfil topográfico, causando significativo impacto visual, com alterações nas feições panorâmica e paisagística, e aceleração de processos erosivos;
2. **Hidrológica:** os recursos hídricos, principalmente os superficiais, podem ser altamente impactados: desvios no sistema de drenagem, aumento da turbidez (sólidos em suspensão) e acidez da água (pH) e assoreamento. Entre os principais agravantes destacam-se eventuais agentes químicos contaminantes e/ou aceleração de processos erosivos nas encostas e material inconsolidado dos rejeitos.

Na <lavra subterrânea> os impactos ambientais, ainda que menos visíveis em subsuperfície, não são menos significativos do ponto de vista de eventuais implicações:

1. **Geotécnica:** subsidência do terreno (afundamento ou colapso da cobertura da câmara);
2. **Hidrogeológica:** rebaixamento do nível freático (com extinção de fontes naturais e reflexos negativos na rede hidrológica superficial); e
3. **Antrópica:** ruídos e vibrações (explosões).

Ainda que se possa admitir eventual ampliação do leque de impactos ambientais aos meios bióticos e antrópico, pontualmente, estas são as principais implicações que deram origem à locução pejorativa de <gran-vilã ambiental> à atividade de mineração, dissociada de uma perspectiva de sua importância para o desenvolvimento da sociedade moderna, perfeitamente identificada e consagrada pela <História das Civilizações>:

1. Idade da Pedra (Paleolítico e Neolítico);
2. Idade do Bronze (liga Cu-Sn);
3. Idade do Aço (Revolução Industrial);
4. Idade Nuclear (Raio-X);
5. Idade da Computação & Informação (Rede WEB; *high-techs*: Ta;ETRs)

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

### De Gran-vilã a aliada ambiental

O processo evolutivo do debate epistemológico sobre sustentabilidade impõe, não somente questões relativas à evolução semântica de expressões técnicas, mas verdadeira ruptura do paradigma do conceito, na medida em que a ECO-92 (des)classificou a mineração como atividade insustentável, fundamentada no <Ciclo das Rochas>, fator determinante à formação de jazidas na crosta terrestre, cujo horizonte de tempo converge para milhões/bilhões de anos, renovabilidade ininteligível quando comparada à expectativa de vida do homem (algumas dezenas de anos).

Nem todos os preconceitos, dualidades e paradoxos que se instalaram no processo de afirmação do <paradigma da sustentabilidade> nasceram nas disciplinas fronteiriças. Particularmente no pós-moderno, a prevalência do <julgamento midiático> —com o agravante das assimetrias de conhecimento e informação, alimentando a anemia endêmica do exercício crítico sobre a relação custo/benefício da

exploração dos recursos ambientais— passa a estigmatizar a mineração como <gran-vilã ambiental>, rótulo bem colado na ECO-92.

A despeito da afirmação de que o saber científico é construído por uma contínua superação de teorias ou falseamento de paradigmas, instalou-se na contemporaneidade um certo diacronismo ao discurso crítico, na perspectiva da agregação de sustentabilidade das atividades minerárias. Adverte-se, contudo, para o fato de que a ciência lida com exatidão e inexatidão, com incerteza e riscos de falibilidade e/ou falseabilidade na identificação de causas e efeitos de fenômenos **antropogênico** (supressão vegetal, chuva ácida), **geogênico** (terremoto) e **cosmogênico** (expansão do universo, aquecimento global, elevação dos níveis dos oceanos etc.)

Talvez, — guardadas as assimetrias de conhecimento científico e *status* de saber sistematizado — a grande contribuição para a evolução, não somente semântica mas do conceito de sustentabilidade, seria a investigação articulada sobre diferentes correntes de pensamento no que se refere o <estado da arte> da desejável justaposição do verbo agregar-sustentabilidade sócio, econômica e ambiental ao Mineralnegócio (Fig. 01 e 02).

1. **Social:** IDH-M, melhoria das condições de acesso aos recursos minerais, segurança do trabalho e saúde ocupacional, não ao trabalho infantil e escravo;
2. **Econômica:** CFEM (*royalty*), acessibilidade ao crédito, distribuição de renda, preço-justo etc.;
3. **Ambiental:** custo/benefício, max-exploração pela eficiência tecnológica, descomissionamento de mina e reabilitação de área impactada pela mineração.

### Mitos e Realidades

1. O processo de construção de indicadores sofre de intensionalidade e direcionalidade;
2. No processo de avaliação não há um único caminho, não existe uma verdade absoluta nas dimensões sócio, econômico e ambiental;
3. Os resultados esperados são aproximações da realidade — existem vários caminhos alternativos (Fig. 03) — muitas das vezes com contornos vagos, por envolver realidades multi-dimensionais, pela complexidade da tarefa;

Enfim, não há neutralidade ideológica no discurso, tampouco neutralidade técnica na construção de indicadores e na avaliação das intervenções/impactos, respectivamente. Com efeito, a resposta a um *trade-off* depende das crenças das pessoas envolvidas na situação, pois estas irão agir em conformidade com os princípios morais e éticos, prevalentes em determinada comunidade, que definem posturas e condutas mais corretas.

### REFERÊNCIAS

Marques, A. A doutrina do falseamento. Disponível em: <http://www.cfh.ufsc.br/~wfil/popper5.htm>. Acesso em: 26abril2013.

Rodrigues, A.F. S. Indicadores de desenvolvimento sustentável (IDS-Mine): desafios para a mineração na Amazônia. X Simpósio de Geologia da Amazônia. Porto Velho-SBG Núcleo Norte. 2007.

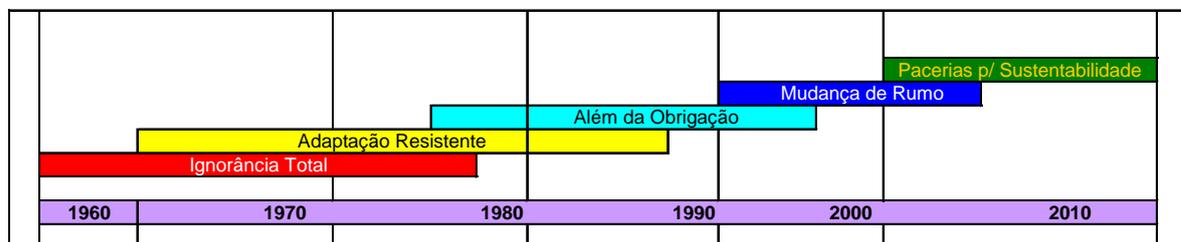


Fig. 01 – Gestão ambiental rentável e sustentável do Mineralnegócio.

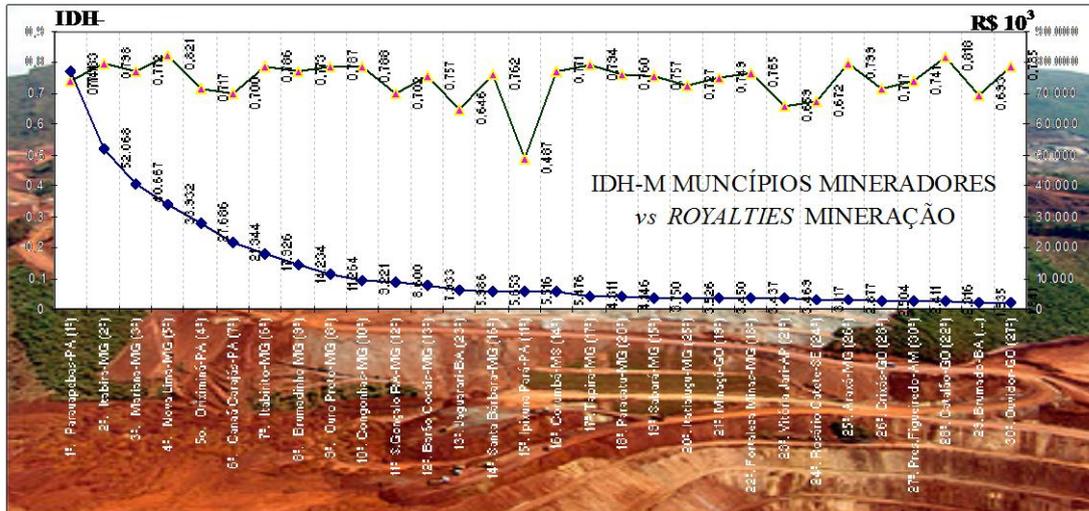


Fig. 02 – IDM-M: Mineração *versus* qualidade de vida nos municípios mineradores.

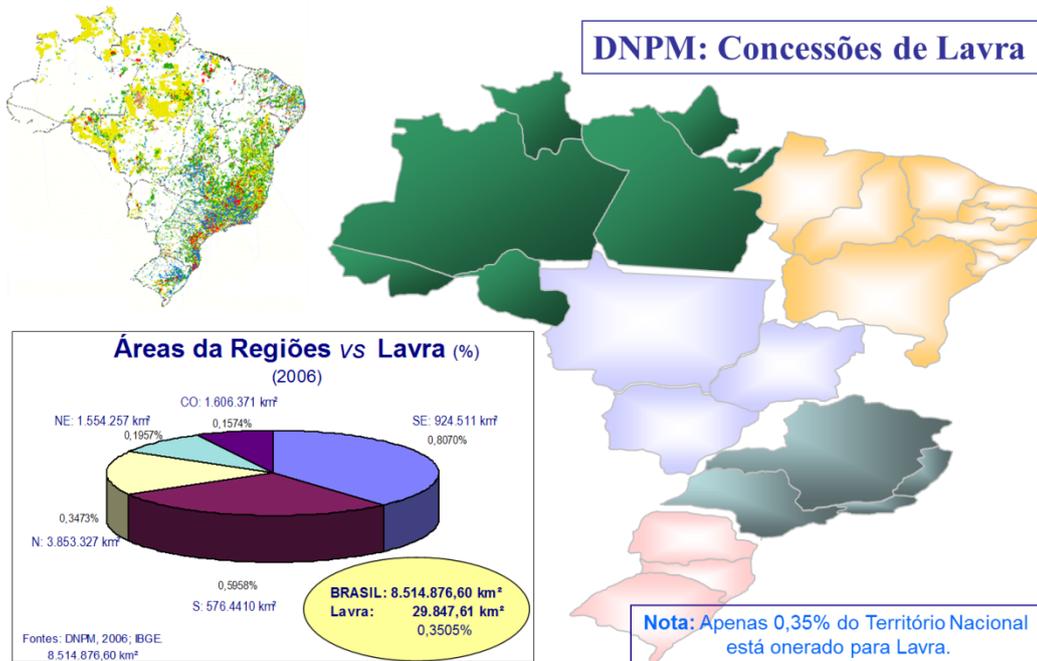


Fig. 03 – Impactos teóricos (absoluto e relativo) de áreas mineradas nas macrorregiões brasileiras.

## ACÇÃO EMERGENCIAL PARA DELIMITAÇÃO DE ÁREAS DE ALTO E MUITO ALTO RISCO A ENCHENTES E MOVIMENTOS DE MASSA NO MUNICÍPIO DE MANACAPURU (AM)

*Antonio Gilmar Honorato de Souza & Elton Rodrigo Andretta*

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Manaus.

### INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Desastres naturais acontecem em todo o país, como as inundações de Alagoas e Pernambuco em 2010, Santa Catarina em 2011, Acre em 2012 e das chuvas catastróficas ocorridas na região serrana do Rio de Janeiro em janeiro de 2011. Estes eventos acarretaram a perda de milhares de vidas humanas e ultrapassaram todas as expectativas das previsões dos sistemas de alerta existentes. Desta forma o Governo Federal criou um programa de prevenção de desastres naturais, visando minimizar os efeitos desses eventos sobre toda a população.

A ocupação de encostas sem nenhum critério técnico ou planejamento bem como a ocupação de fundos de vale são os principais causadores de mortes e de perdas materiais.

Visando uma redução das perdas humanas e materiais, o Governo Federal, em ação coordenada pela Casa Civil da Presidência da República e em conjunto com os Ministérios da Integração Nacional, Ministério das Cidades, Ministério de Ciência e Tecnologia, Ministério da Defesa e o Ministério de Minas e Energia firmaram convênios de colaboração mútua para executar em todo o país o diagnóstico e mapeamento das áreas com potencial de risco alto a muito alto.

O programa é executado pelo **Serviço Geológico do Brasil – CPRM** cuja missão é mapear e delimitar os locais de alto e muito alto risco geológico e sugerir ações mitigadoras de desastres naturais.

Os mapas resultantes desta ação emergencial serão disponibilizados às defesas civis de cada município e os dados finais irão alimentar o banco de dados do **CEMADEN** (Centro de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais), responsável pela emissão de alertas de ocorrência de eventos climáticos de grande magnitude, e do **CENAD** (Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres), ligado ao Ministério da Integração Nacional, que como atribuições, entre outras, o monitoramento, a previsão, prevenção, preparação, mitigação e resposta aos desastres, além de difundir os alertas nos estados e municípios.

### CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO LOCAL

O município de Manacapuru se localiza na porção central do Amazonas, distante 84 quilômetros a sul da capital, cortado pelo rio Solimões, em uma região geologicamente dominada pelos arenitos, siltitos e argilitos amarelo-avermelhados da Formação Áter do Chão, geradas durante o Cretáceo Superior e Paleoceno (entre 55 -100 milhões de anos), coberta por depósitos de terraços fluviais e depósitos recentes. Estas rochas encontram-se intensamente lateritizadas, com crostas lateríticas ferruginosas em transição para lato-solo espesso. O relevo local tem uma configuração fracamente ondulada, caracterizado por morros de vertentes suaves que atingem cota de 100m.

A zona urbana do município, localizada na margem esquerda do rio Solimões, que tem uma diferença de cota máxima entre cheia e vazante de 15,73 metros, sendo que em 2012 foi registrado a maior cheia com 20,68 metros, e a maior seca em 1997 chegando a 4,95m.

### RESULTADOS OBTIDOS

As visitas técnicas de campo realizaram-se com membros da Defesa Civil de Manacapuru e identificaram 12 áreas consideradas de risco alto e muito alta associadas principalmente aos movimentos de massas (escorregamentos), sendo 10 áreas na zona urbana. Totalizando 316 moradias e 1348 pessoas em situação de risco.

Na orla da cidade, bairro Centro (MN\_SR-01) há um calçadão com muro atirantado, onde parte da obra encontra-se com erosão interna, ficando vazios sobre o calçamento o que gerou o abatimento do mesmo e rachaduras em parte do muro em risco de deslizamento e soterramento de embarcações e pontões fluviais.

Nas periferias da sede municipal, principalmente nos bairros União (MN\_SR-02), Loteamento Dona Eli (MN\_SR-06), Novo Manacá (MN\_SR-07 e MN\_SR-10), Vila Verde (MN\_SR-08) e Centro (MN\_SR-09) as casas são construídas próximas a encostas íngremes, com indícios de instabilidade ou históricos de deslizamentos. Geralmente esses locais são caracterizados pela ausência do tratamento de esgoto e água servida lançada diretamente na encosta, bem como despejo de resíduos sólidos, árvores inclinadas, ravinas em evolução, bananeiras, cacimbas e fossas sépticas na encosta. O tipo de moradia no geral é madeira ou mista, embora também existam casas de alvenaria.

No bairro Morada do Sol (MN\_SR-03), há casas oriundas de ocupação desordenada sobre antigo “lixão” atualmente aterrado, com risco de deslizamento na encosta com 8 metros soterramento das residências situadas na base da encosta. Presença constante de resíduos sólidos exposto na área. Área com nascentes evidenciados por Buritizeiros. Presença de ravinas devido ao precário sistema de drenagem pluvial e lançamento de águas servidas direto na encosta. Predomina casas de madeira com restritas de alvenaria, com rachaduras na fachada. Já houve deslizamento e soterramento no passado em períodos de chuva.

O Setor MN\_SR-04 na orla do Bairro Terra Preta é o mais afetado pelo fenômeno de “Terras Caídas”, onde o rio Solimões faz a curva e solapa os sedimentos, principalmente durante o período de vazante. Em outubro de 2010, três crianças faleceram devido a um grande deslizamento rotacional, que atingiu algumas casas flutuantes, várias embarcações regionais e canoas. Atualmente na área conhecida como Beco do Boto, há casas na beira de uma encosta íngreme de Terra Firme, com altura de aproximadamente 20m. Na parte baixa é constantemente alagada e apresenta maior potencial de deslizamento por ser constituída de sedimentos inconsolidados argilo-siltoso, com restos de serragem e resíduos sólidos despejados nesses sedimentos. As casas são na maioria de madeira sem sistema de tratamento de esgoto, com água lançada diretamente no igarapé que deságua no rio Solimões ou na encosta. As casas de alvenaria comprometidas apresentam rachaduras. Há também voçoroca instalada. São comuns cortes verticais no talude para instalação das moradias, presença de árvores inclinadas, bananeiras na encosta e fossas sépticas no alto da encosta.

A Ilha do Açú (município de Manaquiri), na margem direita do rio Solimões (MN\_SR-11) e zona rural, é afetada intensamente pelo fenômeno de “Terras Caídas”, aonde mais de 50 famílias foram atingidas nos últimos anos, devido à queda das casas, rede elétrica e ruas destruídas pelo fenômeno, que segundo relato de moradores causou a erosão de mais de 1000 metros de terras obrigando-os a abandonarem a localidade. Na ilha restam somente duas casas com 7 pessoas, cultivando malva. A ilha é constituída por sedimento argilo-siltoso com areia fina de depósitos recentes associados a meandro abandonado.

Na Costa do Laranjal (MN\_SR-12) observa-se cicatriz de deslizamento planar e queda de barranco (blocos de solo) que atingiu o solo de alteração e os litotipos da formação Álter do Chão, deixando o talude praticamente na vertical com o colúvio na base. Moradias, rede elétrica e estrada de acesso na parte superior com risco de deslizamento. Algumas casas e flutuantes na parte inferior com risco de soterramento, podendo ser atingidas pelos sedimentos ou pela onda criada por ele. Segundo moradores esses eventos ocorrem normalmente junto com a cheia do rio.

## SUGESTÕES

- Maior controle da ocupação das encostas e fundo de vale, promovendo a recuperação da mata local ou estabelecendo projetos para novos usos dessas áreas, de acordo com as características ambientais da região;
- Campanhas de educação ambiental para a população, promovendo o entendimento dos prejuízos causados pelo descarte irregular e o acúmulo de lixo nas drenagens;
- Campanhas de sensibilização da população para apoiar a Defesa Civil nos momentos de emergência, entendendo a necessidade de evacuações imediatas ou permanentes. Palestras em igrejas, praças e escolas, bem como distribuição de cartilhas e sessões de vídeos com situações de emergência podem colaborar para o entendimento;

- Vistorias efetivas e periódicas por profissionais da área de engenharia e/ou geotecnia, com realização de obras adequadas e dimensionadas para o município;
- Ressalta-se também a importância da elaboração de Plano Municipal de Redução de Risco, visando o planejamento de ocupação urbana de forma adequada.

#### **REFERENCIAS**

Carvalho, C. S. & Galvão, T. G. 2006. Prevenção de Riscos de Deslizamentos em Encostas: Guia para Elaboração de Políticas Municipais. Brasília: Ministério das Cidades; Cities Alliance, 2006.

## THE IMPACT OF THE SMALL – SCALE GOLD MINING NEAR THE BROWNSWEG VILLAGE, DISTRICT OF BROKOPONDO – SURINAME

Binda Amiet<sup>1</sup>; Jagdew Monique<sup>1</sup>; Goenopawiro Kenneth<sup>2</sup>

1 - Geology student of the Anton de Kom University of Suriname, Faculty of Technology- Department of Geology & Mining  
(amiet\_86@hotmail.com) ; (monique1.23@hotmail.com)

2 - Geologist/ Lecturer of the Anton de Kom University; Faculty of Technology (kenneth.goenopawiro@uvs.edu)

### INTRODUCTION

District Brokopondo has 8340 inhabitants of which approximately 5000 lives in the Brownsweg village (Census 2010), most of these people are maroons where the life skills depends on the agriculture and fishery. With the “BOOM” of Gold fever these peoples switched over to the Small-Scale Gold Mining.

We have done our study in this area to report the impact of the Small-Scale Gold Mining on the village.

### REGIONAL GEOLOGY OF SURINAME

Suriname is a small independent country in South America, situated on the Guiana Shield (Fig. 1). Suriname we can classify geologically in the Coastal plain (20%) and Guyana shield (80%). The coastal plain consists mainly of young sediments while the shield consists of hard rocks. The hard rocks of the Guiana Shield consist of metasediments and metavolcanics, a part of this is known as the Greenstone Belt. The Greenstone Belt is geologically characterized by the reserves of gold which is most commonly found in fractures and rocks. (Reference Geological and Mining Services of the Government (GMD)-1972-Geological map of Suriname. Uitgave Centraal Bureau Luchtkartering – bedruk)

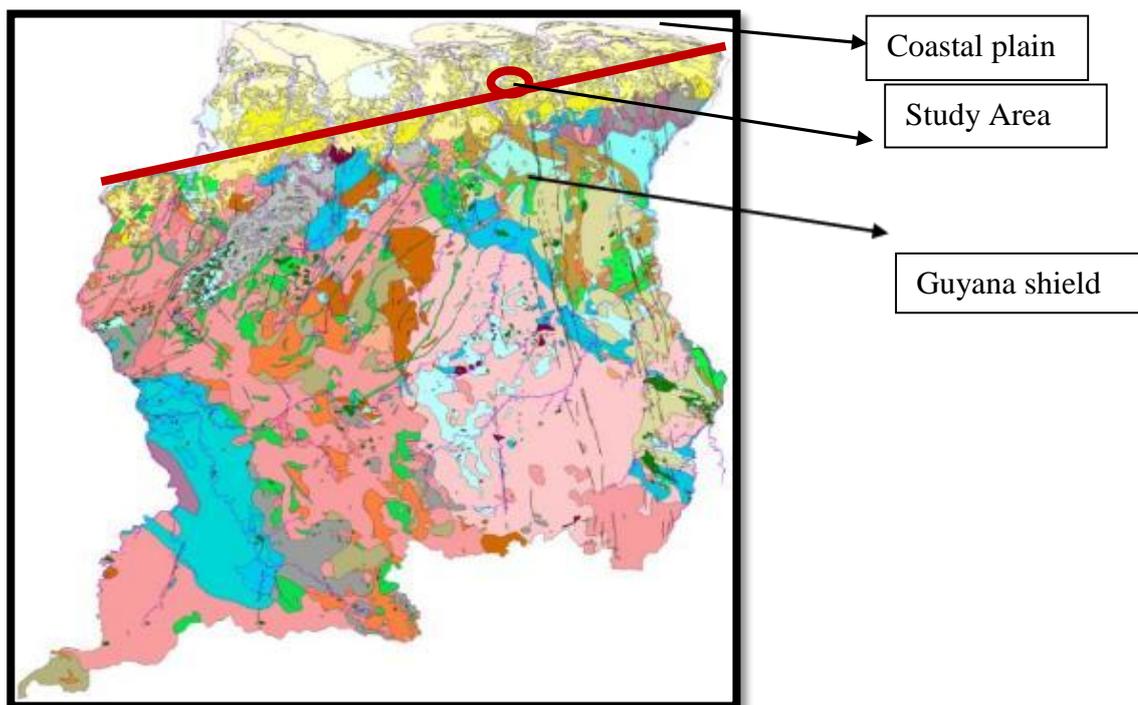


Figure 1 -Geological map of Suriname.

### METHODS AND TECHNIQUES

The collection of information consists of: Fieldwork (describing the used mining method); Interview of the miners; collected photo material; literature study.

## SMALL-SCALE GOLD MINING

### General information

The small-scale gold mining is a system to extract gold using simple tools. In the early 20<sup>th</sup> century of the “gold rush” simple tools were used such as: longtom, sluice box, batea (pan). Nowadays, with the advanced technology and the increasing gold price the miners uses water pump, water pipes, retort, excavators and crushers (Fig. 2).

### OPERATION OF THE SYSTEM

This system of mining is a 'suction and spray system'. The ore material in which gold is present is loosed by water and a water pump so that a "slurry" is created. This slurry with another suction pump is sucked and transported via pipes to the sluice box. The sluice box is prepared under a favorable angle between 30° - 45° so that the slurry can flow in a downwards slope. The slurry is made up of sediments that also contain parts of gold. Gold has a higher density than the other sediments so that it settles down during the flow and is captured by the vinyl mat, on the bottom of the sluice box.

The rest of the material that is not collected in the mats of the sluice box, streams out of the sluice box and is dumped. When the mats get filled up with sediments and gold particles, they get cleaned. The gold particles with heavy sands are then separated from each other by using mercury (gold amalgam). Finally, the gold amalgam is burned to keep only gold while the mercury evaporates.

This system has both positive and negative influences on the community of Suriname. Some of the positive influences of small- scale gold mining is that, each year an average of 17,000 kg of gold is produced, that means economic strengthening of the country and employment

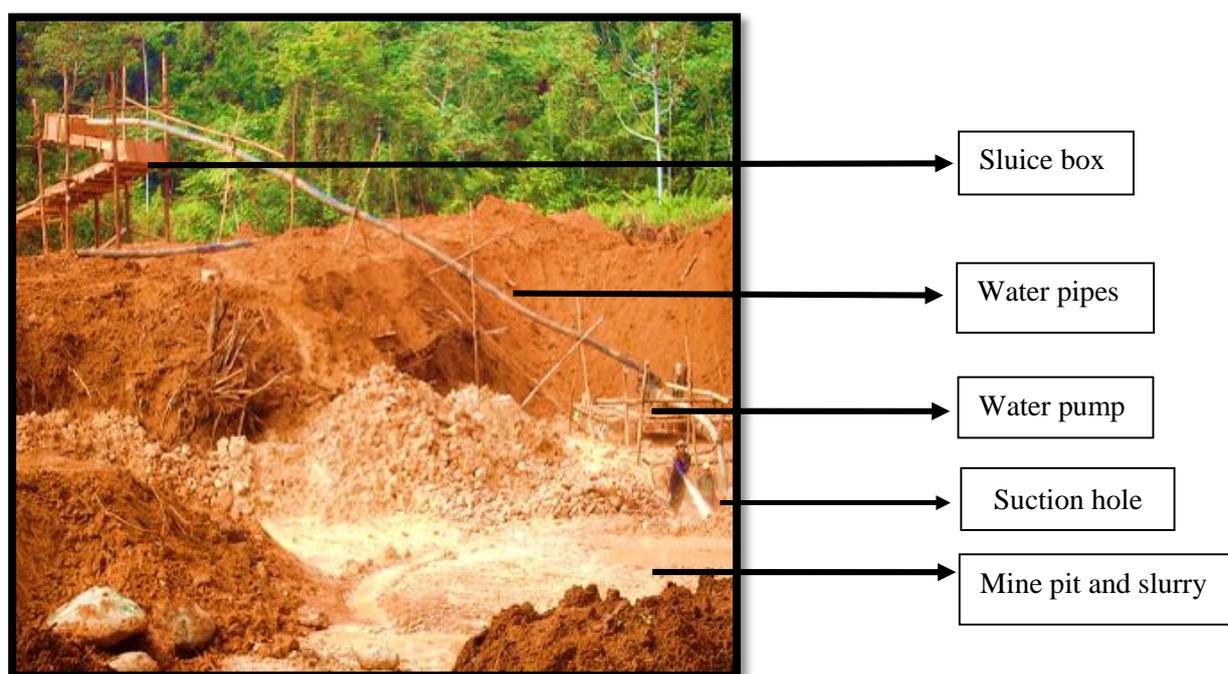


Figure 2 - Small scale gold mining.

### SOME OF THE IMPACTS ARE

#### Irresponsible deforestation widely

To start with mining activities the forest must first be cleared. All the trees are cut down and just put on the side and even burned in most cases. Even the humus layer is removed and thrown away. During deforestation the flora and the fauna are disturbed. This implies that they are not thinking of protecting the animals, plants and environment. The trees have an important function because their roots hold the soil in place so that it is not washed away (desertification). If it does, then there is soil erosion. The removal of trees can have the consequence that there is less oxygen. During this process the ecological system is disturbed. (Fig.3).



Figure 3- Deforestation widely on a riverbed using for the mining.

#### **THE EFFECT OF MERCURY ON THE ENVIRONMENT**

- Water pollution - Water pollution include discharge of the remaining slurry (turbit water) in the creeks. Mercury that is used in the mining pits and sluice box to bind the gold, ends up with the remaining slurry in the creeks as well. The creek water is used by the villagers for drinking, fishing and to wash. Once in the environment, mercury can be converted to the highly toxic methyl mercury. (Fig. 4)
- Soil Contamination - By the use of mercury it ends up together with water in the soil. When there is an abundance of mercury it can pollute the groundwater and is also absorbed by plants and animals. (Fig. 4)
- Air pollution - Air pollution includes burning of mercury in the open air. To extract the gold from the concentrate, mercury is used to form the gold amalgam. Amalgam is a solution of mercury and gold. To purify it, the gold amalgam is burned. During this process, the mercury is released in the form of mercury vapor. Inhaling a certain level can be dangerous for your health.



Figure 4 - Mercury use in the mine.

### **Irresponsible dumping the tailing**

When the slurry flows from the sluice box it is collected in a tailing pond, and sometimes reused. In most cases, it will be routed to the creeks. Once in the creeks you get:

- Turbid water that can no longer be used because it is filled with sediments.
- Fish also move away from the area.

### **Safety and health**

During all these activities the health and safety precautions are very important but are neglected. Some unsafe works are: collapsing of the mine pits; working without gloves when using mercury.

### **Social**

The presence of commercial sex workers in the gold mining areas and sparsely using condoms ensures that HIV is easily transmitted. Most of the children who live on the mine fields are not in school. And the mined pits provide accumulation of water in which tropical diseases such as malaria can occur.

## **CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS**

We have concluded that these mine activities gradually constitute a danger to the environment in that area and for the people who live in the village. This may even have adverse effects on people and animals that do not live in that area since the creek water flows into the rivers. And these rivers with the polluted water are streaming through the village. Also the use of mercury should be completely customized because it also forms a threat to the environment. To prevent all of these contaminants and to create a healthier environment a few recommendations are hereby included:

### **Ad1. Irresponsible deforestation widely**

A few solutions to deforestation are: working with a rehabilitation program where the mined-out area is relocated in original condition as much as possible. This can be done by planting trees (reforestation)

### **Ad2. Mercury use**

The best option is actually not to use mercury in the sluice box and in the mines. During the burning of the gold amalgam, a retort has to be used. The gold amalgam is placed in the retort, and is burned. The vapor that is released is guided by a pipe to a bucket with water. This means that mercury vapor does not enter in the air. After this the mercury vapor is converted back to fluid mercury and reused. The different mercury-free methods are:

1. Gemini Table (Shaking Table)

This is a shaking table of which the blade is made of fiber glass. The top consists of slots. By the flow of water and shaking movement gold will be concentrate in the slots

2. Sluice box

The sluice box can be used by the miners but without mercury

### **Ad3. Irresponsible dumping the tailing**

The polluted water which eventually flows to the creeks comes from the tailing. In order to prevent this polluted must be purified first. This can be done by leaving the water so that the fine sediments settle. After this, the water can be led to the creeks or it can be reused.

### **Ad4. Safety and health**

With a proper plan before mining a lot of catastrophe can be avoided. A few aspects that are necessary are the angle of the mine pit, type of material and depth and water dam.

## **REFERENCES**

Bunt, J.; Ruessink, M.-1997 Going for Gold -Enschede,  
Ripley, E.; Redmann, R.; Crowder, A. -1996- Environmental effects of mining. Canada,  
Geological and Mining Services of the Government (GMD)-1972- Geological map of Suriname. Uitgave  
Centraal Bureau Luchtkartering – 6<sup>o</sup>druk.

## IDENTIFICAÇÃO DE IMPACTOS AMBIENTAIS GERADOS PELA PRODUÇÃO DE CERÂMICA VERMELHA, UM ESTUDO DE CASO BRAGANÇA-PA

*Caroline Morales, Nafitalino dos Santos Everton*

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará Campus Bragança

### INTRODUÇÃO

A interação do homem com o meio ambiente normalmente requer extração e uso de recursos naturais, o que é necessário para a produção de bens serviços e para suprir as carências do ser humano. Recursos naturais estão no meio ambiente físico ou biológico, como por exemplo, no solo, nos vegetais, nos animais, nos minerais; aqueles que de alguma forma podem interessar para serem transformados em um produto ou serviço (FERREIRA & KELLER, 2009).

Segundo os estudos arqueológicos, no Brasil, especificamente na região amazônica, relataram a presença de cerâmicas simples com idade superior a 5.000 anos. Um tipo de cerâmica mais elaborada foi encontrado na Ilha de Marajó, a cerâmica do tipo marajoara (ABC, 2010). O que proporcionou a instalações de inúmeras cerâmica de produção na região, a atividade de extração, ou mineração da argila, é altamente impactante e com grande potencial de degradação, sendo assim, faz-se necessário seguir rigorosamente a legislação ambiental específica para esta atividade, a fim de obter licenciamento e autorização (FORT, C. T., VALENTIM, K., ALMEIDA R. M., 2010, pag.32). Segundo a Associação Brasileira de Cerâmica os impactos ambientais podem ser definidos como: “qualquer alteração das propriedades físico-químicas e/ ou biológicas do meio ambiente, devido a qualquer forma de matéria ou energia por atividades humanas” (ABC, 2010). Estes impactos são significativos, causam danos ao meio ambiente e a falta de responsabilidade faz com que a fiscalização se torne pouco frequente, transferindo as consequências à sociedade (IBAMA, 2001).

Este artigo teve como objetivo apresentar e analisar os impactos ambientais referentes a extração de argila para produção de cerâmica vermelha que em geral, segundo a referida associação, caracteriza-se com sendo “materiais de coloração avermelhada usados na construção civil (como tijolos, blocos, telhas e etc.), que também pode ser usada na confecção de utensílios de uso doméstico e de adorno” (ABC, 2010), que se apresenta em três localidades que realizam essa atividade na cidade de Bragança-PA. Além de dar subsídios para encontrar mecanismos adequados de gestão ambiental para serem aplicados à região.

### METODOLOGIA UTILIZADA.

Na localidade, há duas classes de trabalhadores que dependem da extração de argila: os oleiros, responsáveis pela fabricação de tijolos e venda de argila e; os ceramistas, que compram a argila e produzem arte em cerâmica. Foi analisada a fabricação do início ao fim entre os diferentes métodos de produção e verificaram-se as etapas de extração, moldagem, secagem e queima em todas localidades. Os maquinários utilizados são do tipo manual, semi-manual (maior abundância) e industrial.

Foram pesquisadas todas as unidades produtivas, perfazendo o total de 26. Constatou-se que apenas 23 estão em funcionamento, 3 estão inativas por motivos desconhecidos.

Para identificar a categoria das olarias foi necessário um levantamento das etapas de produção existentes, quantidade produzida por dia ou semanal, tempo de funcionamento e quantidade de funcionários. Dessa forma obteve-se as categorias de empresa de pequeno, meio e grande porte.

A verificação da situação ambiental levou em consideração o cuidado ambiental, os principais problemas, o abastecimento d'água, ponto de extração, existência de licenciamento ambiental, matérias-primas utilizadas, destinação dos resíduos gerados e se desenvolvem alguma prática de gestão ambiental na produção.

Em Bragança a argila é utilizada para fabricação de tijolos, telhas e para artesanato na região, onde o predomínio é a produção dos materiais de construção civil tendo em vista atender o mercado interno do município e também externo como cidades próximas que são Tracuateua, Augusto Corrêa, Capanema, além de destinar para capital do estado que é Belém. Encontra-se distribuídas nos campos bragantinos, em área da Reserva Extrativista Marinha Caeté-Taperaçu, e de várzea nas proximidades ao rio Caeté.

## RESULTADOS OBTIDOS OU ESPERADOS

Foram encontradas 26 olarias distribuídas em três localidades analisadas 10 na comunidade Taperacu-campo, Arcapara, Tamatateua que estão inseridas na Reserva extrativista marinha Caeté-Taperacu onde também visualiza-se a produção de artesanato; 15 encontram-se na comunidade da Fazendinha localizada na margem do Rio Caeté e uma esta isolada no Bairro do Jiquiri.

Observa-se abundância de olarias de pequeno porte, uma de médio que produz em média 25.000 tijolos e telhas por dia e apenas uma e considerada de grande porte, sua produção média diária e de 60.000 tijolos e já possui instalações para chegar a 180.00 tijolos por dia. Em sua maioria as olarias que produzem em pequena escala são gerenciadas por pessoas da mesma família que se unem para um bem comum: gerar renda, estas produzem em média 6.000 tijolos por semana.

O ponto de extração em que o insumo para produção e retirado na comunidade do Taperacu-campo, Arcapara, Tamatateua se encontra disperso, cada unidade possui seu próprio ponto e outros adquirem compram o recurso faz com que o custo da produção se eleve. Na localidade da Fazendinha este sistema de difere, pois há ocorrência de apenas um ponto de extração para todas as olarias encontradas na área este encontra-se perto do rio caeté. A olaria no bairro do Jiquiri possui sua própria área de extração.

Os impactos ambientais encontrados são semelhantes nas três áreas analisadas: mudança da paisagem, desgaste do solo, retirada da vegetação nativa, produção de gases através do processo de queima da lenha, contaminação do lençol freático (por fossas negras), queima de combustível (diesel) para ligar o motor e desmatamento através da obtenção de lenha proveniente de outros locais para o processo de queima.

A olaria de médio porte e a associação dos oleiros realizam atividades de reflorestamento, para reconstrução de mata ciliar e manejo ecológico respectivamente, além desse cuidado ambiental a olaria localizada no Jiquiri, mais antiga da região aproximadamente 80 anos, possui atividades como piscicultura na cavas e descanso para possibilitar a renovação da antiga área de extração de argila.

As matérias-primas identificadas para a produção de tijolos, telhas e artesanato foram a argila, lenha, serragem, caroço de açaí, fasquio (sobra de madeira das cerrarias), e água. Além disso e comum utilizarem diesel para ligar as maquinas semi manuais (tecnologia baixa) que produzem o tijolo. A água em todos os locais e retirada de poços artesanais mas principalmente de poços do tipo amazonas construídos pelos proprietários.

Quanto a questão dos resíduos sólidos produzidos por esse tipo de atividade no local o barro mole e colocado para amolecer novamente e reutilizado na produção. O tijolo seco pouco danificado e comercializado a um preço mais baixo como produto de segunda. Os que estão totalmente danificados são reutilizados para a aterro de estradas pela própria olaria ou/e comercializado.

## CONCLUSÕES/ RECOMENDAÇÕES.

A ausência de licenciamento ambiental em grande parte das olarias, apenas duas possuem, demonstra o descaso com o meio ambiente e falta de fiscalização pelos órgãos ambientais da região. A falta de energia elétrica na região ocasiona a utilização de maquinas semi-manuais que além de ser mais barata não necessitam desse recurso, no entanto utiliza-se óleo diesel para o seu funcionamento aumentando os gases prejudiciais ao meio ambiente.

Apesar destes impactos de grande importância algumas medidas a favor do meio ambiente estão sendo tomadas como o reflorestamento para reconstrução da mata ciliar e para fins de manejo podendo ser utilizados como matéria-prima para a produção de materiais de construção civil.

Antigamente muitas olarias utilizavam a vegetação nativa da região acarretando no esgotamento desse recurso, por esse motivo foi necessário buscar em outras localidades e outras formas de obter esses insumos. Uma consequência preocupante disso e que não há cuidado ou mesmo conhecimento na maioria dos casos de sua origem.

A substituição de lenha por serragem e caroço de açaí são técnicas consideradas sustentáveis, pois se utiliza resíduos gerados por madeireiras que anteriormente eram inutilizados beneficiando o meio ambiente com a diminuição do desmatamento e redução de custos para os oleiros.

Para obter uma postura correta perante o meio ambiente e necessária a redução dos impactos ambientais analisados, adequação com as leis ambientais e melhoria na fiscalização. Para isso e importante a realização de um estudo de perspectiva de vida útil da reserva, renovação da área de extração e métodos de produção mais eficientes em relação ao meio ambiente e disseminar de forma ampla as ações, técnicas e benefícios da gestão ambiental já desenvolvida na região.

## REFERÊNCIAS

- Associação Brasileira de Cerâmica (ABC). Disponível em: <<http://www.abceram.org.br>> Acesso em: 21/09/2010.
- Associação Brasileira de Cerâmica (ABC). Disponível em: <<http://www.abceram.org.br/>> Acesso em: 21/09/2010
- Associação Brasileira de Cerâmica (ABC). Disponível em: <[http://www.abceram.org.br/asp/abc\\_51.asp](http://www.abceram.org.br/asp/abc_51.asp)> Acesso em: 21/09/2010
- BNDS. Cerâmica para revestimentos. Informe Setorial, Rio de Janeiro. n. 15. agos/2000. Disponível em: <<http://www.bnds.gov.com.br>>. Acesso em 22 de maio de 2004.
- Correia Filho. F. L. Projeto Avaliação de Depósitos Minerais para a Construção Civil PI/MA. Teresina: CPRM, 1997. v.1.
- Ferreira, D. D. M. Keller, J. Geração e Descarte de Resíduos do Processo Têxtil: Um Estudo de Caso sob a Ótica dos Colaboradores. In: XIV Simpósio de Engenharia de Produção, 2009.
- Fort, C. T., Valentim, K., Almeida R. M., Proposta de Mitigação De Impactos Ambientais para Licenciamento de Pátio de Secagem de Cerâmica, Curso de Tecnologia em Gestão Ambiental da Universidade Anhembí Morumbi, São Paulo, 2010.
- Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA)- Manual de Normas e Procedimentos para Licenciamento Ambiental no Setor de Extração Mineral, 2001.

## DEGRADAÇÃO E PERCEPÇÃO AMBIENTAL NA APA DE ALGODOAL – MAIANDEUA

Cássio Rogério Graças dos Santos

Universidade Federal do Pará

### CONCEITUAÇÃO DE APA

Neste momento tentará conceituar uma APA, a partir de algumas leituras sobre o tema, as Áreas de Proteção Ambiental, são consideradas como Unidades de Conservação (UC) de uso sustentável, onde a presença humana é permitida, assim como atividades econômicas de caráter sustentável e que, teoricamente, não agriam, destroam, modifique, os ecossistemas.

Quem regulamenta as UC é o Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC). A Lei, é o resultado de muito debate em torno do tema, principalmente relacionada a presença humana dentro das unidades de conservação, mesmo não agradando as partes, protecionistas e conservacionistas, é considerado o documento mais completo e democrático relativo ao tema. A Lei que regulamenta o SNUC é 9.985, de 18 de Julho de 2000. Assim um APA seria:

É uma área em geral extensa, com um certo grau de ocupação humana, dotada de atributos abióticos e bióticos, estéticos ou culturais especialmente importantes para a qualidade de vida e o bem estar das populações humanas e tem como objetivos básicos proteger a diversidade biológica, disciplinar o processo de ocupação e assegurar a sustentabilidade do uso dos recursos naturais. É constituída de terras públicas ou privadas. As condições para a realização da pesquisa científica e visitação pública nas áreas de domínio público serão estabelecidas pelo órgão gestor da unidade e nas áreas sob propriedade privada, pelo seu proprietário. A área de proteção ambiental deve ter um conselho presidido pelo órgão responsável por sua administração e constituído por representantes de órgãos públicos, de organização da sociedade civil e da população residente. (Lei 9.985/00).

De acordo com o SNUC é permitida a visitação, pesquisa científica, atividades econômica, etc., mas a grande dificuldade é conciliar interesse econômico, onde a busca pelo lucro e o desejo pelo consumo é essencial e o interesse conservacionista, onde procura frear as atividades degradantes ou/e assegurar o bem estar do ambiente, respeitando os limites naturais. Assim, deve levar em conta os diversos interesses, que em muitos casos são conflitantes, na constituição de uma unidade de conservação.

Guerra (2009) dá um exemplo de uma APA que está sofrendo com o inchaço populacional, degradação ambiental, tais como: escorregamento de massas, desmatamento, construção irregulares e poluição hídrica é a APA de Petrópolis que foi criada em 1982. O que resultou da falta de um planejamento e fiscalização adequada, na implantação de infra – estruturas para a ocupação, gerando nos períodos chuvosos desastres ambientais e sociais irreversíveis.

### ASPECTOS GERAIS DA APA DE ALGODOAL

O litoral do nordeste paraense é classificado por Barbosa; Pinto (1973) como “costa de rias”, pelo aspecto estuarino, formado pelo afogamento pela transgressão marinha, que ocorreram no Quaternário. Mendes; *et al* (2001), afirma que o litoral paraense pode ser dividido em dois domínios geomorfológicos a Planície Costeira constituída a sedimentos argilosos e arenosos, resultante da dinâmica das marés, ondas e ventos, que forma um relevo relativamente plano, o outro é o Planalto Costeiro, corresponde a um relevo de degradação, com formações levemente ondulados, voltados para o mar, com falésias ativas e com plataforma de abrasão associados. Os ecossistemas encontrados na ilha de Algodão são as praias, dunas, restingas, mangue e apicum.

A vegetação é caracterizada por espécies de mangue (*Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa*), campos naturais (gramíneas e ciperáceas) e restingas (*Chrisobalanus icaco*, *Bulbostylis capibaribensis*, etc.),

Ribeiro & Sena (1995) ainda definiram várias espécies de várzeas e capoeiras na ilha de Algodual. (MENDES, *et al*, 2001, p. 104)

A APA de Algodual – Maiandeuá é da Lei Estadual nº 5.621/90 que se constitui de duas ilhas Algodual e Maiandeuá, porém o processo para a criação dessa unidade de conservação se iniciou em 1989. A gestão da APA é realizada pela Secretária de Estado e Meio Ambiente/Pará (SEMA/PA), já que é uma unidade de conservação estadual.

Segundo a funcionária da SEMA, a gerencia desenvolve ações de acordo com as demandas da unidade, como infraestrutura, educação ambiental, desenvolvimento e valorização as comunidades locais, o plano de manejo ainda está em construção, a criação da APA foi em 1990, portanto há 20 anos e ainda não tem um plano de manejo. Uma das ações que regula o transporte dentro da ilha é a proibição de veículos automotores, só quem tem permissão de ter esses tipos de veículos é a companhia elétrica, para fazer reparos e manutenção da rede de energia elétrica, os únicos meios de transportes são as bicicletas e as charretes puxadas por cavalos.

### **PERCEPÇÃO DA DEGRADAÇÃO AMBIENTAL PERCEBIDA PELOS MORADORES DA ILHA**

A visita a APA ocorreu entre os dias 6 e 10 de Junho de 2012, com o principal objetivo de conhecer essa modalidade de unidade de conservação e também, conhecer as práticas desenvolvidas pela SEMA/PA referentes à conservação dos ecossistemas e relacionados à Educação Ambiental. No seminário, o ponto que mais foi tocado, foi à questão relacionada à conservação e preservação dos ecossistemas, a conceituação de Educação Ambiental, a partir da legislação e através de diversos autores e concepções. Contou a participação de alguns moradores e donos de pousadas que também se preocupam com a questão ambiental na ilha, já que é pela beleza natural que atrai turistas das mais diversas partes do estado e do país, e algumas reivindicações foram feitas e alguns pontos expostos como a questão do lixo e a falta de coleta seletiva.

Na comunidade de Fortalezinha, que fica na ilha de Maiandeuá, observou-se uma parte que está sofrendo com a erosão, formando uma voçoroca em uma face de uma falésia, que segundo Mendes *et al* (2001) pode ser considerada, em seus estudos como, uma área suscetível a degradação ambiental, por ser uma área ativa, ou seja, sofre constantemente com a dinâmica das marés. A voçoroca está associada à ocupação por casas e a retirada da vegetação, que com chuvas intensas e com a saturação dos poros, no solo, provoca o escoamento superficial acelerado, o que leva à erosão laminar, passando por pequenas ravinas até a formação da voçoroca, na face da falésia

Um morador da comunidade nos explicou sobre os pescadores, o lixo que a correnteza traz, o que dizendo ele há garrafas até da China e Japão que foram avistadas por moradores e pescadores da localidade. Leff (2001) diz que é o saber tradicional que é necessário respeitar para a construção de um saber ambiental que seja capaz de entender os processos de degradação e recuperação ambiental.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Segundo a legislação do Estado do Pará, as ilhas de Algodual e Maiandeuá, são consideradas como uma área de proteção ambiental, formando a APA de Algodual – Maiandeuá, uma APA que já está com 20 anos de funcionamento. Segundo a classificação de APA, pelo SNUC, observou-se que falta na gestão dessa unidade de conservação representantes da sociedade civil e os residentes das ilhas, porém segundo a fala dos gestores e funcionários da SEMA/PA isso a sociedade não participa por falta de interesse e jogam a responsabilidade inteiramente para a instituição.

Outro ponto que ficou evidente na visita, foi à questão de proteção, conservação e a disciplina ao uso dos recursos naturais. Não há uma fiscalização efetiva para assegurar a sustentabilidade das ilhas, o que revela é a fala dos professores e alguns moradores das ilhas. O problema que chama mais atenção, e como já foi dito em outras partes desse resumo, é o lixo e o problema se intensifica nos períodos de férias e nos feriados prolongados. E falta uma política pública que leve em consideração o acúmulo de lixo, onde é observado em vários segmentos das ilhas, no mangue, restingas, nas praias, nas dunas e nos lagos que se formam entre as dunas.

Então pode se perceber que a APA de Algodual – Maiandeuá está pautada apenas no papel, na lei. A realidade mostra que ainda falta muito para ser caracterizada como uma APA efetiva. Como ação para desenvolver a sensibilização ambiental entre os moradores, pescadores e veranistas, seria a

divulgação de forma simples e didática sobre a APA, sua função, objetivo, etc. e desenvolver atividades de educação ambiental em todo o ano e não apenas em períodos do ano, e tentar agregar toda a comunidade na preservação, conservação e recuperação de possíveis áreas degradadas.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Bensusan, N. Conservação da Biodiversidade em Áreas Protegidas. Rio de Janeiro: FGV Editora, 2006.
- Guerra, A. J. T.; Coelho, M. C. N. Unidades de Conservação: abordagens e características geográficas. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.
- Leff, E. Epistemologia Ambiental. São Paulo: Cortez, 2001.
- Mendes, A. C. et al. Análise do Meio Físico Para Gestão Ambiental das Ilhas de Algodão e Atalaia (NE do Pará). In PROST, M. T.; MENDES, A. C.(Org.) Ecossistemas Costeiros: impactos e gestão ambiental. Belém: MPEG, 2001.
- Muehe, D. O Litoral Brasileiro e Sua Compartimentação. In CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.) Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

## ESTUDO AMBIENTAL DO LIXÃO URBANO DA CIDADE DE BRAGANÇA (PARÁ) APLICANDO O RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR)

*Danyella Barbalho Pires<sup>1\*</sup>, Mirela Santana Silva<sup>1</sup>, Suziany Araújo Martins<sup>1</sup>, Pedro Chira Oliva<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Instituto de Estudos Costeiros (IECOS), Universidade Federal do Pará, Brasil, \*e-mail: danyelapires\_barbalho@hotmail.com, chira@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Um dos grandes problemas resultantes do crescimento populacional e do desenvolvimento tecnológico e industrial é a disposição dos resíduos sólidos. Os resíduos sólidos ou lixo é um dos tipos de fontes de contaminação de nossos mananciais subterrâneos.

Devido às políticas de ordenamento territorial e gestão ambiental inexistente e/ou ineficientes, locais técnica e geologicamente inapropriados são utilizados para a disposição final dos resíduos sólidos gerados nos centros urbanos, resultando em danos, muitas vezes irreversíveis, ao meio natural (Bortolin, 2009).

Sob o aspecto ambiental e de preservação das águas subterrâneas, o aspecto mais importante é a questão do chorume produzido a partir do lixo. A decomposição anaeróbica da matéria orgânica presente nos resíduos sólidos produz gases e chorume. Este último produto é um líquido negro formado por compostos orgânicos e inorgânicos, apresenta altas concentrações de matéria orgânica e metais pesados. A infiltração do chorume contamina o solo e pode atingir a água subterrânea. Os impactos ocasionados sobre os aquíferos foram estudados em algumas áreas do país e indicaram elevadas concentrações de metais e contaminação biológica nas águas (exemplos são os trabalhos de Santos et al. (2004), Costa (2004), entre outros).

Shiraiwa et al. (2002) aplicaram métodos geofísicos como o Eletromagnético Indutivo (EM-34) e o GPR para caracterizar a área do estudo correspondente ao lixão de Cuiabá (MT, Brasil), definir a espessura do pacote de lixo e conseqüentemente a pluma de contaminação do chorume originado. Eles verificaram com estes métodos a contaminação existente e comprovaram a disposição inadequada dos resíduos, em local onde o nível freático é pouco profundo e nas profundidades de um córrego, de forma que ocorre o transporte do chorume para outros locais onde existem moradias de populações ribeirinhas.

Na cidade de Bragança (Pará) existe um lixão público que se caracteriza pela disposição desordenada dos resíduos sólidos e queima indiscriminada do lixo que provém de diversas fontes sendo caracterizado por ser uma fonte contaminadora de grande porte uma vez que se encontra nas proximidades de vários cursos hídricos de suma importância, como a bacia do rio Caeté (Pará). Este lixão não atende a nenhuma especificação técnica estabelecida para aterros sanitários.

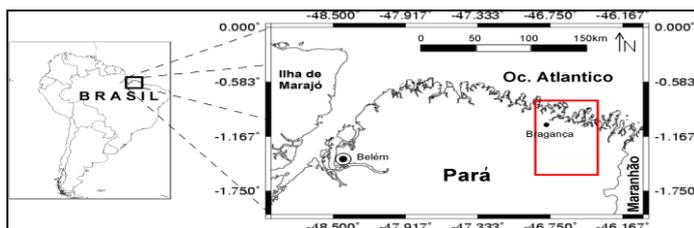
A primeira avaliação ambiental foi realizada por Gorayeb (2008) quem considerou a vulnerabilidade do aquífero à contaminação e a qualidade da água superficial e subterrânea da área na sua pesquisa. Este estudo revelou que o lixão municipal de Bragança influi negativamente sobre a qualidade da água subterrânea e superficial do baixo Caeté, gerando conseqüências drásticas para o meio ambiente e a saúde humana. Os resultados demonstraram a existência de contaminação na água subterrânea e superficial por vários metais pesados.

Este estudo tem por finalidade utilizar a ferramenta geofísica GPR para complementar os estudos ambientais no referido lixão na busca de informações sobre a possível presença de plumas de contaminação na subsuperfície ou próxima da superfície do lixão e a direção do fluxo dessas plumas contaminantes.

### MATERIAIS E MÉTODOS

#### Área de Estudo

O lixão da cidade de Bragança (Pará) está localizado no bairro Alto Paraíso, mais especificamente na localidade chamada Marrocos, às margens da rodovia PA-112, em área periférica, a sudoeste do centro da cidade de Bragança, nas seguintes coordenadas geográficas: 01°04' 40''S e 46°46'45''W (Figura 1). Encontra-se em local topograficamente elevado em relação às áreas circunvizinhas, servindo como dispersor de águas, principalmente no período chuvoso.



**Figura 1** - Imagem de satélite da Região Bragantina mostrando a localização da área de estudo correspondente ao Lixão da cidade de Bragança (Imagem Landsat - Composição Colorida - RGB, seca - disponibilizada pelo LAIT - Instituto de Geociências - UFPA).

### Métodos aplicados

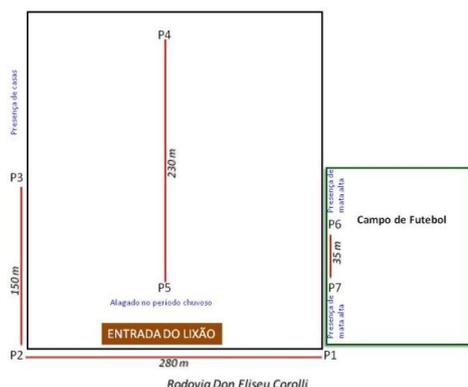
Os métodos geofísicos são uma alternativa no diagnóstico de áreas contaminadas, devido à rapidez e baixo custo em estudos ambientais e podem auxiliar na detecção e no monitoramento destas, em conjunto com métodos diretos e de investigação (Santos et al, 2009). Neste trabalho foi aplicado método geofísico tipo eletromagnético conhecido como Radar de Penetração no Solo (GPR).

O Radar de Penetração no Solo é um método eletromagnético baseado na propagação de ondas eletromagnéticas (EM) de alta frequência (10 MHz - 2,5 GHz) adquirindo informações relacionadas à subsuperfície. Baseia-se na emissão, reflexão e recepção da onda, que responde às propriedades dielétricas do solo, no qual o sinal – a onda eletromagnética – se propagará. O funcionamento do método GPR se baseia na seguinte sistemática: um pulso de onda eletromagnética é irradiado para o interior do solo por uma antena transmissora, sendo a energia transmitida para profundidades maiores e parte dela refletida para a superfície. Quanto maior a frequência das ondas eletromagnéticas, maior a resolução dos sinais captados e menor a profundidade atingida (Porsani et al., 1999).

### INVESTIGAÇÕES REALIZADAS E RESULTADOS

Foram realizadas duas coletas de dados geofísicos GPR no ano de 2012 (épocas chuvosa e não chuvosa). Foi utilizada uma antena de 200 MHz com uma janela temporal de 150. A configuração fonte-receptor considerado foi a common-offset (CO) ou afastamento comum.

Para o levantamento dos dados GPR foram considerados quatro perfis que foram levantados nas partes laterais e dentro do lixão com diversos comprimentos compreendidos entre 35 m e 280 m, respectivamente. A amostragem dos dados GPR no terreno foi feita a cada 10 m para cada perfil (Figura 2).



**Figura 2.** Localização dos perfis para o levantamento dos dados GPR no lixão de Bragança.

Constatamos nestes resultados a presença das plumas de contaminação próximas da superfície como podem ser visualizada principalmente nas Figuras 3 e 4.

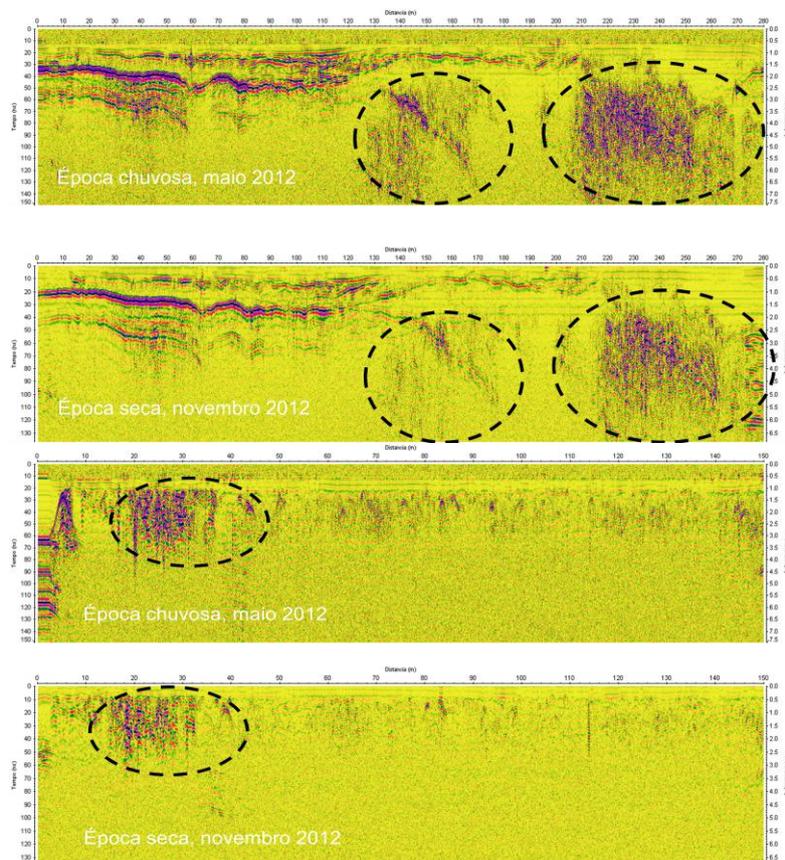


Figura 3. Perfil P<sub>1</sub>P<sub>2</sub> obtido durante os períodos chuvoso e não chuvoso do ano de 2012. Nos círculos tracejados podemos observar a presença da contaminação na subsuperfície a partir de uma profundidade compreendida entre 1,5 e 2m aproximadamente.

Figura 4. Perfil P<sub>3</sub>P<sub>2</sub> obtido durante os períodos chuvoso e não chuvoso do ano de 2012. Nos círculos tracejados podemos observar a presença da contaminação na subsuperfície a partir de uma profundidade compreendida entre 0,5 e 1 m aproximadamente.

## CONCLUSÕES

Os resultados mostraram que a ferramenta geofísica GPR apresentasse como uma importante alternativa para caracterizar a área do lixão da cidade de Bragança devido à identificação de plumas de contaminação resultantes possivelmente do chorume originado pelo referido lixão. Esta contaminação acontece muito próxima da superfície. Nos radargramas podemos notar a presença do chorume dentro dos resíduos sólidos devido à atenuação quase total do sinal eletromagnético.

## REFERÊNCIAS

- Bortolin J. R. M. 2009. Monitoramento temporal da pluma de contaminação do aterro controlado de Rio Claro (SP) por meio do método da eletrorresistividade. Dissertação de Mestrado em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro.
- Costa, W. D. 2004. Contaminação da água subterrânea por resíduo sólido no município de Belo Horizonte – MG. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Cuiabá: ABAS, CD-ROM.
- Goarayeb, A. 2008. Análise Integrada da paisagem na Bacia Hidrográfica do Rio Caeté - Amazônia Oriental. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 135 p.
- Porsani, J. L.. 1999. Ground Penetrating Radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado – SP. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro-SP, 145p.
- Santos, C. B., Leal, L. R. B., Luz, J. A. G., Mello, J. C. 2004. Caracterização do impacto na qualidade das águas subterrâneas causado pela disposição dos resíduos sólidos urbanos no aterro municipal da cidade de Feira de Santana – BA. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Cuiabá: ABAS, CD-ROM.
- Shiraiwa, S., Lisovsky, S. P., Elis, V. R., Porsani, J. L., Borges, W. R. 2002. Estudos geofísicos integrados no lixão de Cuiabá, MT, Brasil – resultados preliminares. Revista Brasileira de Geofísica, 20(3): 181-186.

## CRESCIMENTO DESORDENADO E ÁREAS DE RISCO EM IRANDUBA-AM

*Elton Rodrigo Andretta e Antônio Gilmar Honorato de Souza*

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

### INTRODUÇÃO

Com a inauguração da ponte sobre Rio Negro, em outubro de 2011, ligando Manaus a capital do estado do Amazonas aos municípios de Iranduba, Manacapuru e Novo Airão, esses sofreram um grande aumento populacional o que gerou crescimento desordenado da zona urbana, ocorrendo construções de novas moradias em locais impróprios para a habitação como em encostas íngremes, fundos de vales e área de proteção. O município de Iranduba, situado na região metropolitana de Manaus, possui 41.947 habitantes, segundo IBGE 2010, dentre os três citados anteriormente Iranduba é o mais próximo da capital, foi escolhido para sediar uma nova unidade da UEA, Universidade Estadual do Amazonas, por esses motivos e o mais afetado atualmente pelas invasões e conseqüentemente por áreas de risco, pessoas visando lucros ou apenas uma oportunidade para melhorar de vida se instalam em locais sem as mínimas condições de habitação, por vezes enganados por grileiros ou em loteamento irregulares, outras vezes invadindo áreas de preservação e/ou calhas de igarapés.

Assim a CPRM, com o auxílio da Prefeitura e Defesa Civil do município de Iranduba, mapeou as áreas de risco alto a muito alto de deslizamentos, erosão, enxurrada e terras caídas. Esse mapeamento faz parte do projeto do Governo Federal em conjunto com Casa Civil da Presidência da República em consonância com os Ministérios da Integração Nacional, Ministério das Cidades, Ministério de Ciência e Tecnologia, Ministério da Defesa e o Ministério de Minas e Energia firmaram convênios de colaboração mútua para executar em todo o país o diagnóstico e mapeamento dessas áreas.

### METODOLOGIA

Com o auxílio dos técnicos da Defesa Civil municipal foram visitados os locais aonde já ocorrem e/ou pode ocorrer eventos de deslizamentos, erosão, terras caídas e alagação/enxurrada. Esses locais foram avaliados quanto à declividade, instabilidade, desmatamento, proximidade das moradias, potencial e recorrência das enxurradas se em vale e análise das feições encontradas (trincas, degraus, rachaduras, árvores inclinadas, etc.), identificando assim o grau de risco. Quando o risco era qualificado em alto a muito alto, segundo a descrição elaborada pelo IPT e utilizada pelo Ministério das Cidades (Figura 1), o local era georreferenciado com auxílio de GPS, descrito detalhadamente em caderneta de campo e feito o registro fotográfico.

Ao final dos dias de campo, foram elaboradas em escritório cartas (pranchas), uma para cada área descrita composta por imagem de satélite com delimitação da área de risco, informações e descrições ilustradas com fotografias para melhor visualização dos problemas, também foi elaborado um relatório com a descrição sucinta sobre a geologia e meio físico do município e detalhada dos locais mapeados com recomendações. Esses produtos finais foram entregues a prefeitura do município, juntamente com uma cópia em versão digital.

### RESULTADOS

Ao final do estudo foram delimitadas 20 áreas de risco de alto a muito alto grau no município de Iranduba, com um total de 424 moradias e aproximadamente 1700 moradores em risco, foram mapeados locais com desastres naturais diversificados contendo erosão, deslizamentos, terras caídas e enxurrada, esses locais serão descritos a seguir, estão dividido por bairro ou localidades. Os polígonos de riscos delimitados na área urbana do município são visualizados na figura 2.

Grau de probabilidade de risco	Descrição dos Índícios
<b>R1</b> <b>Baixo</b>	Não há indícios de desenvolvimento de processos de instabilização em encostas e margens de drenagens Mantidas as condições existentes, não se espera a ocorrência de eventos destrutivos no período de um ciclo chuvoso.
<b>R2</b> <b>Médio</b>	Observa-se a presença de alguma(s) evidência(s) de instabilidade, porém incipiente(s). Mantidas as condições existentes, é reduzida a possibilidade de ocorrência de eventos destrutivos durante episódios de chuvas intensas e prolongadas no período de um ciclo chuvoso.
<b>R3</b> <b>Alto</b>	Observa-se a presença de significativa(s) evidência(s) de instabilidade (trincas no solo, degraus de abatimento em taludes etc). Mantidas as condições existentes, é perfeitamente possível a ocorrência de eventos destrutivos durante episódios de chuvas intensas e prolongadas no período de um ciclo chuvoso.
<b>R4</b> <b>Muito Alto</b>	As evidências de instabilidade (trincas no solo, degraus de abatimento em taludes, trincas em moradias ou em muros de contenção, árvores ou postes inclinados, cicatrizes de escorregamento, feições erosivas, proximidade da moradia em relação à drenagem etc.) são expressivas e estão presentes em grande número e/ou magnitude. Mantidas as condições existentes, é muito provável a ocorrência de eventos destrutivos durante episódios de chuvas intensas e prolongadas no período de um ciclo chuvoso.

Figura 1 - Critérios para definição do grau de probabilidades de ocorrências de processos de instabilização nas áreas mapeadas.



Figura 2 - Delimitação em vermelho das áreas de risco mapeadas na zona urbana de Iranubá – AM

No Bairro Alto temos erosões em encosta declivosa causadas pelo rompimento de tubulações, concentração de águas servidas e de chuva em direção perpendicular a encosta, as ligações irregulares de água com mangueiras também tem diversos vazamentos, em algumas encostas encontra-se lixo e entulho, fossas, bananeiras, observam-se rachadura em base de casa nas proximidades e degraus de abatimento mostrando a movimentação do terreno. Alguns pontos de encosta bem vegetados ajudam a reduzir os deslizamentos e erosões.

No Centro de Iranduba, observa-se uma encosta com alta declividade próxima a casas, com árvores inclinadas, fossa e bananeiras na beira da encosta. Nas casas foram verificadas rachaduras, causadas pela movimentação do terreno.

No Bairro São Francisco há uma encosta íngreme com ravina causada pelas águas pluviais. Local aonde era um antigo lixão, que foi aterrado. Lixo e entulho despejado na encosta. Em chuvas fortes, a água represa na esquina das ruas, invade residências e aumenta a velocidade de erosão do talude.

No Bairro Novo Amanhecer, é verificado talude com alta declividade parcialmente desmatado, aterrado, com bananeira, fossa, concentração de água servida, tanque com água, vazamentos e lixo/entulho despejado no talude. Casas com rachaduras em risco de deslizamento e casas com risco de soterramento na meia encosta. Outras moradias são construídas em corte e aterro próximas a igarapés, ficando com risco de alagamento e soterramento, nesse local já houve ocorrência de movimentação do terreno que possui cicatrizes e rachaduras. Próximo ao Beco Santa Isabel encontra-se uma encosta declivosa, aonde ocorre despejo de águas servidas do Hospital Hilda Freire, deixando o local perigosamente poluído por dejetos hospitalares e com forte odor. Em outro local nesse mesmo bairro ocorreu à queda de um muro na beira da encosta, devido a fortes no local.

No Bairro Cidade Nova, encontra-se uma ravina ocasionada pelas águas lançadas diretamente sobre a encosta, com degraus de abatimento, desmatamento, acumulo de água no topo da encosta e vazamentos em canos. Na parte baixa, há um vale sujeito a inundação. Igarapé com esgotos lançado diretamente sem tratamento em área está sujeita a enxurrada, inundação e solapamento da casa, instabilidades reconhecidas pelas cicatrizes e degraus de abatimento, lixo, bananeiras e vazamentos nas tubulações.

No Bairro Morada do Sol, formou-se uma voçoroca de 30m de profundidade em encosta declivosa com aterro lançado, o local é um ponto de concentração da água, ficando susceptível a erosão e deslizamentos. Entulho e lixo são despejados na dentro da voçoroca, bananeiras, fossa, escorregamento e degraus de abatimento são indícios vistos no local, indicando possíveis movimentações futuras no solo local.

Bairro Graça Lopes encosta declivosa com cortes verticais para construção de moradias, fossas na beira da encosta, rua sem asfaltamento, por onde escoar água sem sistema de drenagem, vazamentos, bananeiras, lixo, água servida lançada na encosta, risco de deslizamento, soterramento e enxurradas nesse local.

Comunidade Nossa Senhora de Nazaré e Jandira no Rio Solimões, aonde o fenômeno de terras caídas causou dano à estrada e postes de energia, presença de cicatrizes de deslizamentos no barranco.

Na Comunidade Divino Espírito Santo situada em planície de inundação próxima ao Lago Iranduba, casas e estrada ficam inundadas. Deslizamentos nas estradas evidenciam instabilidade do solo local. O desmatamento e o Lago Iranduba potencializam os efeitos do fenômeno “Terras Caídas”.

Furo do Paracuúba canal que interliga os rios Solimões e Negro, margens afetadas pelo fenômeno de Terras Caídas. Solo constituído por sedimentos recentes. O desmatamento, assim como as navegações, aceleram o fenômeno.

Comunidade Costa do Catalão afetada pelo fenômeno de Terras caídas que acelerou nos últimos 10 anos, causando deslizamentos e queda de blocos de solos. O solo é constituído por sedimentos inconsolidados, área de várzea sujeita a inundação periódica, principalmente nos períodos de grande cheia do rio.

Ilha da Marchantaria no Rio Solimões, submetida ao fenômeno de “Terras Caídas” que afetam a população ribeirinha, área constantemente erodida pela correnteza das águas, recentemente houve deslizamento, gerando uma cicatriz de 80m.

## **CONCLUSÕES E RECOMENDÇÕES**

Devido ao grande crescimento populacional ocorrido nos últimos anos e esperados para os próximos, conclui a necessidade iminente da elaboração de um plano diretor de qualidade para o município, organizando da melhor forma possível os novos e melhores fronts para o desenvolvimento do mesmo,

possibilitando dessa forma uma melhor orientação dos gastos públicos em projetos de desenvolvimento e habitacionais planejados o que pode economizar até 10 vezes o que é gasto em obra para remediações de problemas causados por habitações irregulares em locais de risco.

Dessa maneira recomenda-se:

- Maior controle da ocupação das encostas e fundo de vale, promovendo a recuperação da mata local ou estabelecendo projetos para novos usos dessas áreas, de acordo com as características ambientais da região;
- Campanhas de educação ambiental para a população, promovendo o entendimento dos prejuízos causados pelo descarte irregular e o acúmulo de lixo nas drenagens;
- Campanhas de sensibilização da população para apoiar a Defesa Civil nos momentos de emergência, entendendo a necessidade de evacuações imediatas ou permanentes. Palestras em igrejas, praças e escolas, bem como distribuição de cartilhas e sessões de vídeos com situações de emergência podem colaborar para o entendimento;
- Vistorias efetivas e periódicas por profissionais da área de engenharia e/ou geotécnica, com realização de obras adequadas e dimensionadas para o município.
- Ressalta-se também a importância da elaboração de um plano de ordenamento territorial do município, visando o planejamento de ocupação urbana e rural de forma adequada e sustentável.

#### **REFERÊNCIAS**

- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Costa, M.L. & Fernandes, J.M.G. Neotectônica da região Amazônica: Aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. 1996. *Geomos*, v. 2. p. 23-44.
- Guerra, A.J.T. Processos erosivos nas encostas. In: *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Orgs.: A.J.T. Guerra e S.B. da Cunha. 3a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Pesquisa Nacional de População por Município. Manaus: IBGE, Censo 2010. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica>
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo/CPEPD/UFSC. Gerenciamento de Áreas de Risco. Brasília: Ministério das Cidades. 222p. 2004. Impresso.
- Ross, J. L. S. *Geomorfologia: ambiente e planejamento*. 5ed. São Paulo: Ed. Contexto. . 2000. 85p

## MAPEAMENTO DA INTRUSÃO SALINA E INTERFACE DE INTERAÇÃO ÁGUA DOCE/SALGADA A PARTIR DE MÉTODOS GEOFÍSICOS, REGIÃO COSTEIRA BRAGANTINA (BRAGANÇA-PA)

*Evandro de Oliveira Brito<sup>1</sup>, Paola Bianca Gomes Tabaranã<sup>1</sup>, Alberto Richielly M. C. Branco<sup>1</sup>, Suelen Carvalho de Oliveira<sup>1</sup>, Pedro Andrés Chira Oliva<sup>1</sup>*

Instituto de Estudos Costeiros (IECOS), Universidade Federal do Pará, Bragança – PA, evandrobrito2011@gmail.com

### INTRODUÇÃO

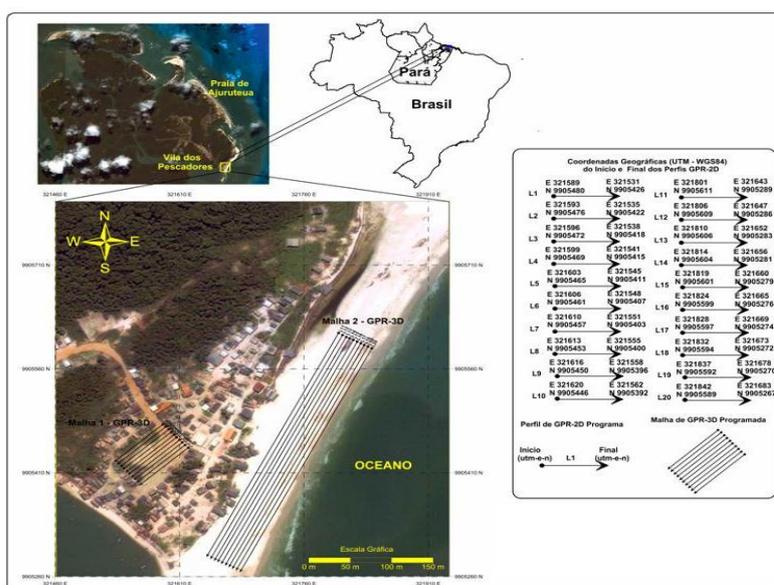
Nas áreas costeiras, a intrusão da cunha salina muitas vezes impossibilita a utilização da água subterrânea para consumo público, daí a necessidade de se determinar com precisão a interface da água doce/água salgada, com intuito de se preservar a qualidade desse recurso hídrico subterrâneo para um desenvolvimento equilibrado e duradouro.

O estudo da forma, localização e variação temporal desta interface é de extrema importância para exploração das águas subterrâneas. Dentre as diversas técnicas aplicadas à investigação de áreas contaminadas, as técnicas geofísicas (métodos elétricos e eletromagnéticos, por exemplo) apresentam uma eficiente resposta neste tipo de problemas (SOARES, 2007). Um dos problemas e principal motivação deste trabalho é verificar ou identificar espacialmente a presença ou não do processo de intrusão salina na área de estudo devido aos problemas reportados. Para este trabalho será utilizada a ferramenta geofísica da modelagem 3-D. Desta maneira pretende-se disparar um processo indutor de conscientização ambiental na região para o planejamento de abastecimento de água e saneamento básico dos moradores nesta região.

A Vila do Bonifácio é uma vila de pescadores localizada próximo da praia de Ajuruteua (NE do Pará). Esta vila tem um abastecimento doméstico muito precário, pois a água consumida provém de poços escavados rasos (profundidade inferior aproximadamente a 3m). Ante estes fatos é necessário conhecer e determinar espacialmente a interface entre a água doce e salgada nesta área de estudo a fim de que os poços profundos não a alcancem.

### MATERIAIS E MÉTODOS

A Vila do Bonifácio está localizada a 34 km da sede do município de Bragança- PA, na direção NE, na margem esquerda do estuário do Caeté e está dentro dos limites da RESEX Marinha Caeté-Taperaçu (Fig. 1). O acesso a esta vila pode ser realizado por via marítima ou terrestre, através da rodovia PA-458. Neste trabalho o acesso foi pela via terrestre (Figura 1).



**Figura 1.** Vila dos Pescadores (Bragança, PA). Fonte: google Earth

## METODOLOGIA

### Ground Penetrating Radar (GPR)

O GPR é um método eletromagnético baseado na propagação de ondas eletromagnéticas (EM) de alta frequência (10 MHz - 2,5 GHz). Baseia-se na emissão, reflexão e recepção da onda, que responde às propriedades dielétricas do solo, no qual o sinal – a onda eletromagnética – se propagará. O funcionamento do método GPR se baseia na seguinte sistemática: um pulso de onda eletromagnética é irradiado para o interior do solo por uma antena transmissora, sendo a energia transmitida para profundidades maiores e parte dela refletida para a superfície.

### Modelagem geológica 3-D

Para a construção do modelo geológico 3-D são consideradas as seguintes etapas (GOCAD, 2008): Importar as imagens de cada seção geológica ou radargrama interpretados; Digitalizar cada refletor a partir de pontos em todas as seções anteriores; Criar limites (ou curvas fechadas) a partir do conjunto de pontos digitalizados para cada refletor (etapa 2); Construir uma superfície correspondente a cada interface das etapas 2 e 3.

### Modelagem estratigráfica 3-D

Para a construção do modelo estratigráfico será utilizado o Workflow-based reservoir grid modeling. Este workflow facilita a construção de modelos estratigráficos, também chamados de malhas estratigráficas ou malhas de reservatórios 3-D.

## RESULTADOS

Foi definida a malha para o levantamento dos dados geofísicos GPR na área de estudo. Inicialmente foi considerada como primeira área de estudo o campo de futebol da Vila, sendo considerados os perfis laterais do referido campo em virtude de existir casas dentro do mesmo como consequência do efeito erosivo na praia. Da mesma maneira consideramos a praia, próxima da Vila, como a segunda área de estudo. Nesta segunda área o sentido das sondagens foi perpendicular à linha de costa, com o objetivo de monitorar melhor o possível efeito da água do mar na água doce (Figuras. 2 e 3); Os dados GPR coletados foram processados usando o software REFLEXW seguindo o fluxograma da Figura 3.

Na Figura 4 podemos observar visualizações tridimensionalmente do modelo estrutural e estratigráfico localização das anteriores seções geo-radar utilizando o software GOCAD.

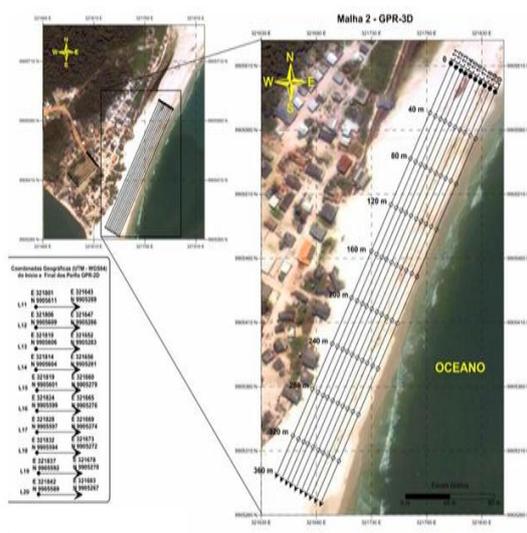


Figura 2. Levantamento de dados na praia da Vila.

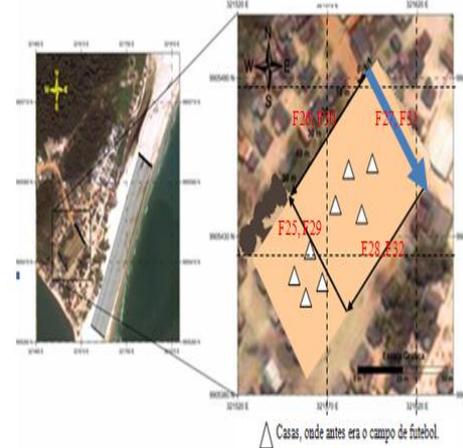


Figura 3. Levantamento de dados no campo de futebol da Vila.

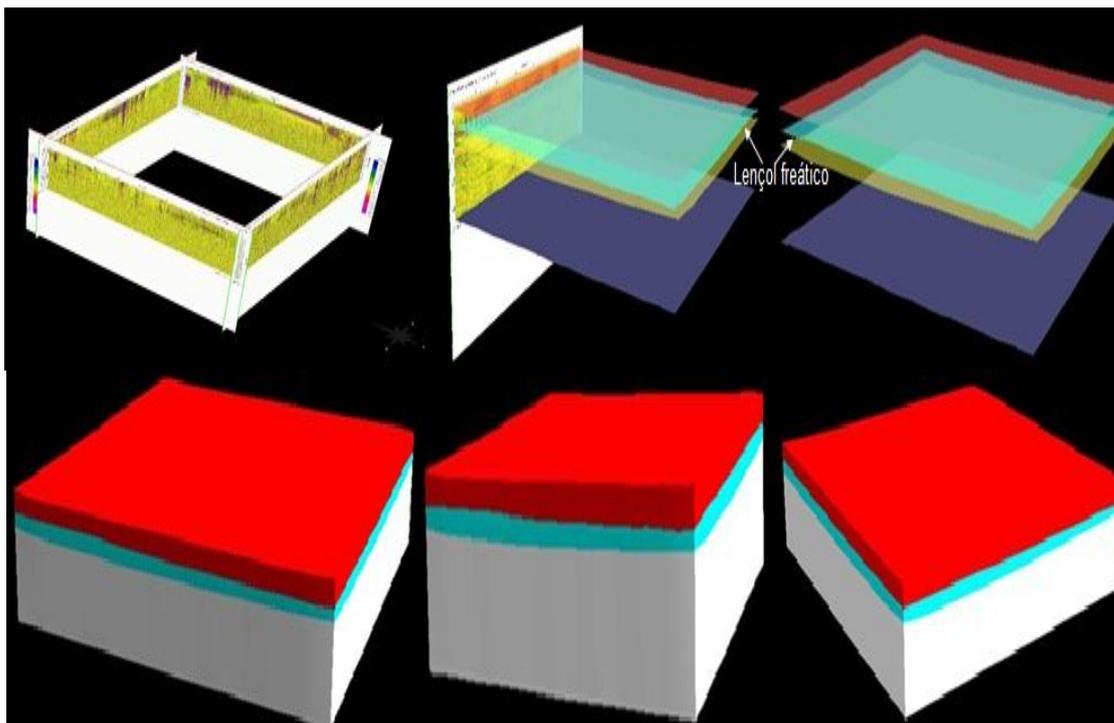


Figura 4. Visualizações do modelo estrutural e estratigráfico, onde podemos observar o topo do nível freático e a base da intrusão salina.

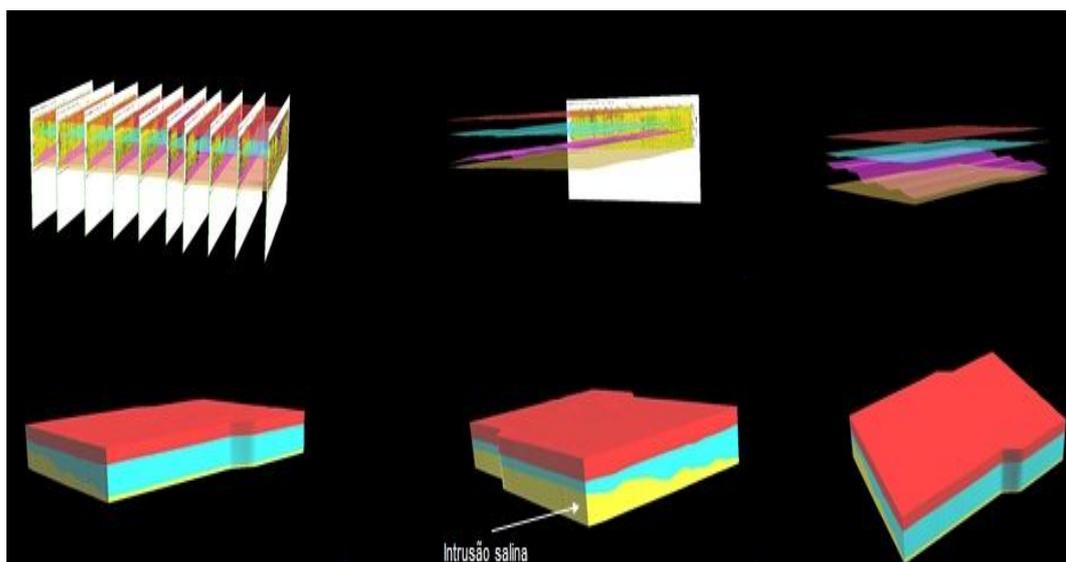


Figura 5. Diversos pontos de visualização em 3-D da praia próxima da Vila.

## CONCLUSÕES

Neste trabalho foram apresentados os modelos estruturais e estratigráficos de duas áreas de estudo localizadas na Vila do Bonifácio, Praia de Ajuruteua (Bragança-PA). Estas áreas correspondem ao campo de futebol e a praia próxima da Vila. A visualização do lençol freático neste ambiente ficou clara, principalmente nos perfis correspondentes a praia. Foi possível verificar a presença de intrusão salina que devido ao seu alto valor de condutividade elétrica, causou forte atenuação da onda eletromagnética e por esse motivo pode ser mapeada.

## REFERÊNCIAS

Soares, M. J. S. Aplicação de Ferramentas Geofísicas no Diagnóstico Geoambiental. Expanded Abstracts. 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro. 19-22p. 2007.

## A ENCHENTE DO RIO NEGRO NA CIDADE DE MANAUS NO ANO DE 2012 – UMA AVALIAÇÃO PRELIMINAR

<sup>1</sup>OLIVEIRA, Itaní Sampaio de; <sup>2</sup>PINTO, Joylgon do Nascimento; <sup>3</sup>SAUNIER, Irapuan César Barroncas.  
<sup>1</sup>Nilton Lins, <sup>2</sup>Seduc, <sup>3</sup>Vetec, Manaus, Amazonas, Brasil, iso13@ibest.com.br

### INTRODUÇÃO

O estudo dos fenômenos naturais tem se intensificado nas últimas décadas, não só pelo caráter imprevisível ou pelo efeito destruidor com que muitas vezes age, mas também pela contribuição antrópica nesse processo e pela frequência com que tem ocorrido. Nesse contexto, o fenômeno das enchentes tem sido alvo de discussão no meio científico e causado preocupações, principalmente ao poder público, visto os inúmeros prejuízos causados à população quando da ocorrência dos mesmos; principalmente no que se refere às cidades localizadas às margens de rios, como a cidade de Manaus, que anualmente sofre os efeitos dos fenômenos de seca e cheia das águas do Rio Negro, que é o maior afluente da margem esquerda do rio Amazonas.

Segundo Armesto (2010) cheias ou enchentes são definidas como elevação temporária do nível d'água dos rios, devido ao aumento da quantidade de água que passa pelo canal de drenagem, que ocorre na estação mais chuvosa do ano ou quando há o derretimento de neve das montanhas por onde os rios nascem ou correm; já inundação, é o transbordamento das águas de um rio para a planície de inundação ou várzea.

Este trabalho analisa os fatores antrópicos e naturais que contribuíram para a enchente e a inundação do ano de 2012, registrada como a maior cheia do Rio Negro nos últimos 110 anos; e tem como principal objetivo abordar a participação da sociedade no agravamento desse processo e desta forma, as consequências desse fenômeno para a comunidade em geral.

### METODOLOGIA

Este trabalho foi realizado no período de maio de 2012 a junho de 2013, envolvendo a investigação dos fatores que contribuíram para que a inundação que ocorreu na cidade de Manaus no ano de 2012 ficasse registrada como a maior já ocorrida na história da cidade, nos últimos 110 anos.

A metodologia utilizada está baseada em Gil (2009), que elucida que o estudo de caso é um modelo proposto para a produção do conhecimento em um campo específico, apontando princípios e regras a serem observados ao longo do processo de investigação, possibilitando estudar em profundidade o fenômeno considerando suas múltiplas dimensões; e segundo fonte de informação histórica e de campo (através da observação e conhecimento empírico).

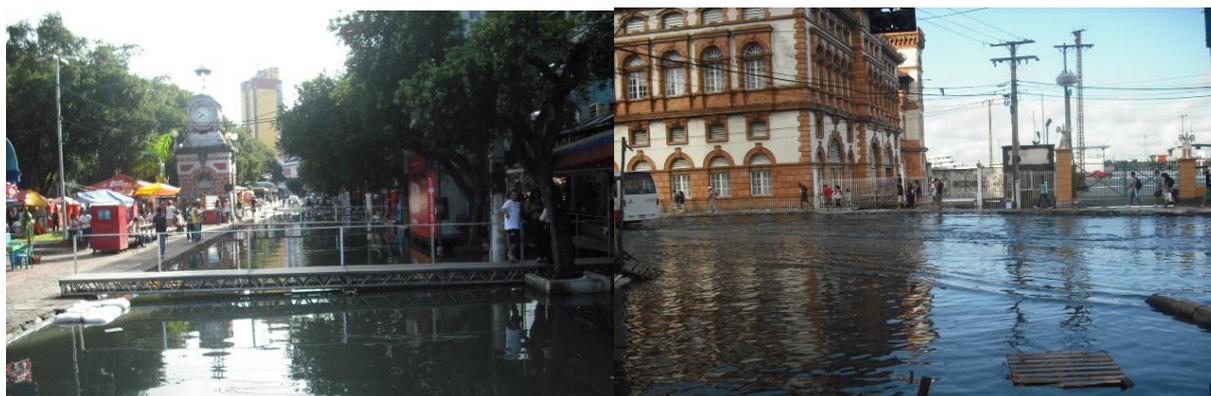
Esse método se dá em três fases distintas: no referencial teórico com escolha dos casos; na coleta e análise dos dados; e na interpretação dos resultados da pesquisa.

Dessa forma, inicialmente delimitou-se o universo da amostragem, ou seja, restringiu-se a investigação sobre a época de maior cheia das águas do Rio Negro que se deu no ano de 2012, para posterior comparação com os dados obtidos do Porto de Manaus (2013) e observou-se maior incidência de ocorrências de menor vazante e maior cheia, registrados em intervalos de tempo curtos a partir de 1995, promovendo uma discussão sobre os principais fatores que contribuíram para a inundação da cidade de Manaus em 2012. Em seguida realizou-se o levantamento fotográfico das áreas no centro da cidade de Manaus, atingidas pela inundação (Figuras 1 e 2).

### RESULTADOS

Os resultados obtidos podem ser visualizados na Tabela 1, onde a partir de 1996 obtêm-se registros de máxima cheia em 2012 e mínima vazante em 2010. Vale ressaltar as cotas de cheias representativas acima de 29 m, ocorridas em 1999 e 2009 e de vazantes abaixo de 15 m em 1997 e 2005.

O recrudescimento da ocorrência de níveis de enchente/vazante, que oscilaram muito em uma década e meia, refletindo valores representativos acima de 13 m, possivelmente, deve-se à variação de fatores climáticos, como o aquecimento global.



Figuras 1 e 2: Inundação no Centro de Manaus em 2012.

Tabela 1 - Cotogramas do Rio Negro no Porto de Manaus

ANO	COTA MÁX. ENCHENTE (M)	COTA MÍN. VAZANTE (M)	NÍVEL ENCHENTE (M)	NÍVEL VAZANTE (M)
1996	28,54	19,14	13,48	9,40
1997	28,96	14,34	9,82	14,62
1998	27,58	15,03	13,24	12,55
1999	29,30	16,95	14,27	12,35
2000	28,62	18,57	11,67	10,05
2001	28,21	16,81	9,64	11,40
2002	28,91	17,19	12,10	11,72
2003	28,27	19,01	11,08	9,26
2004	27,13	19,23	8,12	7,90
2005	28,10	14,75	8,87	13,35
2006	28,84	16,89	14,09	11,95
2007	28,18	17,74	11,29	10,44
2008	28,62	18,43	10,88	10,19
2009	29,77	15,86	11,34	13,91
2010	27,96	13,63	12,10	14,33
2011	28,62	16,76	14,99	11,86
2012	29,97	15,96	13,21	14,01

**LEGENDA**

- Cota máxima registrada
- Cota mínima registrada
- Cotas de enchente acima de 29 m
- Cotas de vazante abaixo de 15 m
- Níveis de enchente/vazante acima de 13 m

Fonte: Adaptado de Porto de Manaus (2013). Nível do Rio Negro. Disponível em: <http://www.portodemanaus.com.br/>. Acessado em 12 jan 2013.

Hirabayashi (2013) analisou 11 modelos climáticos globais e a possibilidade de enchentes em 29 bacias hidrográficas de grandes rios, inclusive o Amazonas; e concluiu que com o aumento da temperatura global, as inundações estão se tornando muito mais frequentes e um dos fatores que contribui para que isso ocorra é a emissão de gases do efeito estufa.

Conforme Figura 3, observa-se que no período de 1996 a 2012, as cotas de enchente se mantiveram em patamares muito próximos em períodos curtos de tempo, corroborando a conclusão do estudo de que as inundações estão se tornando mais frequentes; e que a cota máxima de vazante nesse intervalo está aquém da mínima enchente, mostrando a ocorrência de grande variação entre enchentes e vazantes.

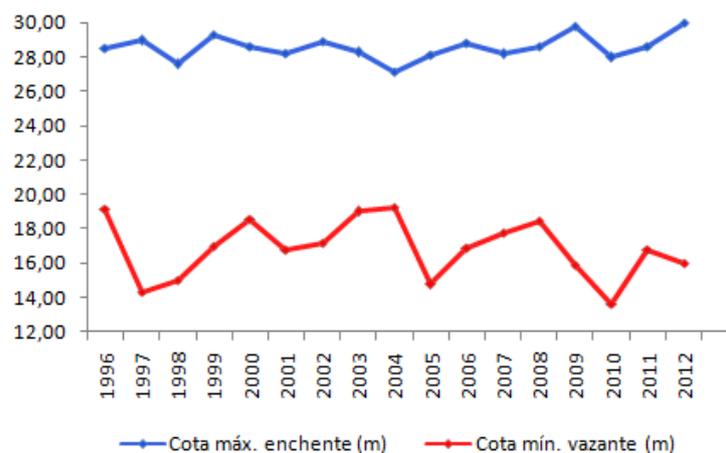


Figura 3: Cotagramas de enchente/vazantes.

Dentre os fatores antrópicos que mais contribuem para o agravamento dos problemas gerados pela inundação em áreas urbanas temos: a construção de moradias na planície de inundação (Figuras 4 e 5), a impermeabilização do solo e a existência de galerias de águas pluviais muito antigas construídas no início do séc. XX (MORAIS, 2010).



Figuras 4 e 5: Construção de moradias na planície de inundação.

## DISCUSSÃO

Os resultados obtidos através da pesquisa realizada sugerem que seria conveniente que todas as cidades elaborassem um Plano de Gestão de Drenagem Urbana como forma de mitigar os impactos decorrentes desse fenômeno natural e cíclico, tais como: perdas materiais e humanas, interrupção das atividades econômicas das áreas inundadas, proliferação de doenças de veiculação hídrica, etc., pois segundo Martins (2012), este plano compreende um conjunto de técnicas e ações que pode ser resumido no conceito dos 3P (Procedimento, Planejamento e Preparo) e incluiria um elenco de medidas estruturais e não-estruturais para implantação da gestão, tais como: bacias de retenção, retenção e amortecimento; bacias de sedimentação, retenção de detritos e lixo; controle do uso do solo fora da área de inundação, programa de manutenção e inspeção da rede de drenagem, entre outros.

Conforme Bonoan *et al.* (2003) devem ser tomadas informações específicas para adotar procedimentos de controle de inundação, tais como: topográficas, fluvial, hidrológicas, de inundações anteriores e sócio-econômicas da área afetada. Ou seja, promover um monitoramento constante da região para tomada de medidas preventivas que amenizem o efeito das inundações ao longo dos anos.

## REFERÊNCIAS

- Armesto, R. C. G. 2010. Ação das Águas dos Rios no Planeta Terra. Temas geológicos para educação ambiental. Canal Escola. Educação Ambiental: Caderno V. Disponível em: [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br). Acessado em 23 jul 2012.
- Bonoan, M. M. *et al.* 2003. Manual on Flood Control Planning. Project for the Enhancement of Capabilities in Flood Control and Sabo Engineering of the DPWH. Department Of Public Works And Highways Japan International Cooperation Agency. Disponível em: <http://www.jica.go.jp>. Acessado em 24 mar 2013.
- Gil, A. C. 2009. Estudo de Caso. São Paulo: Atlas.
- Hirabayashi, Y. 2013. Global flood risk under climate change. Nature Climate Change Journal. Disponível em: <http://www.nature.com/nclimate/index.html>. Acessado em 10 jun 2013.
- Martins, J. R. S. Gestão da drenagem urbana: só tecnologia será suficiente? Escola Politécnica. USP. 11 p. 2012.
- Morais, D. L. 2010. A cheia do Rio Negro em Manaus e seus impactos no Centro e na Ponta Negra em 2009. In: Encontro Nacional dos Geógrafos – ENG, Porto Alegre, Anais XVI.
- PORTO DE MANAUS. 2013. Nível do Rio Negro. Disponível em: <http://www.portodemanau.com.br/?pagina=nivel-do-rio-negro-hoje>. Acessado em 12 jan 2013.

## SUBSÍDIO PARA ELABORAÇÃO DE EIA/RIMA PARA ÁREA DE EXTRAÇÃO DE ARGILA A PARTIR DA CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO RIO ITACAIÚNAS EM MARABÁ-PA

Josué Souza Passos/Ana Valéria dos Reis Pinheiro/Andréa Hentz de Melo

Universidade Federal do Pará - Campus de Marabá  
josue.passos@maraba.ufpa.br; pinheiro@ufpa.br; andreahentz@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Na porção oeste do município de Marabá – PA, na margem esquerda do rio Itacaiúnas próximo a sua desembocadura no rio Tocantins a extração mineral de argila vem ocorrendo há várias décadas. No entanto, o modo de extração mineral adotado pelos empreendedores no município não levou em consideração nenhum estudo sobre as condições do meio físico. A consequência dessa omissão com o meio ambiente foi o abandono de várias cavas, muitas delas alagadas, o que se agravou no decorrer dos anos. Este descaso por parte dos extratores de argila levou o Ministério Público do estado do Pará a intervir na extração de argila, através de uma Ação Civil Pública, exigindo do Sindicato dos Ceramistas de Marabá a recuperação das áreas degradadas. Neste contexto, este trabalho tornou-se pioneiro no estudo geomorfológico/ geológico da área em questão, através da elaboração de mapas temáticos, que caracterizam seu meio físico. Estes mapas servirão, por sua vez, como ferramentas fundamentais no auxílio e elaboração do Estudo de Impacto Ambiental (EIA) e do Relatório de Impacto Ambiental (RIMA) da área degradada, assim como subsídio para a sustentação legal de extração de argila na cidade de Marabá – PA.

### MATERIAIS E MÉTODO

Para a confecção dos mapas temáticos foi necessário, primeiramente, fazer a extração, análise e interpretação dos elementos geológicos/geomorfológicos dos produtos sensores, imagens de satélite, utilizando o método de lógica e sistemática de Soares & Fiori (1976), utilizou-se a hierarquia de classes de drenagem de Strahler (1952) e como apoio a interpretação da drenagem os trabalhos de Howard (1967) e Lima (2002). Depois da extração, análise e interpretação dos dados foram feitos os mapas digitais com o uso dos *softwares* ESRI ArcMap (ArcGis 9.3) e *Global Mapper* 11.0 no Laboratório de Geoestatística da Universidade Federal do Pará – Campus Marabá-PA.

Para o estudo geomorfológico foi aplicado o conceito de sistemas de relevo de Summerfield (1993), segundo o autor, para determinar os sistemas de relevo é necessário identificar os elementos, seus atributos e suas relações. Neste trabalho foram utilizados os sistemas de processos-respostas que resultam em um ajuste entre processo e forma, os quais são representados por interações entre os sistemas morfológicos e os elementos de relevo, e os sistemas sequenciais, descritos por movimentos de massa e fluxo de energia através da paisagem.

Segundo Burbank & Anderson (2001) os melhores marcadores geomórficos conhecidos são as paisagens, superfícies e alinhamentos principais que mostram a geometria antes da deformação e indicam idade da deformação pela alta preservação de suas feições. Porém, frequentemente, apenas uma destas características pode ser determinada como um marcador, dispensando as demais. Assim sendo, foi feita a interpretação morfológica da área a partir dos alinhamentos de drenagem e de relevo (SOARES; FIORI, 1976).

### RESULTADOS

A bacia do rio Itacaiúnas é extensa, ocupa uma área de aproximadamente 41.342 km<sup>2</sup>(VIANA, 2011), tendo localizada em sua foz a sede municipal de Marabá. É constituída por 14 sub-bacias e a própria sub-bacia do Itacaiúnas, cujas características principais são a assimetria forte e a grande subordinação tectônica dos rios em sua maioria com orientação preferencial N-S e outros com direção E-W. O rio Itacaiúnas tem direções gerais N-S em seu alto curso mudando para L-W em seu curso médio, com mudanças bruscas de direção quando observadas em escalas menores, ao longo de todo o seu curso. Próximo à foz deste rio há uma vasta planície de inundação que se fundamentou a partir dos expressivos alagamentos em períodos de chuva e que conseqüentemente possibilitaram o acúmulo da argila extraída pelos ceramistas neste local.

As principais propriedades de drenagem identificadas na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas, e, por sua vez, na área delimitada para confecção do mapa de drenagem (Fig. 01) mostram: Presença do padrão subdendrícomeândrico que, segundo Howard (1967), é provocada, provavelmente, por controle essencialmente estrutural, litológico ou litoestrutural. Alta e baixa densidade de drenagem indicando terrenos impermeáveis e porosos respectivamente (LIMA, 2002).

Na área em questão é perceptível uma alta densidade da drenagem a E e NE, enquanto uma baixa a W e NW. A presença da sinuosidade pode mostrar uma anomalia no terreno, retratada por um controle estrutural ou até mesmo litológico. A alta angularidade comum a E e SE e a tropia bidirecional com direções preferências a NE-SW e NW-SE, evidenciadas pelos cotovelos, que são feições anômalas, ao longo do rio Itacaiúnas são fortes indícios de drenagem controlada pela existência de fatores tectono-estrututais. A delimitação e a análise dos alinhamentos identificados no mapa específico de alinhamentos de drenagem permitiram a separação dos grupos preferenciais de direção e corroboraram o pressuposto de controle estrutural na área em questão.

Os principais alinhamentos estão direcionados da seguinte maneira: NE-SW e NNE-SSW – o primeiro ocorre relativamente distribuído por toda a área e representa extensos alinhamentos presentes nos rios Tocantins e Itacaiúnas. O segundo ocorre em menor quantidade e em menor extensão e encontram-se distribuídos em alguns pontos da área. NW-SE e NNW-SSE – o primeiro ocorre bem distribuído por toda a área e representam extensos alinhamentos nos rios Tocantins e Itacaiúnas o segundo, por sua vez, é limitado a alguns pontos da área tendo maior representatividade na porção central. Essas direções refletem, em termos gerais, a orientação na qual acontece o escoamento da drenagem na área estudada.

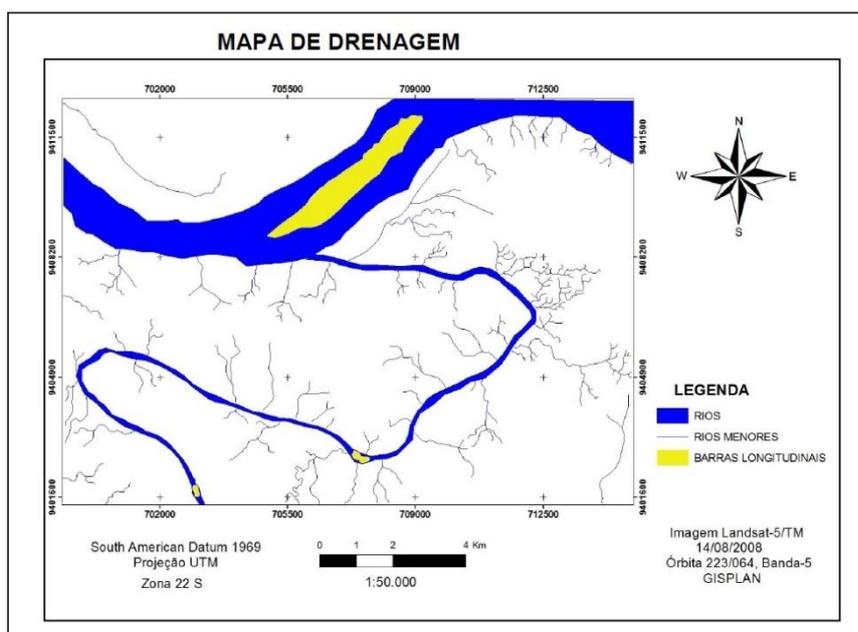


FIG. 01- Mapa de drenagem da área de estudo.

Depois de finalizados os mapas de drenagem e alinhamentos de drenagem, elaborou-se o mapa de relevo (Fig. 02) tomando por base os dados SRTM-90m disponíveis no sítio da EMBRAPA. Os tons verdes no mapa correspondem ao relevo de agradação com cotas de até 95m, representado por planícies aluvionares. Em amarelo estão as áreas de transição, com os relevos colinosos mais suaves e cotas entre 96 e 120m, e; por fim, em tons vermelhos têm-se a área que indica o relevo de degradação, representado pelo relevo residual, com as maiores cotas de elevação, 121 a 160m.

O mapa de geomorfologia (Fig.03) que fora confeccionado mostra que as porções SE e NE da área, são formadas por colinas amplas com vertentes suaves e, por colinas de topos abaulados com vertentes íngremes a E, sendo que a W foram diferenciados os relevos de colinas de topo aplainados e vertentes planas e o de colinas de topos aplainados e vertentes íngremes, sustentado, na porção ocidental por rochas clásticas da Formação Itapecuru constituída de argilitos e lateritas, e na porção oriental por

rochas da Formação Couto Magalhães com micaxistos, filitos e ardósias (DE PAULA, 2010). Às margens do rio Itacaiúnas se destacam as planícies aluvionares de natureza sedimentar quaternária.

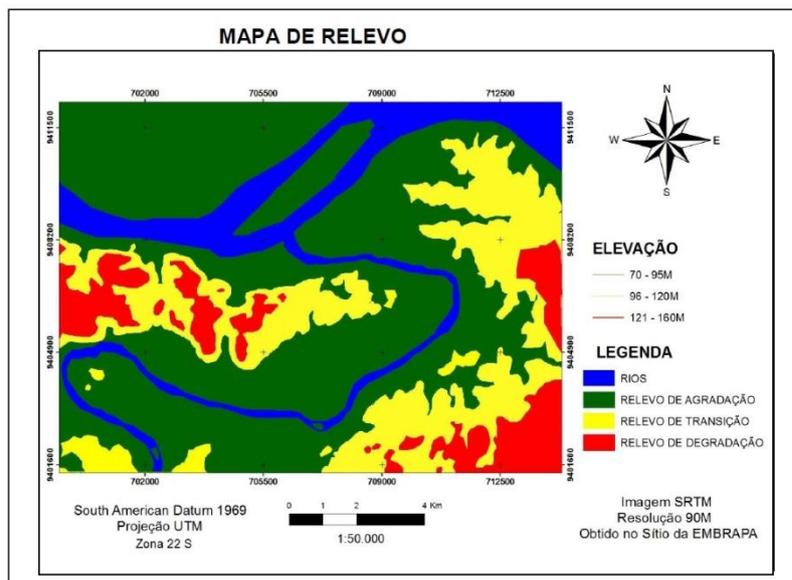


Fig. 02- Mapa de relevo da área de estudo, realce aos sistemas de relevo.

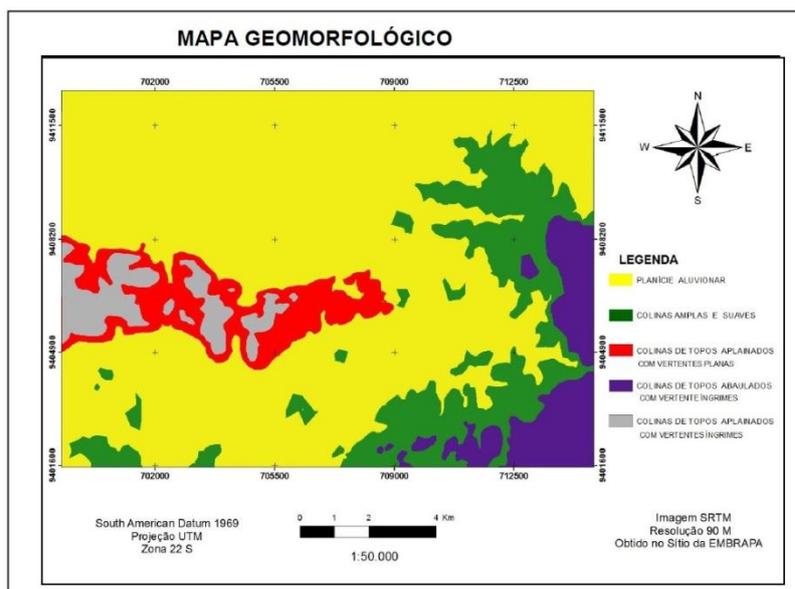


Fig.03- Mapa geomorfológico da área de estudo.

## CONCLUSÃO

As análises e interpretações constantes neste trabalho permitiram traçar as seguintes conclusões:

- A área de estudo é constituída pelo sistema de relevo de degradação e de agradação, o primeiro é constituído por diversas formas de colinas sustentadas pela Formação Itapecuru a W e pela Formação Couto Magalhães a E, enquanto o segundo é representado pelo relevo de planície aluvionar. Os setores íngremes das encostas e as planícies fluviais são susceptíveis, respectivamente à erosão linear e às inundações periódicas e devem, portanto, integrar as zonas de maior grau de proteção.
- Sobre a área de estudo, detectou-se um forte controle estrutural, definido pelas principais propriedades de drenagem, pelas anômalas feições em cotovelos e corroborado, ainda, pela interpretação dos alinhamentos de drenagem.
- As periódicas inundações do rio Itacaiúnas responsáveis pela construção da planície de inundação, possibilitaram o acúmulo da argila extraída pelos ceramistas que não se preocuparam com os impactos que seriam causados pela atividade extrativista.

- É inviável a construção de qualquer empreendimento no referido local, haja vista as periódicas inundações serem inevitáveis por se tratar de uma área de planície de inundação ativa, contudo, é louvável que seja feita a reabilitação de solo e flora da área impactada.

#### **REFERÊNCIAS**

- Burbank, D.W.; Anderson, R.S. Tectonic Geomorphology. Massachusetts: Blackwell Science, 2001. 274 p.
- De Paula, R. G. Análise temporal, espacial e ambiental da ocupação urbana nas margens dos rios Tocantins e Itacaiúnas na cidade de Marabá: subsídios para o plano diretor municipal. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, 2010.
- Howard, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. Bulletin American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, v. 5, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- Lima M.I.C. Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico. Belém: 2002, CD-ROM.
- Soares, P.C.; Fiori, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Campinas, Notícia Geomorfológica, 1976. 16 (32): 71-104
- Strahler, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America, Bulletin, v. 63, p. 1117-1142, 1952.
- Summerfield, M.A. Global Geomorphology. New York: British Library Cataloguing in Publication Data, 1993, 537p.
- Viana, E. T. D. Atualização cartográfica por produtos sensores gratuitos na bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas-Serra dos Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, 2011.

## CONSIDERAÇÕES VOLTADAS AO CONTROLE DOS PROCESSOS EROSIVOS NA BACIA DO ALTO CURSO DO RIO CABAÇAL EM MATO GROSSO

Letícia Thommen Lobo Paes de Barros<sup>1</sup>; Marcus Vinicius Ducati Cambará<sup>2</sup>; Fernando Ximenes de Tavares Salomão<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Consultora independente, Eng<sup>o</sup> Agrônomo, MSc. Ecologia e Conservação da Biodiversidade.

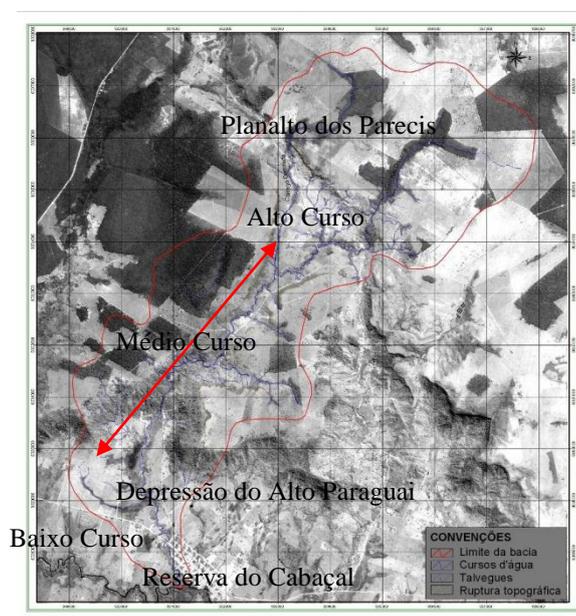
<sup>2</sup>Graduando em Geologia-ICET/UFMT

<sup>3</sup>Prof. Dr. do departamento de Geologia Geral-DGG/UFMT

leticia.thommen@uol.com.br; marcusvinicius.dc@hotmail.com e ximenes.salomao@gmail.com

### INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do córrego Dracena, afluente do Rio Cabaçal, encontra-se instalada na zona de transição entre o setor de cimeira do Planalto dos Parecis, e a Depressão do Alto Paraguai, onde se localiza a cidade de Reserva do Cabaçal em Mato Grosso, Figura 1.



**Figura 1** - Em destaque a bacia do córrego Dracena com a maior parte da área na faixa transicional (seta), que separa o nível altimétrico de cimeira, em relevo de Planalto, do nível altimétrico da Depressão do Alto Paraguai (imagem de satélite Cebers II, rota 168-117, banda pancromática, passagem 02/05/2009). Município de Reserva do Cabaçal/MT.

A área objeto apresenta boa representatividade da problemática erosiva observada na região compreendida pela bacia do Córrego Dracena afluente do Rio Paraguai, principal curso d'água do Pantanal Mato-grossense. O objetivo principal deste trabalho é a caracterização de condicionantes ambientais que interferem no funcionamento hídrico e nas manifestações dos processos erosivos, de maneira a subsidiar ações voltadas ao controle preventivo.

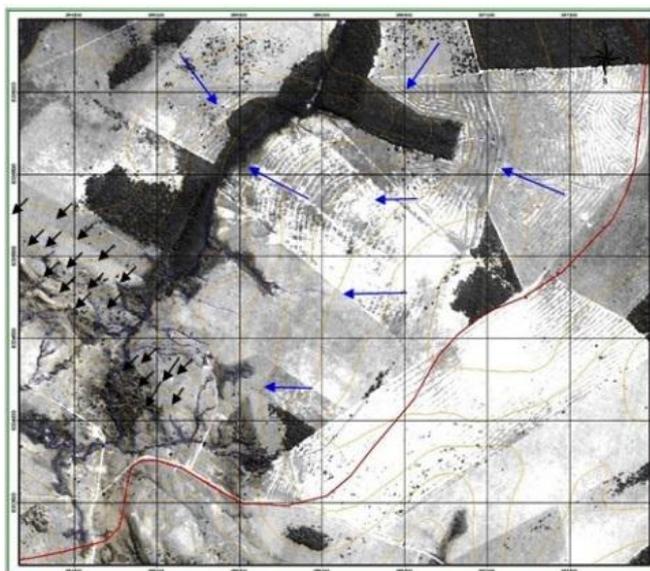
O diagnóstico realizado foi embasado na abordagem morfopedológica (Castro & Salomão 2000), que permitiu em curto espaço de tempo, a partir de interpretação imagens de satélite de alta resolução, e reconhecimentos em campo, a compreensão da dinâmica do funcionamento hídrico e da suscetibilidade dos terrenos à ação erosiva.

### CONTEXTUALIZAÇÃO DA PROBLEMATICA EROSIVA

O levantamento de campo foi realizado de maneira a diagnosticar os problemas relacionados à erosão, assoreamento, morte de vegetação, e redução da capacidade produtiva em propriedades rurais localizadas em boa parte da bacia do córrego Dracena, em consequência da retirada da vegetação nativa que recobria ambientes frágeis. Nesses ambientes as relações ecofisiológicas do suporte geocológico

(Ab'Saber, 2000), são regidas por características morfopedológicas e funcionamento hídrico favoráveis à instalação de processos erosivos e movimentos de massa.

a) As principais cabeceiras do alto curso desse córrego situam em superfície rampeada em direção à borda escarpada do Planalto, cujas escarpas funcionam como soleiras mantenedoras das vertentes das porções de cimeira deste Planalto, no domínio de Neossolos Quartzarênicos, desenvolvidos sobre arenitos muito friáveis da Formação Morro Cristalino (Saes & Leite, 1993). A **Figura 2** apresenta um recorte de imagem do principal curso d'água que forma o córrego Dracena, apontando por meio de setas negras o caimento geral da superfície rampeada em direção às escarpas do planalto, condicionante principal das direções de fluxos d'água superficiais e subsuperficiais; as setas azuis indicam o caimento geral dos terrenos ao nível das vertentes.



**Figura 2** – Recorte de imagem mostrando a porção superior da bacia do córrego Dracena.

Assim, na porção de cimeira do Planalto, tanto a camada pedogeneizada como o arenito alterado funcionam como uma esponja, absorvendo as águas das chuvas, e acumulando-as em subsuperfície, reduzindo drasticamente o escoamento superficial, o que torna a faixa escarpada, que serve de soleira para a manutenção das formas de relevo e de vertentes extremamente vulneráveis ao desmoronamento, e deslocamento de blocos de rochas, solos e bancadas lateríticas.

b) O médio curso do córrego Dracena desenvolve-se em ambiente muito dissecado marcado pela presença de morros coalescentes com solos pouco desenvolvidos, constituídos por Neossolos Regolíticos, Litólicos e Cambissolos, formados a partir de diversas litologias, como os granitos pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Cruz (Ruiz, 2005), conglomerados, arenitos e siltitos da Formação Fortuna (Saes & Leite, 1993). Neste setor da bacia observa-se a presença de uma antiga estrada, hoje totalmente desativada, onde se observa dinâmica erosiva remontante, em processo ativo de erosão e movimentos de massa. Essa estrada foi implantada transpondo morros coalescentes, marcados pela presença de escarpas esfaceladas na borda do Planalto em Neossolos Regolíticos, o qual é pouco desenvolvido, medianamente profundo, tendo seqüência de horizontes A–C–R, contendo na fração areia teores de minerais primários não intemperizados, com indícios de se originar de materiais soltos e muito friáveis. Entretanto, o córrego Dracena, antes de chegar ao nível da Depressão, ainda transpõe outra zona de ruptura de relevo, o que implica para o seu médio curso competência suficiente para transporte de materiais a longas distâncias, podendo em longo prazo atingir os ambientes de planícies aluvionares do baixo curso.

c) O baixo curso do córrego Dracena desenvolve-se em ambiente moderadamente dissecado em formas colinosas (colinas médias), com vertentes pouco inclinadas, fundo de vales sinuosos, associados a ambiente agradacional, com ocorrência de solos hidromórficos, meandros abandonados, níveis de terraços, planícies aluvionares e bancos de areia assoreando o leito. Essa condição propicia ao baixo curso do córrego Dracena elevada vulnerabilidade ao assoreamento por ação antrópica. A minimização deste

processo depende em grande parte do controle dos processos erosivos manifestados no alto e médio curso, acompanhados pela recuperação vegetal das áreas de entorno dos cursos d'água.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Interpretações realizadas do funcionamento hídrico da área envolvida da bacia do córrego Dracena contemplando as tendências de infiltração, escoamento de águas de chuva e do aquífero freático, com base em análises de imagem de satélite de alta resolução e reconhecimentos em campo voltado à compreensão das interações entre cobertura pedológica, formas e feições de relevo e substrato geológico, foi possível distinguir comportamentos diferenciados dos processos erosivos envolvendo as porções do alto, médio e baixo curso da bacia.

Nas porções do alto e médio curso da bacia, solos muito erodíveis, essencialmente arenosos e profundos (Neossolos Quartzoarênicos e Neossolos Regolíticos) recobrem superfícies rampeadas dominadas por pastagens, marcadas por tentativas de controle da ação erosiva por meio de gradeamento do solo e terraceamentos, resultando em maior exposição do solo, aumento da erosão laminar e linear por ravinas e boçorocas e o assoreamento de fundo do vale com a consequente morte de vegetação florestada no mosaico ribeirinho.

As cercas, trilhas de gado e estradas abandonadas e ativas a favor da declividade oferecem condições para o escoamento concentrado das águas de chuva, dando origem a sulcos e ravinas, que, interceptando o aquífero freático ativam fenômenos de pipping em boçorocas muito profundas e de difícil controle.

Para minimizar a ação erosiva e evitar que novas erosões ocorram recomenda-se o isolamento por cercas das ocorrências existentes, e a implantação de bebedouros fora do ambiente ciliar. Recomenda-se também a implantação de diques de terra (camalhões) e a melhoria do terraceamento já executado nas vertentes. Com a perspectiva conservacionista recomenda-se o emprego de técnicas que utilizem cobertura vegetal combinada à componentes estruturais para estabilização dos taludes e contenção do escoamento das águas no interior da ocorrência erosiva, executado por equipamentos manuais não mecanizados; recomenda-se finalmente, a utilização de materiais disponíveis nas áreas, a exemplo de blocos de rochas e pedras canga, troncos de árvores mortas e outros.

### **REFERÊNCIAS**

- Ab'Saber, A.N., 2000. O Suporte Geoecológico das Florestas Beiradeiras (Ciliares). In: Matas Ciliares - Conservação e Recuperação. Rodrigues e Leitão Filho (Eds.). EDUSP/FAPESP p.:15-25.
- Castro, S. S. & Salomão, F. X. T. 2000. Compartimentação morfopedológica e sua aplicação: considerações metodológicas. In: GEOUSP. Revista do Departamento de Geografia-FFLCH-USP, N° 7, São Paulo, Humanitas.
- Ruiz, A.S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do cráton amazônico, região limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso. Tese de Doutorado, USP-Rio Claro/SP. 299p.
- Saes, G. S. & Leite, J. A. D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. Revista Brasileira de Geociências, v. 23, n. 1, p. 31-37.

## A PROBLEMÁTICA DAS ÁREAS DE RISCO EM BOA VISTA-RR: ALAGAMENTO DO BAIRRO CAÇARI

Mayk Feitosa Santos<sup>1</sup>, Olavio Douglas Cavalcante Martins<sup>2</sup>, Filipe Silva Brito da Luz<sup>3</sup>, Vladimir de Souza<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Graduando de geografia da UFRR, bolsista de iniciação científica BIPIC/CAPES (kingmayk@hotmail.com);

<sup>2</sup>Graduando de geografia da UFRR, bolsista de iniciação científica BIPIC/UFRR, (Olavio\_douglas@hotmail.com);

<sup>3</sup>Graduando de geografia da UFRR, bolsista de iniciação científica BIPIC/UFRR (s.filipe@hotmail.com)

<sup>4</sup>Professor do departamento de Geologia da UFRR, (valdisouza@yahoo.com.br).

### INTRODUÇÃO

Atualmente um dos principais problemas de maior repercussão entre os estudiosos e pelas autoridades de órgãos de preservação ambiental, está relacionado com as questões da ocupação urbana sem planejamento. A ocupação irregular de certas áreas como encostas, planícies de inundação e cabeceiras de rios, tem ocasionado diversos problemas ao equilíbrio do meio ambiente. No período chuvoso tais áreas ficam susceptíveis a deslizamentos, assoreamentos de rios e inundações, causando perda socioeconômica, a exemplo do Rio de Janeiro, que em 2011 teve vários desastres relacionados à área de Risco. Boa Vista-RR não foge a regra, pois foi verificada a ocupação urbana de áreas que são locais impróprios, por vários motivos, tais como a especulação imobiliária, estratégia eleitoral estes contando com a negligência, dos gestores públicos.

O conceito de área de risco está relacionado a lugares que estão susceptíveis a impactos ambientais tanto de forma natural ou antrópica, e esse tipo de ação pode ocorrer próximo aos canais fluviais ou em vertentes, sendo assim a possibilidade desse risco ocorrer pode ser representado pela equação  $R = P \times C$ ; na qual a Risco (R) expresso à possibilidade (P) de ocorrência de um evento causar consequências (C) sociais e/ou econômicas significativas (CERRI & AMARAL, 1998).

Tais consequências da ocupação das áreas de risco acarretam impactos ambientais, tanto nas matas ciliares, que tem sua retirada para construção de casa, também a drenagem que por sua vez a ocupação tende a ocupar sua borda, podendo acarretar assoreamento do canal, tornando vulnerável o local. Segundo Sanchez (2008, p110) "Impacto ambiental é compreendido como toda alteração perceptível no meio, que comprometa o equilíbrio dos sistemas naturais ou antropizados". Essas variáveis dão partida ao processo de delimitação dessas áreas de risco do baixo rio Cauamé.

### OBJETIVOS

Realizar um levantamento dos impactos ambientais e das áreas de risco da bacia do Baixo Rio Cauamé na área urbana de Boa Vista.

### MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi dividida e executada em três etapas, de início realizou-se a busca de dados secundários por meios de levantamento bibliográfico, que envolveram pesquisa documental, sendo as fontes referentes ao assunto em livros, em periódicos, artigos, Internet dentre outros, na segunda fase tem-se a obtenção de dados primários por meios das realizadas atividades de campo que teve como intuito observar as principais consequências e impactos deixados pelas cheias, além da coleta de dados como aquisição de coordenadas geográficas (UTM), com o auxílio do GPS e descrição da área de estudo tais como os aspectos físicos a exemplo hidrografia, topografia, vegetação, etc. Tal etapa foi fundamental para a criação do banco de dados acerca dos recursos hídricos urbanos de Boa Vista-RR. A terceira etapa foi executada em laboratório, no qual foram elaborados mapas temáticos e cadastrais com os dados obtidos nas duas primeiras etapas (levantamento bibliográficos e atividades de campo) através do uso dos softwares, ARCGIS 9.3, Spring 5.1.8, Google Earth e MapSource.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

O bairro Caçari, por estar localizada em borda de drenagem, estabelece maior risco de cheia para população, uma vez que o mesmo está ocupando a área que mais apresenta níveis topográficos diferenciados. Esta condição fisiografia do relevo aliado a um período chuvoso bem definido, que vai de maio até agosto, pode-se ter um maior controle sobre a variação de cota do rio.

Em virtude dessas variáveis junto com o período de retorno dos eventos de cheia, que esta em torno de 40 anos, esse conceito pode ser aplicada na dinâmica ocorrida em 2011 em Boa Vista, no entanto podem acontecer antes ou depois do período de retorno. Tais abordagens terão de ser completadas com o perfil histórico de cheia do Rio Branco, para levarmos os eventos ocorridos também no baixo Rio Cauamé. Os dados históricos de levantamento de cheia iniciou-se em 1968, cerca de 43 anos atrás, são dados obtidos no monitoramento das réguas limnimétrica da sede da companhia de águas e esgotos de Roraima (CAERR) ( SANDER, et al., 2012).

No histórico de cheia do Rio Branco se obteve em 1976 umas das grandes cheias ocorridas no em Boa Vista, esta chegando atingir cotas de até 65,95m, sendo a segunda maior cheia registrada, fazendo a comparação da cheia ocorrida em 2011, onde sua cota foi cerca de ate 66,43m, ou seja, 11m de sua cota normal do rio. Esses dados podem ser perfeitamente explicados no mapa planialtimétrico de Boa Vista (figura 01).

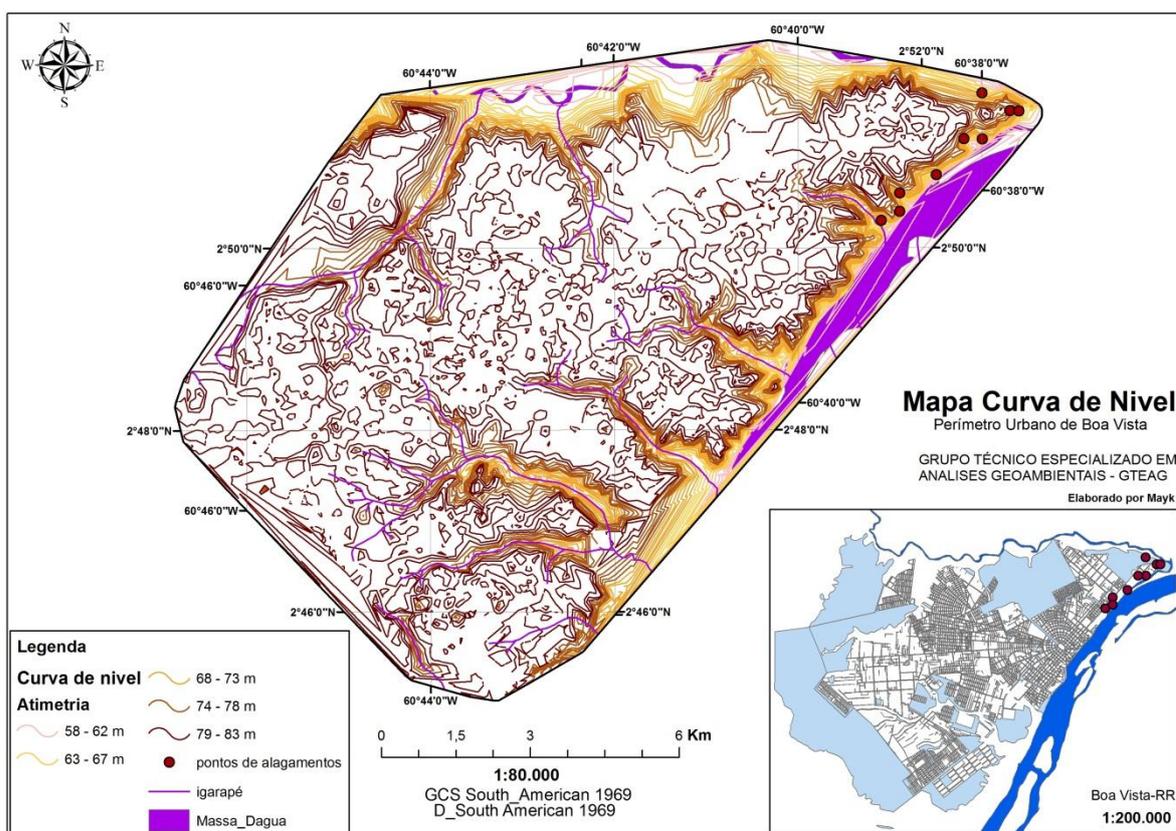


Figura – 01: Mapa de curval de nível demonstrando a variação de altimetria das bordas da drenagem especificamente do bairro Caçari-Boa Vista.

O mapa planialtimétrico só vem a comprovar as cotas obtidas em 2011, tais pontos demonstra em vermelho correspondem a locais mais elevados durante a cheia, são pontos orientados em cotas de 63-67m ate 68—73m, tendo alternância de 4m de altura, considerando a margem de erro. Usando o histórico das cheias para sabermos o tempo de retorno de 30 anos, se traçara o limite da máxima cheia ocorrida no baixo Rio Cauamé em 2011, e os mapas de planialtimétricas de Boa Vistam, podemos sobrepor essa informações para se delimitar as áreas de riscos de bairro Caçari, (Figura 02).

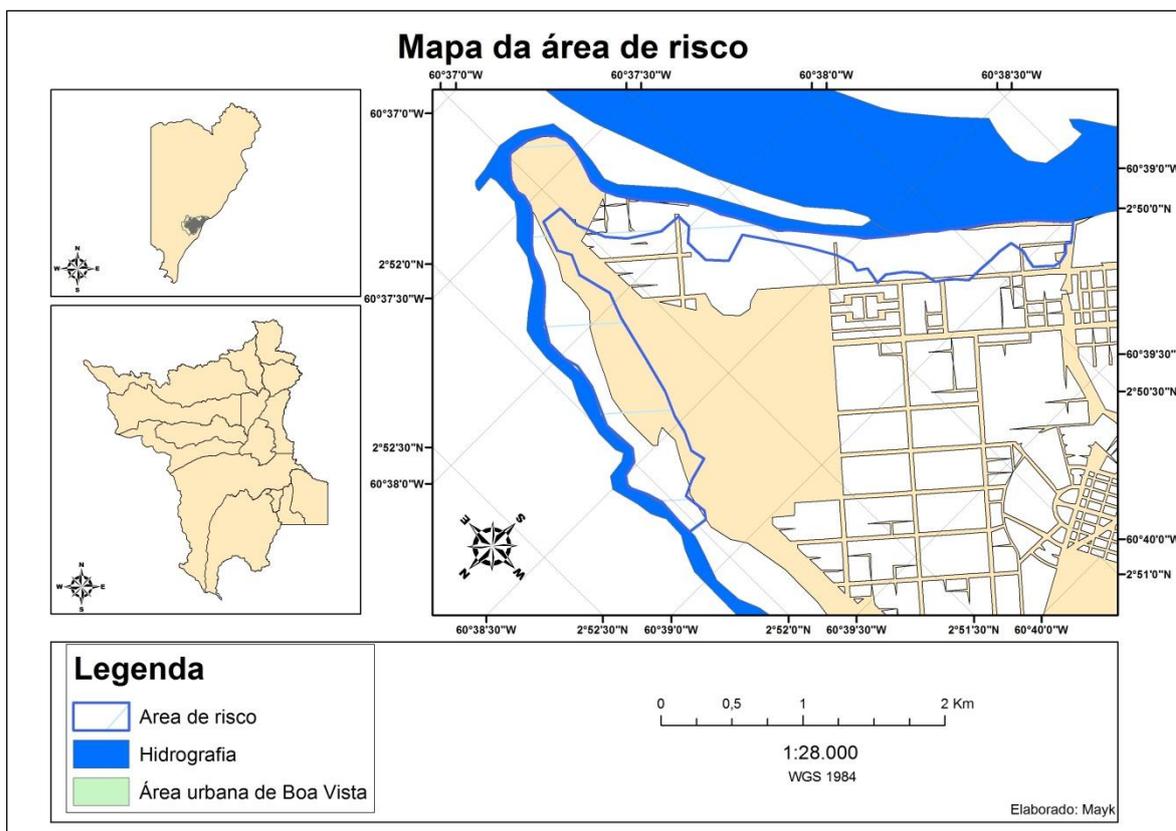


Figura- 02: Mapa de delimitação das áreas de risco do baixo rio Cauamé.

Tendo em vista que essas áreas são susceptíveis a desastres por dinâmica de cheia, esses locais não deveriam ser ocupados pela população, já que futuramente deve ocorrer cheia de grandes proporções iguais e/ou até mais intensas, acarretando perdas socioeconômicas. Nos locais compreendidas do limite da área de risco do Bairro Caçari constatou-se alguns tipos de impactos ambientais e socioambientais ocasionados pela cheia da drenagem. Os impactos ambientais observados são tanto de caráter natural, no que se refere à dinâmica fluvial, pois no período da cheia a área atingida está susceptível a inundação devido à máxima cheia, cabe salientar também de caráter antrópico no que se refere à ocupação humana em áreas inadequadas e o uso incorreto do solo (canalização mal feita), e também a retirada da mata ciliar das bordas da drenagem, que tem por consequência, e erosão superficial com transporte de sedimentos acarretando assoreamento do canal, outra problemática são as ocupação de certa forma, regula, pelo fato desses moradores obterem seu título definitivo, mas por outro lado essas moradias foram instaladas próximas a drenagem, ou seja, ocupando áreas que antes existia mata ciliar, e por traz disso esta as grandes especulações imobiliárias do local oferece subsídios para essa ocupação na margem, em fim o processo de ocupação tende a trazer consigo vários problemas como exemplo as más infraestruturas construídas, o acúmulo de resíduos sólidos, que por sua vez no período chuvoso tende a trazer perdas socioeconômicas (perdas de matérias, danos a saúde, constrangimento social e além de custar caro para os cofres públicos) para o Bairro Caçari.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O crescimento da área urbana próxima à borda do rio Cauamé sem estudos de áreas de risco, acarretou grandes transtornos devido à enchente de 2011. O fato mostra que estas ocupações urbanas têm ocorrido sem estudos prévios e levam em conta apenas o interesse imobiliário e também pela negligência dos poderes públicos. O Bairro Caçari por estar às margens do Baixo Cauamé é uma área inadequada para ocupação humana por ser considerada área de risco e esta susceptível a inundação. Por consequência o bairro Caçari sofre tanto com impactos ambientais como socioambientais (perdas materiais devido a catástrofes naturais). Tais abordagens tornam viável a delimitação de áreas de risco na área urbana de Boa Vista, estudo inédito até o presente momento. Este tem como resultado apontar os níveis de máxima cheia

do rio Cauamé. Com base neste estudo foi possível apontar a causa dos pontos de alagamento ocorridos na cheia de 2011.

#### **REFERÊNCIAS**

Cerri, L. E. S. & Amaral, C. P. do. Riscos Geológicos. In: OLIVEIRA, A. M. dos S. & BRITO, S. N. A. de. (org.). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE CNPq-FAPESP, 1998, p. 131-144.

Sanchez, L. E, Avaliação de impacto ambiental: Conceito e Métodos, São Paulo, Oficina de Texto, 2008, 477p.

Sander, C.; Wankler, F. L.; Evangelista, R. A. O.; Moraga, C. H.; Teixeira, J. F. S.; Cheias do Rio Branco e Eventos de Inundação na Cidade de Boa Vista, Roraima, Boa Vista, v.6, n.12, 2012, pp.41-57.

## MAPA DE INUNDAÇÃO COMO INSTRUMENTO DE PLANEJAMENTO URBANO – ESTUDO DE CASO NA SEDE URBANA DE SANTARÉM

Milena Marília Nogueira de Andrade<sup>\*,\*\*</sup>, Claudio Fabian Szlafsztajn<sup>\*</sup>

Universidade Federal do Pará<sup>\*</sup>, Universidade Federal do Oeste do Pará<sup>\*\*</sup>  
mmilena@ufpa.br, ioselle@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O mapa de inundação é um instrumento importante para o planejamento urbano. As inundações são o tipo de desastre mais frequente no Brasil. Os desastres naturais se referem às consequências dos impactos, danos e prejuízos provenientes de fenômenos naturais extremos ou intensos sobre um sistema socioeconômico, que excedem à capacidade do sistema afetado em eliminar ou conviver com o impacto. Em especial, a classificação das inundações de acordo com a evolução, pode ser lenta ou rápida (CASTRO, 2007).

No norte do país o estado do Pará contabiliza um elevado número de pessoas afetadas por ambos os tipos de inundação. O número de pessoas deslocadas, desabrigadas, enfermas e mortas, por inundações bruscas, no período de 1991-2010, é de: 20.272, 10.634, 11.427 e 43, respectivamente. Para as inundações lentas o número de danos aumenta consideravelmente para pessoas deslocadas, desabrigadas e enfermas: 117.013, 37.407, 40.098, respectivamente; e diminui para o número de pessoas mortas, 29 (CEPED; UFSC, 2011).

Situado na mesorregião do Oeste do Pará o município de Santarém possui diversos registros destes tipos de desastre. A sede urbana está localizada nas coordenadas geográficas 02° 25'30"S e 54° 42'50"W. A população da sede é de aproximadamente 215.790 habitantes (73% da população total do município) (IBGE, 2011).

Desde a década de 50 há registro de danos ocasionados pelas inundações na sede urbana do município. O ano de 2009 registra até o momento a maior inundação lenta com cota fluviométrica de 831cm no mês de Maio (CPRM et al., 2012). Foram afetados ao total 18 bairros por inundação lenta e rápida: Aeroporto Velho, Aldeia, Área Verde, Caranazal, Centro, Floresta, Interventoria, Jardim Santarém, Mapiri, Maicá, Maracanã, Matinha, Nova República, Santarenzinho, Santo André, Pérola do Maicá, Uruará e Urumanduba. Destes os bairros: Aldeia, Área Verde, Caranazal, Centro, Maracanã, Pérola do Maicá e Uruará são afetados por inundações lentas e compõem a área de estudo. O bairro Maracanã I apesar de não ter entrado no decreto também foi analisado neste estudo de caso.

### METODOLOGIA

O mapa de inundação lenta foi elaborado a partir de procedimentos em campo e escritório. Os dados secundários utilizados foram dados planimétricos, em especial curvas de nível de 2 em 2 metros; e uso de imagens de alta resolução espacial. A metodologia utilizada objetiva a construção do mapa geomorfológico e de um mapa participativo (Figura 1).

Os dados espaciais foram inicialmente georreferenciados. A partir das curvas de nível foi gerado um Modelo Digital de Elevação e um mapa de declividade. Ambos foram utilizados para separar as unidades de relevo a partir de uma classificação automática.

As 70 cenas de imagens de alta resolução foram obtidas na Companhia de Saneamento e Habitação do estado do Pará. Estas fotos aéreas compuseram um mosaico final. Procedimentos de correção geométrica e atmosférica foram realizados. Por fim foi possível fazer uma classificação visual das unidades de relevo.

As atividades de campo ocorreram no período de Agosto à Setembro de 2012. Foi feito um levantamento da rede de drenagem, e a retificação e ratificação das unidades de relevo geradas na classificação automática. Nas áreas afetadas pelas inundações foi feito um levantamento com o uso do GPS *Garmin 76 CSx* determinando os pontos extremos que a água atingiu.

A construção do mapa participativo foi uma atividade desenvolvida durante oficinas de grupo focal durante os meses de Agosto e Setembro de 2012. Através deste mapa foi possível registrar e visualizar de forma esquemática os locais aonde ocorreu os problemas relacionados com as inundações (ICMBIO, 2009). Os limites foram demarcados de acordo com a experiência e memória vivenciada pela comunidade do bairro trabalhado. Foi utilizado um mapa base impresso da área urbana de Santarém

contendo a delimitação dos bairros e ruas principais. Os dados obtidos por cada uma das etapas foram sobrepostos. Ao final foi feito o mapa final com a síntese das informações obtidas para posterior análise (Figura 1).

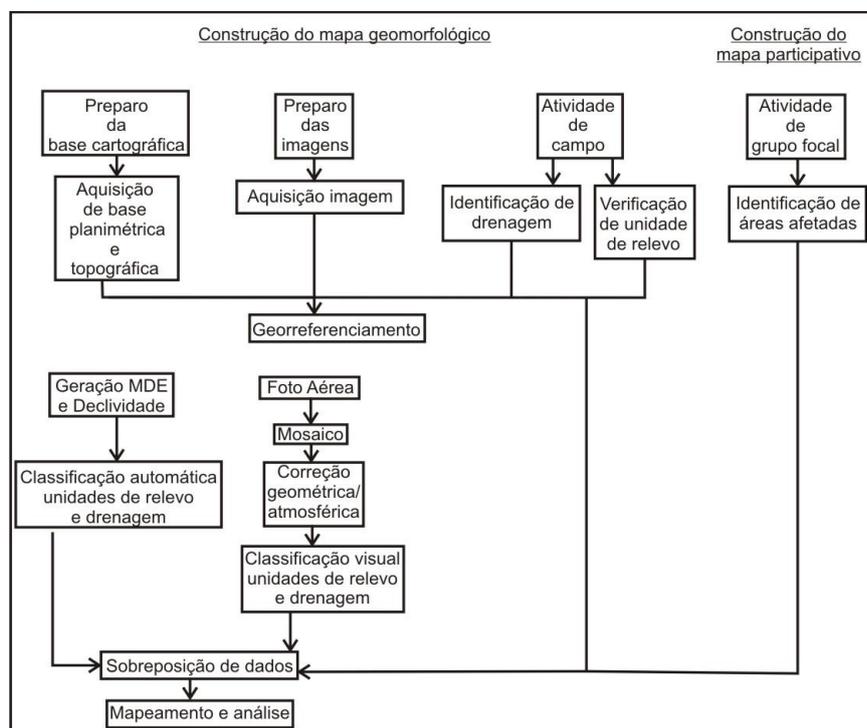


Figura 1: Etapas para geração do mapa de inundações

## RESULTADOS

O mapa de inundação mostra as áreas susceptíveis de serem afetadas por inundação lenta (Figura 2). Foram separadas as classes de susceptibilidade alta, moderada e baixa à ameaça de inundação com base na maior inundação lenta até o momento. Os bairros afetados estão localizados a leste, norte, e norte-noroeste da área de estudo.

As áreas de alta susceptibilidade totalizam em aproximadamente 713ha, porém apenas 250ha estão distribuídas em áreas menores dentro da área de planície dos bairros: Aldeia (0,34ha), Centro (0,18ha), Caranazal (18ha), Maracanã I (12ha), Maracanã (11ha), Uruará (57ha), Área Verde (107), Pérola do Maicá (39ha) e Uruará (57ha).

As áreas de moderada susceptibilidade totalizam em 240ha e estão situadas nas interface entre o relevo de colina e planície. São áreas de baixa declividade e altitude dos mesmos bairros supracitados que ocupam as respectivas áreas: Aldeia (1ha), Centro (3ha), Caranazal (3ha), Maracanã I (5ha), Maracanã (2ha), Uruará (8ha), Área Verde (25), Pérola do Maicá (100ha) e Uruará (8ha).

A área com susceptibilidade baixa corresponde a 223ha, representa maior parte no estudo de caso. São áreas topograficamente mais elevadas de colinas e não são atingidas mesmo nas enchentes excepcionais.

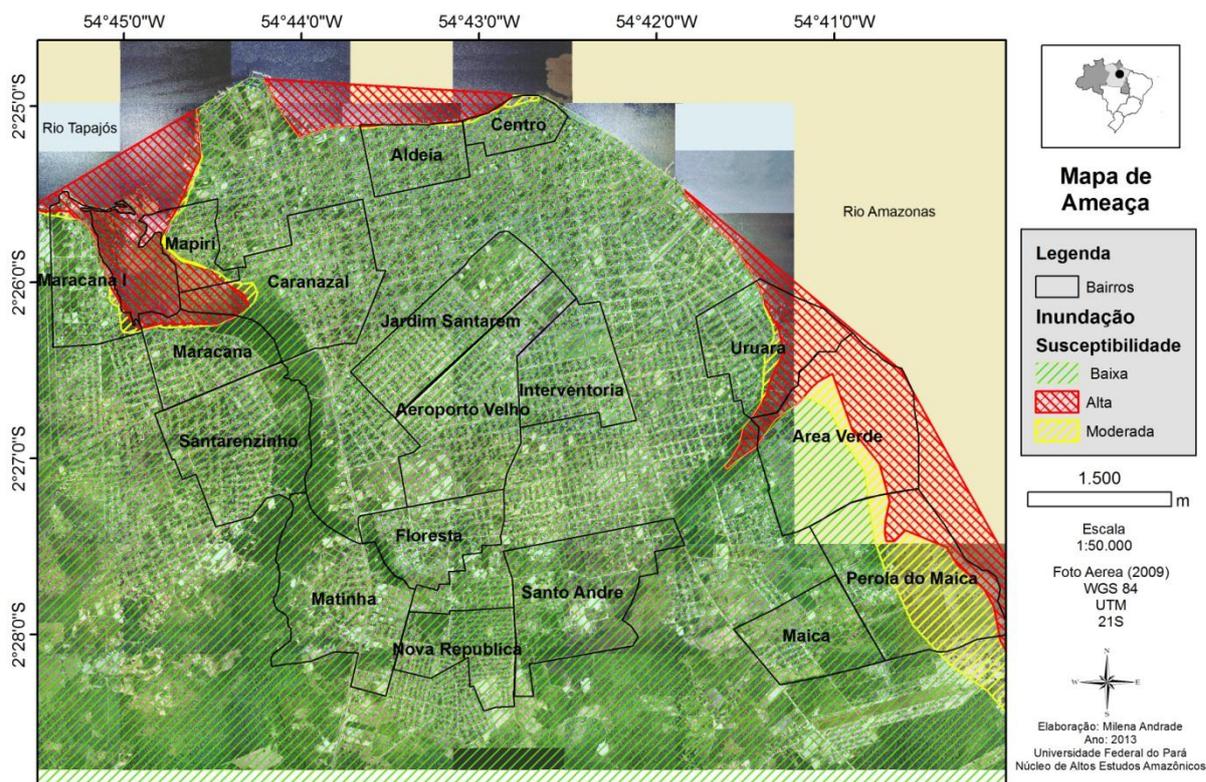


Figura 2: Mapa de ameaça à inundação lenta na sede urbana do município de Santarém.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

As áreas que apresentam alta susceptibilidade à inundação afetam locais específicos dos bairros de acordo com a distribuição espacial no mapa. Correspondem a áreas de planície de inundação e desembocadura dos igarapés Irurá e Urumari. A área de desembocadura dos citados igarapés está inserida na área do leito maior dos rios Amazonas e Tapajós e, portanto, sazonalmente alagados no período de cheia. São afetadas residências em forma de palafita que se encontram nestes locais, e em menor quantidade residências em foram de “marombas”. Os danos são relacionados às enfermidades relativas ao uso da água e devido ao aparecimento de animais peçonhentos. Danos estruturais também podem ser verificados após o período de inverno nas residências.

Os locais com susceptibilidade moderada totalizam a menor área. São áreas afetadas apenas por eventos de inundação excepcionais, tal como o ano de 2009, o qual foi utilizado como referência na atividade do mapa participativo. As áreas afetadas variam de residencial e comercial. Com exceção do bairro Centro o qual as áreas afetadas são predominantemente comerciais. Os danos são a acessibilidade reduzida, a perda de móveis, eletrodomésticos e mercadorias. Enfermidades também são constantes relacionadas à água contaminada principalmente em crianças.

Os locais com susceptibilidade baixa representam a maior área uma vez que a área de estudo situa-se em maior parte sobre a unidade de relevo morfoestrutural do Planalto Rebaixado da Amazônia. Dessa forma, o relevo de colinas com topos suaves, a declividade de baixa a relativa, e o afastamento da rede de drenagem não propicia o estabelecimento de desastres relacionados com inundação lenta. Sendo apenas possível estabelecimento de desastres relacionados com inundações rápidas.

Entender a ameaça faz parte da gestão de riscos e desastres. Os locais em que a susceptibilidade de ocorrência é alta ou moderada deve ser alvo de maior atenção do poder público para políticas urbanas. É necessário também analisar a ameaça a partir da percepção de risco espacial e temporal da população diretamente afetada, ou indiretamente afetada (relativa às lideranças que possuem capital político).

Conclui-se que a delimitação das áreas que são passíveis de ocorrência de desastres de inundação deve ser conhecida pela população e pelo poder público. Para que desse modo, ações e medidas de

prevenção possam ser realizadas nestas áreas. Portanto o mapa de ameaça cumpre um papel fundamental para o planejamento urbano sendo elemento essencial da delimitação e análise de áreas risco à inundação.

#### **REFERÊNCIAS**

- Castro, A. 2007. Manual de Desastres - Desastres Naturais. Brasília: Ministério da Integração Nacional, Secretaria de Defesa Civil.
- CEPED; UFSC. Atlas Brasileiro de Desastres Naturais. Florianópolis: CEPED/UFSC, 2011.
- CPRM; ANA; SIPAM. 2012.. Monitoramento Hidrológico de 2012 - Boletim Abril / 2012. Manaus: SIPAM.
- IBGE. 2011. Sinopse do Censo Demográfico. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- ICMBIO Instituto Chico Mendes de Conservação e da Biodiversidade 2009. Conselho deliberativos em Resex/RDS da Amazônia: uma experiência de capacitação participativa em processo. nahyda franca Von der weid (org) – brasilia: ICMBIO, 148p. isbn: 978-85-61842.
- Smith, K.; Petley, D. Environmental Hazards Assessing Risk and Reducing Disaster. 5ed, Routledge: Londres. 2008.

## SENSIBILIDADE AMBIENTAL DAS PRAIAS DE VILA DO CONDE, ITUPANEMA E CARIPI (BARCARENA/PARÁ)

Nívia Cristina Vieira Rocha<sup>1</sup>; Amilcar Carvalho Mendes<sup>2</sup>; André Matsumura da Silva<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Graduanda do Curso de Ciências Ambientais – CESUPA / nivivieira.ciamb@gmail.com

<sup>2</sup> Pesquisador do Museu Paraense Emílio Goeldi / amendes@museu-goeldi.br

<sup>3</sup> Graduando do Curso de Engenharia Ambiental – UEPA / andre.matsumura@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

Situado na meso região metropolitana de Belém, o município de Barcarena se limita ao norte pela Baía de Guajará e município de Belém, ao sul pelos municípios de Mojú e Abaetetuba, a leste pelo município de Acará e, a oeste, pela Baía do Marajó. Neste município estão localizadas as praias de Caripi, Itupanema e Vila do Conde, todas sob influência direta dos complexos portuário e industrial ali existentes e, por essa razão, as atividades socioeconômicas ali desenvolvidas podem ser potencialmente prejudicadas, caso ocorra derramamento de óleo nas águas que as bordejam.

O Ministério do Meio Ambiente lançou em 2011 um edital em conjunto com o CNPq, para o mapeamento e elaboração de cartas de sensibilidade ambiental a derramamentos de óleo, para as bacias sedimentares da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão/Barreirinhas, tomando como unidade cartográfica as Bacias Marítimas e o Plano Cartográfico para Mapeamento de Sensibilidade Ambiental, criado em 2002, que delimita três níveis de mapeamento: a) Estratégico (escala de 1:500.000); b) Tático (escala de 1:150.000); c) Operacional (escalas de 1:10.000 a 1:50.000).

O objetivo do estudo foi avaliar a sensibilidade ambiental das referidas praias, com relação a derrame de óleo, à erosão e à urbanização e elaborar as Cartas de Sensibilidade Ambiental a Derrame de óleo (Cartas SAO) em escala operacional (1:10.000).

### METODOLOGIA

A metodologia constou de levantamento de dados pretéritos, aquisição de imagem multiespectral *GeoEye*, datada de 31 de julho de 2010, através do *Google Earth Professional* e processamento da mesma utilizando o *software Global Mapper 8.0*. No georeferenciamento desta foi utilizada a técnica de ortorretificação através de pontos de controle-imagem.

Nos trabalhos de campo foram efetuados o registro e descrição dos componentes geoambientais, verificação de processos erosivos e de urbanização, bem como coleta de sedimentos e determinação da inclinação da face praial.

Na etapa pós-campo foram realizadas as análises dos dados pretéritos referentes aos aspectos biológicos e socioeconômicos relativos à sensibilidade ambiental à derrame de óleo para as áreas estudadas (Petrobras, 2004) e elaboração das respectivas cartas SAO, bem como dos mapas de sensibilidade à erosão e do nível de urbanização, apoiada nas propostas de Souza Filho *et al.* (2004); Esteves *et al.* (2003) e Silva *et al.* (2009).

### RESULTADOS

#### Sensibilidade ambiental a derrame de óleo

A linha de costa mapeada perfaz um total de 9,55 km, referentes à extensão total das praias do Caripi (2,32 km), Itupanema (2,50 km) e Vila do Conde (4,73 km).

No mapeamento os ambientes naturais registrados foram: praias fluviais com granulometria de fina a média (maior representatividade na área de estudo); escarpas expostas com declives íngremes em areia (menor representatividade na área estudada); planícies de maré vegetadas (várzeas) margeando canais fluviais que desembocam no rio Pará e, barrancos fluviais equivalentes à classe “falésias rochosas expostas com talus na base” segundo Souza Filho *et al.* (2004). Adicionalmente foram registrados trechos com estruturas sólidas expostas construídas pelo homem com o objetivo de contenção de processos erosivos.

A partir desses dados cada praia estudada foi contemplada com uma carta SAO em escala 1:10.000 (Figura 01), onde foram priorizadas a sensibilidade dos ambientes com relação ao derrame de óleo e principais aspectos biológicos e socioeconômicos descritos em (Petrobras, 2004).

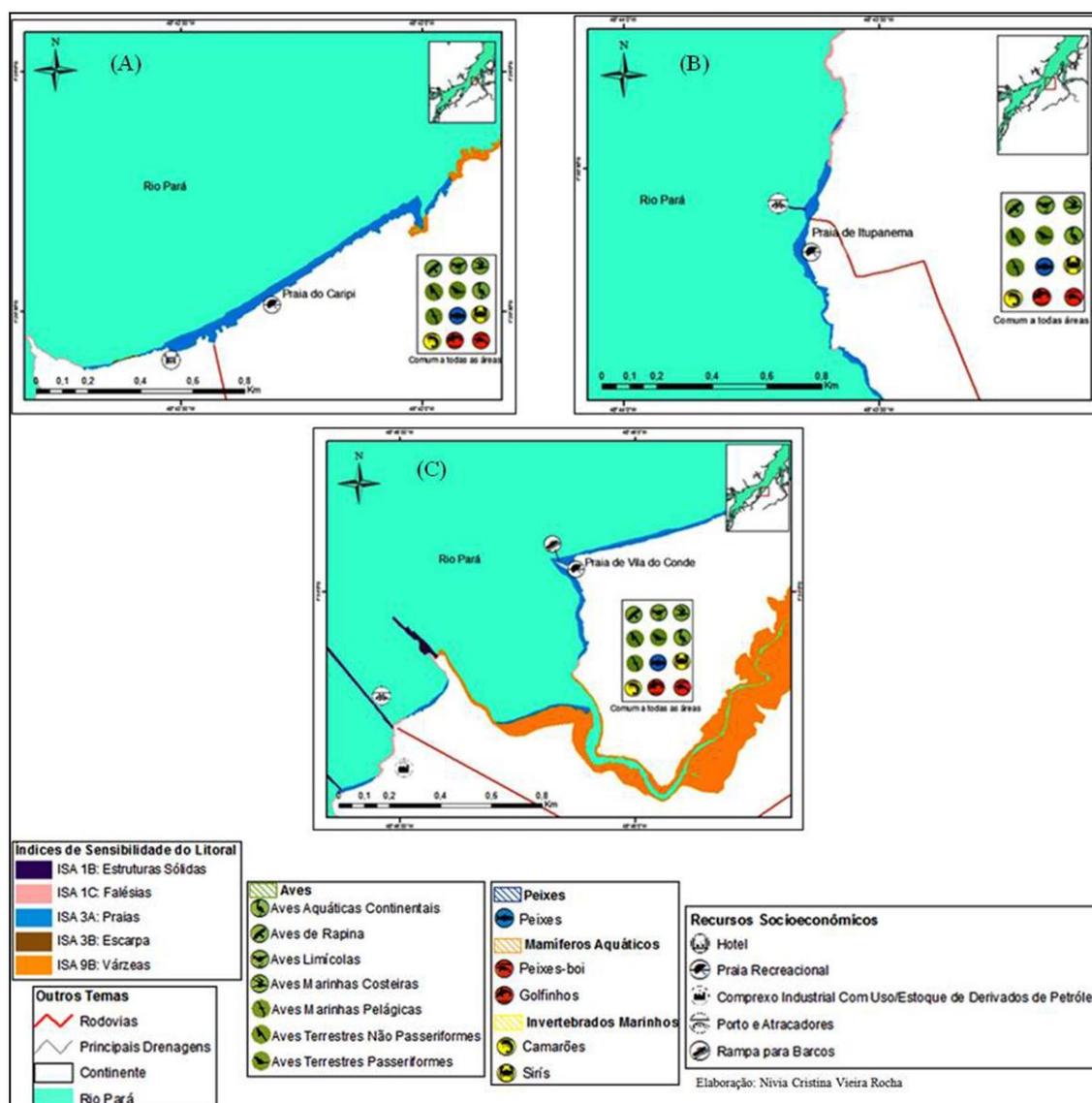


Figura 01: Mapas de sensibilidade ambiental a derrame de óleo para as praias do Caripi (A), Itupanema (B) e Vila do Conde (C), em escala 1:10.000.

Na tabela 01 é apresentada a síntese referente aos ambientes mapeados, principais características, comportamento do óleo e tipos de resposta do ambiente, e os respectivos índices de sensibilidade ambiental a derrame de óleo.

### Sensibilidade ambiental à erosão

Estabelecida a partir da tendência atual de comportamento da linha de costa. Em todas as praias estudadas foram registradas evidências de ataque erosivo, com maior destaque para as praias do Caripi e Vila do Conde.

Na praia de Caripi, aproximadamente 25% de sua extensão está submetida a este processo, exercendo influencia sobre as atividades de uso e ocupação. Portanto, a classificação à sensibilidade a erosão varia de alta a muito alta.

A Praia de Itupanema apresenta cerca de 60% de sua extensão submetida ao ataque erosivo. Uma evidência marcante deste processo é a presença de estruturas de contenção em madeira que apresentam trechos deteriorados em decorrência da ação das marés. Em função do processo erosivo apresenta face praial bastante limitada, que restringe as atividades recreacionais. Em decorrência, foi classificada como praia com muito alta sensibilidade à erosão.

A Praia de Vila do Conte apresenta 35% da faixa de praia com evidências marcantes de processos erosivos, sobretudo no setor leste, onde é visível o efeito das marés nas unidades ocupacionais ali

estabelecidas e, também, sobre os barrancos que margeiam a praia. Em decorrência do uso e ocupação em menor escala, foi classificada como de sensibilidade moderada à erosão.

Tabela 01: Principais características dos ambientes mapeados, comportamento do óleo, tipo de resposta e índice de sensibilidade ambiental.

Ambiente	ISA	Características	Comportamento do óleo	Tipo de Resposta
Estruturas Sólidas	1B	Declividade alta Superfície Lisa Constituída em madeira ou concreto	Não há penetração Não há permanência do óleo	A remoção do óleo tende a ser naturalmente e rápida
Barrancos fluviais	1C	Declividade alta Reflexão média de ondas e marés Edificados em rochas da Formação Barreiras; geralmente compactos	Penetração do óleo < 10cm Mínima possibilidade de soterramento do óleo	É necessária a limpeza mecânica do óleo
Praia Fluvial	3A	Declividade moderada Areia média Reflexão baixa de ondas Presença de atividade socioeconômica	Penetração do óleo < 10cm Possibilidade de soterramento do óleo após processo erosivo	É necessária a limpeza mecânica do óleo
Escarpas expostas com declives íngremes em areia	3B	Substrato semipermeável Reflexão média de ondas e marés Sedimentos bem selecionados	Penetração do óleo < 10cm Mínima possibilidade de soterramento do óleo	É necessária a limpeza do óleo
Várzeas	9B	Declividade baixa Sucessão de argilas ricas em matéria orgânica Rica comunidade biológica Área passível a inundações devido às marés	Penetração de óleo limitada Possibilidade de cobertura direta da vegetação pelo óleo na zona intermarés, Impacto na biota	A remoção natural ocorre de forma lenta, devido aos baixos níveis de energia

### Níveis de urbanização

A ocupação nas praias do município de Barcarena ocorre de forma concentrada, principalmente nas praias de Caripi e Vila do Conde. Em Itupanema a ocupação da face praial é baixa, uma vez que a faixa destinada à praia recreacional é ínfima em relação às demais.

Com base nos critérios estabelecidos por Silva *et al.* (2009), que levam em consideração o percentual de extensão de face praial submetida a uso e ocupação, as praias do Caripi, Itupanema e Vila do Conde, foram classificadas como de alta, baixa e moderada urbanização respectivamente.

A partir das análises relativas à sensibilidade das praias estudadas ao derrame de óleo, à erosão e à urbanização foi gerada uma figura de síntese, apresentando a correlação destes três critérios (Figura 02):

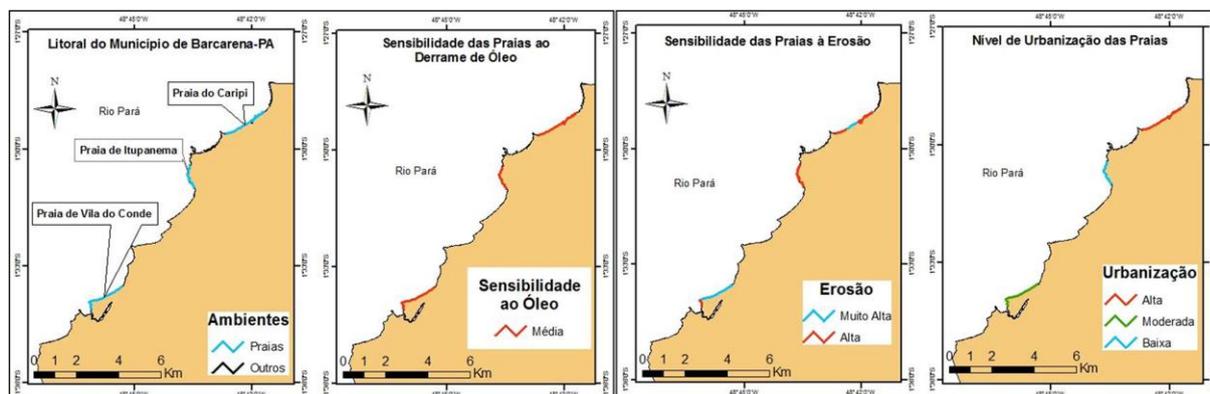


Figura 02: Classificação da linha de costa em relação sensibilidade ao derrame de óleo, sensibilidade à erosão e à urbanização.

## CONCLUSÃO

As imagens *GeoEye* possibilitaram o mapeamento de detalhe e de baixo custo das áreas de estudo foram possibilitando a definição de cinco índices de sensibilidade a derrame de óleo, sendo estes, 1B, 1C, 3A, 3B e 9B, correspondendo, respectivamente, às estruturas sólidas expostas construídas pelo homem, barrancos fluviais (equivalentes à classe “falésias rochosas expostas com talus na base”), praias com granulometria fina a média, escarpas expostas com declives íngremes em areia e planícies de maré vegetadas (várzeas).

As praias de Caripi e Vila do Conde apresentaram nível de urbanização alto e moderado, respectivamente, enquanto que a praia de Itupanema apresentou nível baixo.

No que concerne à erosão todas as praias estudadas apresentam trechos com sensibilidade alta a muito alta ao processo erosivo.

## REFERÊNCIAS

- Esteves, L. S., Silva, A. R. P., Arejano, T. B., Pivel, M. A. G., Vranjac, M. P., 2003. Coastal Development and Human Impacts Along the Rio Grande do Sul Beaches, Brazil. *Journal of Coastal Research*. 548-556.
- Petrobrás, Cenpes, Ama. 2004. Mapa de sensibilidade a derrame de óleo de áreas de influência do terminal de Belém da Transpetro, escala 1:49.752.
- Silva, I. R.; Nascimento, H. M. & Rebouças, R. C. 2009. Avaliação da Sensibilidade Ambiental das Praias Localizadas no Arquipélago Tinharé/Boipeba, Litoral Sul do Estado da Bahia. *Geociências*, 28(2)193-201.
- Souza Filho, P.W.M., Miranda, F.P., Beisel, C.H., Almeida, E.F., Gonçalves, F.D., 2004. Environmental sensitivity mapping for oil spill in the Amazon coast using remote sensing and GIS technology. In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium – IGARSS*, Anchorage, Alaska. *Proceedings...*: IEEE Geoscience and Remote Sensing.

## **MAPEAMENTO DAS ÁREAS DE RISCO DOS RECURSOS HÍDRICOS URBANOS DE BOA VISTA-RR- ESTUDO DE CASO: BAIRRO PARAVIANA**

*Olavio Douglas Cavalcante Martins, Acadêmico do Curso de Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima, Bolsista PIBIC-CNPq, E-mail: olavio\_douglas@hotmail.com; Mayk Feitosa Santos, Acadêmico do Curso de Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima, Bolsista PIBIC-CNPq, E-mail: kingmayk@yahoo.com.br; Filipe Silva Brito da Luz, Acadêmico do Curso de Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima, Bolsista PIBIC-CNPq, E-mail: s.filipe@hotmail.com; Vladimir de Souza, Prof. Dr. do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Roraima, Orientador, E-mail: vladisouza@yahoo.com.*

Universidade Federal de Roraima

### **INTRODUÇÃO**

O bairro Paraviana localizado na zona norte de Boa Vista – RR situado ao longo do baixo rio Cauamé vem sofrendo um rápido processo de ocupação que avança rapidamente em direção à margem do rio Cauame. Essas áreas são mais susceptíveis a alagamento e estão protegidas pela lei de parcelamento do solo urbano (Lei Federal nº 6.766/79). No entanto estas áreas vem sendo ocupadas inescrupulosamente causando vários impactos ambientais como a canalização dos igarapés, impermeabilização do solo, resíduos produzidos pela população e a ocupação de áreas de APP. No bairro Paraviana em particular a ocupação em sua grande parte esta ligada à especulação imobiliária, localização e por ser considerado um bairro onde residem pessoas de alto poder aquisitivo. Ao observamos o estado de elevada degradação dos nossos recursos hídricos nos períodos chuvosos devido à ação antrópica constatamos então que é fundamental a realização de um estudo com o objetivo de delimitar e mapear essas áreas de risco. Deste modo pode – se gerar dados satisfatórios que poderão ser usados como base em outras pesquisas e principalmente pelos órgãos responsáveis que no presente momento se omitem e observam com olhares despreziosos a situação.

### **OBJETIVO**

Mapear as áreas de risco da bacia do baixo rio Cauamé e realizar um levantamento dos impactos ambientais na área correspondente ao bairro Paraviana no perímetro urbano de Boa Vista – RR.

### **MATERIAIS E MÉTODOS**

O bairro Paraviana esta localizado na zona norte de Boa Vista – RR, Coordenadas: 2°51'38"N 60°39'40"W possui uma área extensa onde residem cerca de cinco mil quatrocentos e quarenta e três (5.443) pessoas distribuídas em um total de mil seiscentos e dez (1.610) domicílios particulares, conforme dados divulgados pelo IBGE correspondente ao ano de 2010. O mapeamento das áreas de risco foi realizado a partir dos seguintes procedimentos: Coleta de dados Primários onde foram realizadas pesquisas de campo na área definida pelo projeto fazendo-se necessário o uso de algumas ferramentas, tais como câmera fotográfica camera samsung 16mp para coleta de imagens da área, e GPS modelo etrex garmin para a obtenção das coordenadas dos pontos necessários para pesquisa; Coleta de dados secundários que abrange consultas em periódicos, livros, artigos, teses, sites a cerca do tema, mapas ligado à temática aqui abordada, e publicações oficiais de cunho Estadual, Federal e divulgadas por institutos de pesquisa referentes á esta área de estudo; Sistematização dos dados coletados nas etapas anteriores através do software Arc.Gis 9.3.

### **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Com o avanço da mancha urbana no bairro, os terrenos marginais ao curso d'água do baixo rio Cauamé começaram a ser ocupados e loteados avançando cada dia mais sobre o leito do rio atingindo assim as áreas de APP, a mata ciliar e removendo a cobertura vegetal dessas areas, quando isso acontece o rio perde sua proteção natural ficando sujeito a assoreamento, desbarrancamento de suas margens além dos resíduos despejados pela água da chuva nos seus leitos reduzindo o volume de água e aumentando o risco de alagamentos, problema que só é sentido com a chegada do período chuvoso, essas áreas com seus elementos de risco possuem um alto grau de vulnerabilidade, caracterizando assim as áreas de risco (Figura 01).

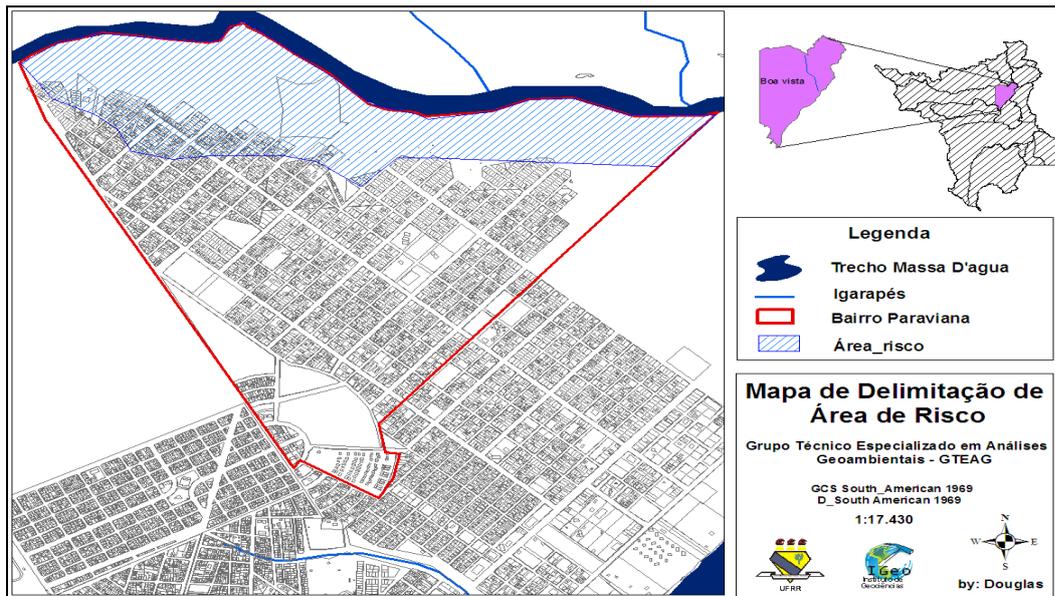


Figura 01 – Delimitação de área de risco.

Diferente da maioria dos locais que sofrem com esse tipo de problema o bairro Paraviana foge um pouco dessa realidade por ser ocupado por pessoas de alto poder aquisitivo e pelo fato da caracterização de sua área de risco ser constituída por residências de alto padrão e loteamentos super valorizados.

Observando o mapa de curvas de nível de Boa Vista (figura 02) podemos constatar a predominância de baixas altitudes no bairro Paraviana próximo ao rio Cauamé, tornando essas áreas mais susceptíveis a alagamentos; local onde estão dispostos os pontos no mapa.

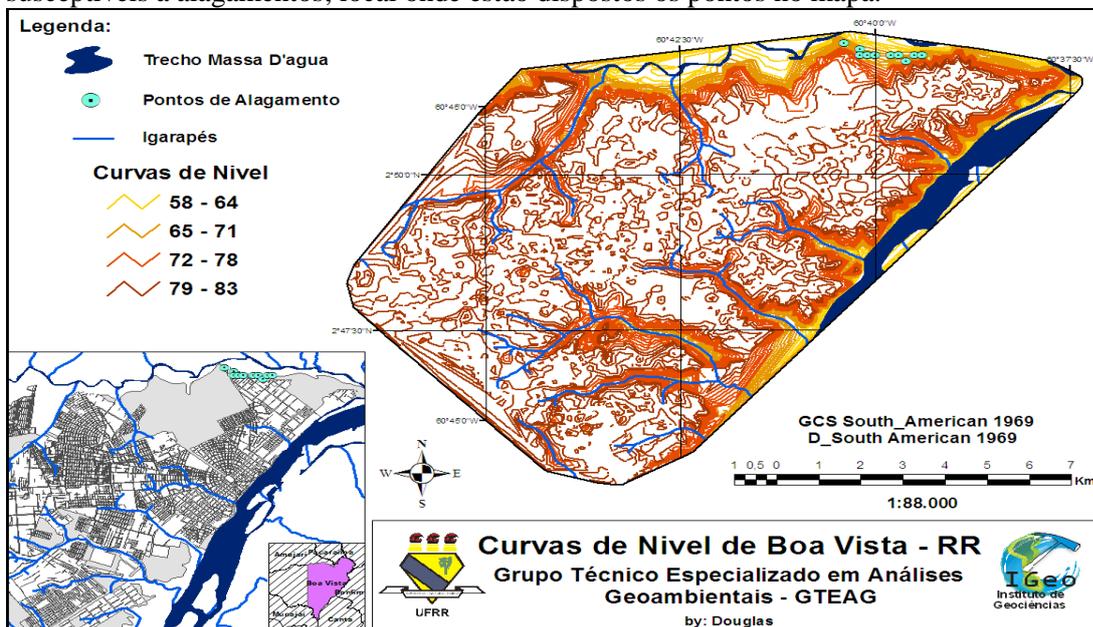


Figura 02 – Mapa de curvas de nível de Boa Vista.

Unindo esses dados topográficos ao evento da máxima cheia histórica do Rio Branco que tem 43 anos de monitoramento, onde são registradas as duas maiores cheias. De 1976 com previsão de retorno estimada em 21 anos, atingindo uma área de 5,85 km<sup>2</sup> e 65,95 m de altitude e a maior cheia registrada, em 2011 com 6,16 km<sup>2</sup> de área atingida e 66,43 m de altitude, a relação entre esses dados servem de base para a delimitação de áreas de risco.

## CONCLUSÕES

Considerando alguns fatores como os biológicos, físicos, sociais e acima de tudo políticos, que contam com ações nocivas que favorecem o processo de degradação do meio ambiente, esta mesma está coligada a omissão e até a conivência dos órgãos responsáveis e pela política de uso e ocupação do solo. A especulação imobiliária prospera nesta área com o planejamento de novos projetos municipais de ampliar a cidade no sentido do setor norte destruindo assim as últimas áreas preservadas remanescentes. Como resultado estar havendo uma alteração na qualidade ambiental e na dinâmica dos recursos hídricos. É esse processo de urbanização desordenada que vem causando grandes problemas ambientais nesse trecho do baixo rio Cauamé, no bairro Paraviana. A pesquisa além de necessária é fundamental para mostrar a degradação e o estado em que estão nossos recursos hídricos urbanos. Esta deve apontar soluções emergenciais que visem principalmente frear o avanço desse processo de ocupação como também a recuperação dessas áreas já afetadas, e conseqüentemente das bacias do perímetro urbano de Boa Vista – RR. A mesma deve também subsidiar informações e compor uma base de dados para serem utilizadas em futuros projetos ambientais e urbanos para o nosso município. Cabe salientar que a escassez de informações nessa área é o principal obstáculo dos pesquisadores, mas para que isso se concretize temos que mudar a política que favorece certos grupos econômicos em detrimento do meio ambiente.

## REFERÊNCIAS

- Beserra Neta, L. C.; Souza, V. Mapeamento e diagnóstico socioambiental de áreas de risco geológico e ambiental em Boa Vista-RR. In 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém do Pará. In Press, 2010.
- Brasil, Ministério das Cidades / Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT. Mapeamento de Riscos em Encostas e Margem de Rios. Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007.
- Sanchez, L. E. Avaliação de impacto ambiental: conceitos e práticas. São Paulo: Oficina de textos, 2008.
- Sander, C. Cheias do rio Branco e eventos de inundação na cidade de Boa Vista, Roraima. ACTA Geográfica, Boa Vista, v.6, n.12, mai./ago. de 2012. pp.41-57.
- SANTOS, Rozely Ferreira dos. Planejamento Ambiental: teoria e prática. São Paulo: Oficina de textos, 2004.
- Silva, J., M., O.; Silva, E. V.; Seabra, G.; Rodriguez, J. M. M. (Org.). Gestão dos recursos hídricos e planejamento ambiental. João Pessoa: Editora Universitária da UFPB, 2010.

## ANÁLISE DA PERMEABILIDADE DO SOLO PARA OBTENÇÃO DE LICENÇA PRÉVIA PARA UM LOTEAMENTO EM MARABÁ-PA

Renato Carvalho de Negreiros /Ana Valéria dos Reis Pinheiro

Universidade Federal do Pará - Campus de Marabá. renatonc@ig.com.br; pinheiro@ufpa.br;

### INTRODUÇÃO

O sul e sudeste do Pará apresentam taxas de crescimento bem acima da média nacional. Destaca-se como pólo regional e administrativo entre as cidades desta região o município de Marabá, que é um dos poucos municípios do mundo com taxas de crescimento maior que a China, em torno de 19,7 % ao ano (Fonte: Revista Veja “O Tigre da Amazônia” de 01/09/2010). As principais consequências com aumento demográfico serão desequilíbrios sociais e ambientais, entre outros. Isso já está acontecendo com a implantação de novos loteamentos e condomínios no entorno da zona urbana da sede, sem contar com invasões em áreas litigiosas e sem condições mínimas de infra-estrutura. Para que essa expansão aconteça de maneira responsável diminuindo ao máximo os impactos ambientais faz-se necessário o uso de ferramentas legais, entre elas o licenciamento ambiental e o cumprimento de leis relacionadas ao meio ambiente, utilizando sempre (que possível) a geologia como ferramenta atuante nesse processo. Este trabalho trata de um novo loteamento localizado às margens da Rodovia BR 230 (Transamazônica), km 10 no sentido Marabá/São Domingos. Possui uma área total de 580,1566 ha (quinhentos e oitenta hectares, quinze ares e sessenta e seis centiares). Faz limite a oeste com o 52º Batalhão de Infantaria de Selva, a leste e a norte com o Rio Tauarizinho e a sul com a BR 230.

### MATERIAIS E MÉTODO

No início do trabalho foram realizadas pesquisas bibliográficas referentes ao município de Marabá, assim como pesquisa da legislação pertinente ao assunto, com suas referidas resoluções, leis e alterações.

Com relação aos trabalhos de campo utilizou-se fielmente NBR'S normalizadas pela ABNT: NBR-9.603 – Sondagem a trado; NBR – 15495 – Poços de monitoramento em aquíferos granulares. Na realização das sondagens foi utilizado trado mecanizado, equipado com um motor de 260 cc

A caracterização geológico-geotécnica da área objeto de implantação do empreendimento foi realizada em duas etapas distintas, para atender fielmente a todas as exigências para obtenção da Licença Prévia. Na primeira etapa foi executada uma caracterização geral da área de estudo, seguida de uma etapa de estudos específicos, compreendendo a caracterização do material presente na área, bem como o registro de processos geológicos.

Na primeira etapa foi realizado o levantamento dos aspectos geológico-geotécnicos correspondentes à localização do empreendimento e à caracterização preliminar da área, com o desenvolvimento das seguintes atividades:

- localização da área de implantação do loteamento residencial urbano e análise do contexto local;
- levantamento, com base na bibliografia existente, das características gerais da área estudada, coletando informações relacionadas ao relevo, solo, substrato geológico.

Na segunda etapa foram realizados os estudos geológico-geotécnicos de detalhe na área de interesse, ou seja, a caracterização do material e dos processos atuantes. Nessa etapa foram realizadas as seguintes atividades:

- execução de investigações diretas de subsuperfície: sondagem a trado na área em questão, com descrição dos materiais perfurados e elaboração de perfil de sondagem, segundo descreve a norma ABNT/NBR-9603;
- coleta de amostras do solo (deformadas) e da água de subsuperfície;
- análise tátil-visual dos solos em termos de coesão ou consistência do solo, nas diferentes profundidades (níveis de suporte);
- aferição da permeabilidade do solo em toda área do futuro empreendimento.

Todos os ensaios de permeabilidade foram executados através do método descrito pela ABGE (1981), onde se obtêm o coeficiente de permeabilidade (k) em cm/s. Consistindo basicamente em se perfurar um comprimento “L” do solo, abaixo da cota da ponta do tubo de revestimento, e enchê-lo com água até a boca mantendo-o cheio, pelo menos por 20 minutos, para saturar o solo. O nível de água deve

ser mantido constante, alimentando-o por uma fonte apropriada, medindo-se o volume de água introduzida durante certo intervalo de tempo, geralmente 10 minutos.

Para todos os ensaios os solos foram classificados segundo Mello & Teixeira (1967, *apud* CELLIGOI & SOUSA, 2009). Conforme os resultados, os solos foram classificados quanto ao grau de permeabilidade de acordo com Terzaghi & Peck (1967, *apud* CELLIGOI & SOUSA, 2009).

Após as atividades de campo, que consistiram em atividades *in loco* para coleta de dados, foi feita a caracterização geológica do terreno com o objetivo de se elaborar um laudo geotécnico-geológico, assim como a elaboração de perfis geológicos da área, nível de água e litotipos, que subsidiaram as discussões e conclusões, como parte integrante do processo de licenciamento ambiental para implantação de um loteamento urbano multifamiliar.

As atividades de campo assim como as interpretações e o refino de informações foram realizadas através de estágio realizado na empresa Poços Brasil, responsável por perfurações de poços para abastecimento, sondagens a trado, a percussão, outorga de água e elaboração de laudos na área ambiental.

## RESULTADOS

O Laudo Geológico-Geotécnico é parte integrante dos estudos de impacto ambiental no processo de licenciamento ambiental e está previsto no Artigo 6º da Resolução n.º 001/86 do CONAMA - O estudo de impacto ambiental desenvolverá, no mínimo, as seguintes atividades técnicas:

I - Diagnóstico ambiental da área de influência do projeto completa descrição e análise dos recursos ambientais e suas interações, tal como existem, de modo a caracterizar a situação ambiental da área, antes da implantação do projeto, considerando:

a) o meio físico - **o subsolo, as águas, o ar e o clima, destacando os recursos minerais, a topografia**, os tipos e aptidões do solo, **os corpos d'água, o regime hidrológico**, as correntes marinhas, as correntes atmosféricas;

b) o meio biológico e os ecossistemas naturais - a fauna e a flora, destacando as espécies indicadoras da qualidade ambiental, de valor científico e econômico, raras e ameaçadas de extinção e as áreas de preservação permanente;

c) o meio socioeconômico - o uso e ocupação do solo, os usos da água e a socio-economia, destacando os sítios e monumentos arqueológicos, históricos e culturais da comunidade, as relações de dependência entre a sociedade local, os recursos ambientais e a potencial utilização futura desses recursos.

O Parcelamento do Solo Urbano (loteamento) é uma atividade que tem sido responsável pelo comprometimento da qualidade ambiental e segurança da qualidade de vida da população (ANDRADE, 2005). Casos de desabamentos de moradias, enchentes, assoreamento e poluição de cursos de água, destruição de cobertura vegetal nativa, desenvolvimento de processos erosivos, dificuldade de acessos a serviços, equipamentos e infraestrutura básica, são conhecidos (SILVA, 1981; EROSTEIN, 2000).

Sendo assim, fazem-se necessários estudos que possam embasar melhor os possíveis impactos ao meio físico. Nesse contexto os fatores hidrogeológicos, geotécnicos, sociais e estruturais devem ser avaliados com critério, apontando possíveis fragilidades e eventuais processos degradantes.

O licenciamento do Condomínio Cidade Jardim foi dividido em 6 etapas (Fig. 1), com o objetivo de evitar um processo de licenciamento por parte da SEMA estadual fugindo assim da burocracia e de custos mais elevados e abrindo precedentes para um licenciamento através da SEMMA municipal.

Em todas as etapas foram realizados furos de sondagem, em um total de 37 furos (Fig. 1), com o objetivo de caracterizar os litotipos através do perfil de cada poço, os NA's, o perfil hidrogeológico (Fig. 2) e as considerações finais da área com o objetivo de subsidiar informações na elaboração de projetos geotécnicos, como por exemplo, a implantação de modelos de fossas sépticas adequados aos perfis hidrogeológicos da área.



Fig. 1 – Loteamento Cidade Jardim com as 6 etapas do licenciamento e a Localização dos furos de sondagem realizados tendo ao fundo a área da UFPA.

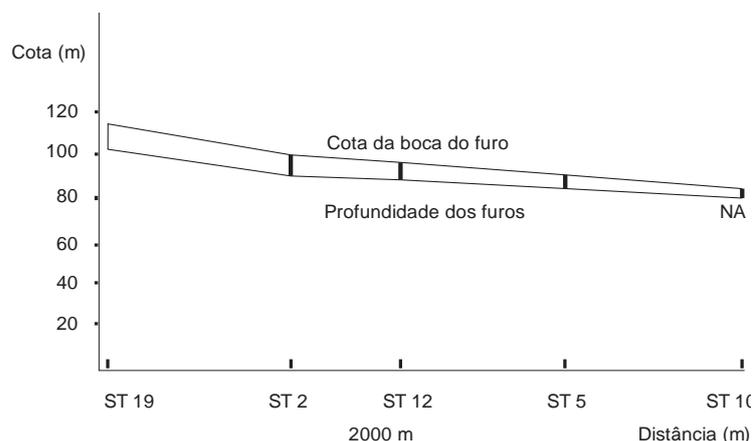


Fig. 2 – Perfil Hidrogeológico da área do Loteamento Cidade Jardim. Indicando na parte E cotas mais baixas e níveis de água em profundidade menores.

## CONCLUSÃO

Com o resultado das observações de campo, das análises e ensaios realizados na área de estudo, podem ser apresentadas as seguintes considerações:

- De forma geral, a permeabilidade do terreno é BAIXA.
- A 5ª etapa apresenta um comportamento diferenciado das demais etapas, por isso mereceu destaque em relação às demais.
- Na 5ª etapa o terreno apresenta uma cobertura de cascalho que varia de 0,40 m até cerca de 2,50 m em algumas porções, o que lhe confere um ALTO grau de permeabilidade.
- A área referente faz limite direto com o rio Tauarizinho, conferindo-lhe influência direta nesse corpo de água.
- O ALTO grau de permeabilidade do terreno na 5ª etapa e a distância do rio Tauarizinho, indicam más condições para elaboração de obras no que diz respeito a fossas sépticas em quantidades não suportadas pelas características hidrológicas do mesmo.
- O conjunto de investigações realizadas permitiu a reunião de dados de subsuperfície plenamente suficientes para subsidiar a elaboração de um projeto adequado de obras subsuperficiais (fossas sépticas).
- De acordo com o que foi executado, 50% dos furos localizados na 5ª etapa atingiu o nível de água entre 4,0 m e 5,0 m, indicando níveis de água baixos.

- Ressalta-se que os furos foram realizados na época de estiagem (Setembro, 2010), sendo assim os níveis de água dos lençóis estão baixos e devem subir no inverno.
- A área em questão situa-se na região de cotas baixas com algumas variações de 87 m a no máximo 101 m. O gradiente hidráulico definido exibe um fluxo de água subterrânea da parte Sul (S) para a parte Norte (N) da área, no sentido do corpo de água do rio Tauarizinho. As águas pluviais obedecem ao mesmo comportamento.
- Recomenda-se que a área referente à 5ª etapa seja preservada ao máximo, podendo entrar em cotas de áreas reservadas à preservação em loteamentos urbanos, como áreas verdes, chácaras e outras formas de conservação conforme o especificado em lei.

## **REFERÊNCIAS**

- Andrade, R. L. S. Considerações sobre o parcelamento do solo urbano. Fortaleza: Ministério Público do Estado do Ceará. Procuradoria Geral de Justiça, [2005]. Disponível em: <<http://www.pgj.ce.gov.br/servicos/artigos/>>. Acesso em: 10 set. 2010.
- Celligoi, A; Sousa, R. V. B. Monitoramento hidrogeológico como ferramenta de avaliação à degradação dos recursos hídricos: estudo realizado no aterro controlado de Londrina – PR. Universidade Estadual de Londrina, Departamento de Geociências – Revista de Geografia - v. 18, n. 1, jan./jun. 2009. Disponível em: <<http://www.uel.br/revistas/uel/>> Acesso em: 20 out. 2010.
- Conselho Nacional do Meio Ambiente (Brasil). Resolução CONAMA nº 001, de 23 de janeiro de 1986. Dispões sobre critérios básicos e diretrizes gerais para a avaliação de impacto ambiental. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, DF, 17 fev. 1986. Seção 1, p. 2548-2549.
- Erostein, M. D. Metrópole e Expansão Urbana: A persistência dos processos insustentáveis. Perspectiva, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 13-19, maio 2000.
- Silva, J. A. Parcelamento do solo urbano e as implicações da recente lei reguladora da matéria com os interesses do município. Revista da Procuradoria Geral do Estado de São Paulo, São Paulo, n. 18, 1981.

## EXPANSÃO TERRITORIAL E EXTRAÇÃO DE ARGILA PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NO BAIRRO SÃO FELIX, REGIÃO METROPOLITANA DE MARABÁ, SUDESTE DO PARÁ

Ricardo Lima Figueira<sup>1</sup>, Raimundo Nonato do E. S. dos Santos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Faculdade de Geologia, Campus Universitário de Marabá, Universidade Federal do Pará E-mails: ricardolimageo@hotmail.com, nato@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A cidade de Marabá possui um setor siderúrgico que contribui de forma significativa para a economia da região. O município de Marabá é o quarto mais populoso do Pará, com crescimento anual de 19,7%. A construção civil é o setor que mais cresce no município. Os minerais de uso na construção civil são o cascalho, areia e argila, que são extraídos nas proximidades da cidade. O mercado desses minerais tornou-se bastante aquecido devido às especulações da implantação da Aços Laminados do Pará (ALPA), em Marabá. O contingente populacional atraído pela construção da siderúrgica gerou o caos demográfico, com chegada de dezenas de famílias em Marabá, oriundas do estado do Maranhão, principalmente. A demanda por moradia levou as pessoas a buscarem áreas para a construção suas residências, sendo que o bairro do São Felix proporcionou as condições físicas para abrigar as novas residências. Concomitante a necessidade por construções populares, como o programa minha casa minha vida do governo federal, instalou-se no bairro São Felix, vários condomínios horizontais, com padrão de classe média. O bairro São Felix tem apresentado nos últimos anos altas taxas de crescimento urbano e imobiliário, devido ao seu potencial de expansão territorial. Nesse sentido, para suprir as necessidades de matéria prima, para a indústria de cerâmica vermelhas (telhas e tijolos), o setor ceramista da região passou a intensificar a extração de argila nas áreas de planície de inundação, que corresponde às áreas de preservação permanente (APPs).

Diante desse contexto, o presente trabalho busca analisar a extração de argila no bairro São Felix no município de Marabá e seus impactos no meio ambiente, cujo diagnóstico apresentado subsidiará programas de controle ambiental e o plano de recuperação das áreas degradadas, que já vem sendo adotado em outras áreas na cidade de Marabá.

### OBJETIVO

Levando em consideração o presente crescimento urbano e imobiliário no bairro São Felix, município de Marabá, nos últimos anos. O trabalho visa identificar os principais métodos de extração de argila e beneficiamento do bem mineral para a produção de telhas e tijolos e abordar as principais implicações socioambientais naquela localidade.

### LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O município de Marabá pertence à mesorregião Sudeste Paraense e à microrregião Marabá. A sede municipal apresenta as seguintes coordenadas geográficas: 05° 21' 54"Latitude Sul e 04° 07' 24"Longitude WGr. Situa-se cerca de 485 quilômetros de Belém, capital do estado do Pará. É o quarto município mais populoso do estado, com aproximadamente 233.462 mil habitantes. Abrangendo uma área territorial de aproximadamente 15.092.268km<sup>2</sup>. O bairro São Felix faz parte da região metropolitana de Marabá. Em 1950, São Felix tornou-se uma vila de pescadores e agricultores, com significativa importância econômica para o município na época. (Figura 01)

### GEOLOGIA

A região de Marabá faz parte de três grandes províncias geotectônicas. Tais províncias foram denominadas de Cinturão Itacaiúnas (Arqueano ao Proterozóico inferior), Cinturão Araguaia, (Proterozóico inferior a médio) e por unidades do Cretáceo e ou Terciárias (Almeida 1984). Na área de estudo foram individualizadas três unidades geologicamente distintas. De acordo com o posicionamento estratigráfico temos da base para o topo a seguinte ordem: Cinturão Araguaia, (Proterozóico inferior a médio) representado pela Formação Couto Magalhães, que corresponde o embasamento da área. Essa unidade aflora em diversos pontos da cidade de Marabá. A litologia principal dessa formação são Filitos de coloração avermelhados e amarelados, tais tonalidades são produtos do intemperismo que afeta

diretamente essas rochas. Essa unidade apresenta uma marcante foliação milonítica, por vezes crenulada e dobrada. A segunda unidade refere-se à Formação Itapecuru (cretáceo). Essa formação é composta por arenitos avermelhados, cinzas e amarelados, com granulação fina a média e friável. Finalizando o contexto geológico local têm-se as coberturas cenozóicas, Formações superficiais (coluviões, aluviões e lateritas). Essa última unidade estratigráfica local é representada pela cobertura quaternária composta por sedimentos inconsolidados do tipo argila, silte, areia e cascalhos nos leitos e nas planícies de inundação dos rios Tocantins e Itacaiúnas.

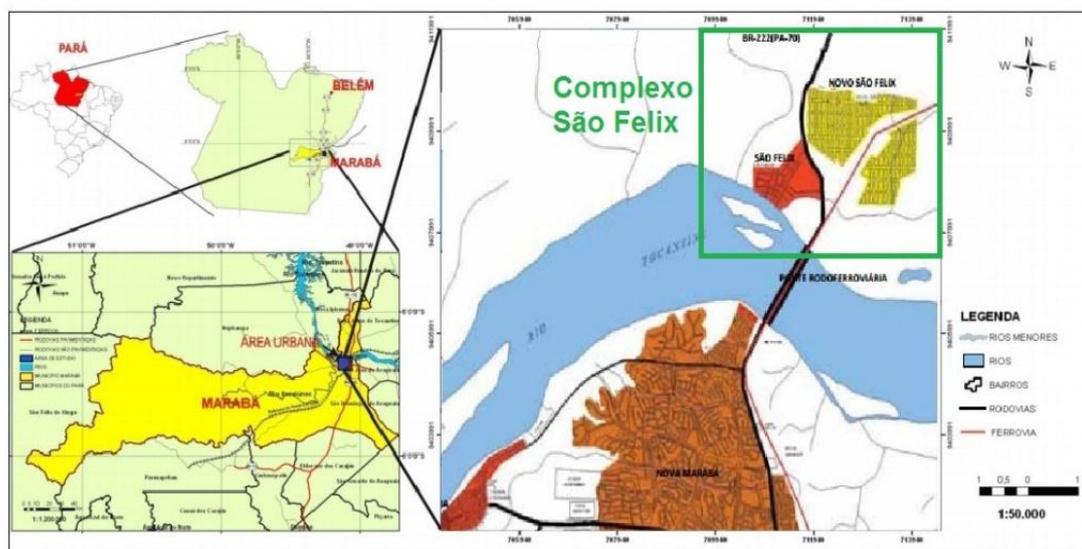


Fig. 01 - Mapa de localização do Complexo São Felix e área de estudo.

## METODOLOGIA

A metodologia do trabalho teve início com o levantamento e síntese dos trabalhos referentes aos impactos ambientais pela extração de argilas em diversas regiões do Brasil, de onde foram extraídos os principais temas de ordem geral que envolve essa atividade, tais como: geologia regional e local, processo de extração e equipamentos usados na mineração de argila e seus devidos impactos. Para permitir um trabalho de campo com maior segurança, foi obtida inicialmente uma carta da área de pesquisa, na escala 1: 100.000. As imagens permitiram a identificação das áreas degradadas e de minas ativas localizadas na margem direita do rio Tocantins. De posse da cartografia básica, foram realizados trabalhos de campo nos meses de janeiro e Março do presente ano. Os trabalhos de campo tiveram início nas áreas de extração às margens (direita) do rio Tocantins, no complexo São Felix, região metropolitana de Marabá. A área inicial, o objeto da pesquisa (depósito da margem direita do rio Tocantins), bairro São Felix I, (complexo São Felix), tinha sido escolhida após a fase de levantamento bibliográfico, quando foi constatado que a mesma é importante para o polo cerâmico de Marabá e com problemas socioambientais, ainda não estudado.

Durante os trabalhos de campo, foi colocada em prática a fase indutiva da pesquisa, ou seja, aquela baseada nas observações diretas no local, procurando identificar os processos de extração da argila, os tipos de depósitos, o número de trabalhadores envolvidos, os equipamentos utilizados, além dos aspectos sociais, urbanos e ambientais envolvidos com tal atividade extrativa. O estudo do método para a extração de minério utilizado na lavra de argila em Marabá é realizado pela escavação mecanizada a seco, que consiste na formação de bancadas simples que são desmontadas pelos tratores. Em seguida foi estudada a lavra de argila e sua influência na dinâmica geoambiental.

Concluída a fase de levantamento de dados, foi feita ou realizada a integração e análise dos resultados, em que se procurou montar um quadro histórico da atividade de extração de argila na cidade de Marabá e seus impactos no Meio Físico local. Isso possibilitou identificação das interfaces sociais e ambientais que envolvem a extração de argila em meio urbano.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

O polo cerâmico de Marabá é tido como o segundo maior centro de extração de argilas vermelhas do Estado do Pará, sendo superado somente pelo polo cerâmico de São Miguel do Guamá, na região nordeste do Pará. Segundo o Sindicato dos Ceramistas de Marabá, o volume de argila extraído anualmente no município é de 190.000 toneladas.

O método de lavra da argila é denominado de escavação a seco. A argila é extraída por pá carregadeiras frontais, retroescavadeiras e caçambas. O trabalho inicia pela supressão da camada vegetal, que compõe as áreas de preservação permanente, decapeamento do terreno e limpeza. Em seguida, as áreas são delimitadas pelos próprios donos da cerâmica, dando início a extração mineral. A argila retirada é então levada para as áreas de estoque. Em uma segunda etapa de produção, a argila é retirada do setor de estocagem por escavadeiras frontais, o material é beneficiado e industrializado, de maneira a ser transformado em tijolos e telhas. Essas áreas ficam submersas durante o período de chuva na região, onde o nível do rio Tocantins chega a subir mais que 10 metros. Nesse período os trabalhos de lavra são suspensos.

Quanto aos locais de extração, essas se encontram as margens direita do rio Tocantins, no perímetro urbano do bairro São Felix pioneiro. Nesse local situa-se a principal área de extração da argila e onde se observa os impactos ambientais. Os impactos ambientais são evidenciados pelas inúmeras cavas abandonadas, que estão formando lagos, devido o seu alagamento nos períodos de cheia do rio, sendo que em alguns casos a relatos de interferência no aquífero. O solo está desgastado, remobilizado e compactado, devido ao longo período de exposição e o tráfego intenso das máquinas pesadas, envolvidas no processo de extração. Não foi verificado nenhum plano de controle ambiental no que concerne ao limite das margens do rio Tocantins, onde poderia ser preservada a APP. A extração de matérias primas nas margens dos rios sem obedecer os limites determinados pela legislação, que proíbe qualquer tipo de supressão da vegetação e uso e ocupação do solo, põem em perigo a biodiversidade da região, caso não seja vetado o avanço desenfreado desses empreendimentos.

## CONCLUSÕES

A expansão territorial na cidade de Marabá, devido ao crescimento populacional, decorrente dos grandes projetos minero-metalúrgicos, teve como consequência imediata o surgimento de novos núcleos populacionais, como se verifica no bairro São Felix. Inerente a esse crescimento, há o aumento da demanda por materiais para a construção civil, como telhas e tijolos, isso acarreta a apropriação de áreas nas margens dos grandes rios da região, Itacaiunas e Tocantins, em busca de matérias primas para viabilizar essa atividade. O método de lavra adotado é da escavação a seco, com a formação de pequenas cavas. A implantação dessas olarias nas margens do rio Tocantins, proporciona a geração de trabalho e renda, para as comunidades que residem às proximidades desses empreendimentos.

A extração é feita nas Áreas de Preservação Permanente (APPs). Onde são observados desmatamentos irregulares, mudanças na topografia e mobilizações do solo. Nessas áreas não foram verificadas nenhuma ação de recuperação da área degradada. Essas cavas em muitos casos encontram-se alagadas, as quais representam riscos para a população, pois servem de criatório de mosquitos, que são vetores de graves doenças, como dengue e malária.

A área objeto da pesquisa será brevemente integrada pelo Sindicato dos ceramistas de Marabá, que já desenvolve projetos de Recuperação de Áreas Degradadas (PRAD) em outros sítios de extração de argila, cujos proprietários são sindicalizados. O projeto de recuperação das áreas degradadas está sendo executado pelas Faculdades de Agronomia e de Geologia da Ufpa, campus de Marabá, cumprindo as exigências do Ministério Público Estadual. O controle ambiental da atividade mineral e a recuperação da áreas degradadas são instrumentos que proporcionarão a sustentabilidade do polo cerâmico de Marabá.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y (coords). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Bluche, p 265-281.



## Capítulo 13 – Ensino de Geociências na Amazônia

1. O PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS (PPGEC) DA UFMT: BREVE HISTÓRICO, PERSPECTIVAS E DESAFIOS.....	986
2. O PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA EM MARABÁ .....	989
3. O CURSO DE GEOLOGIA DA UFMT: HISTÓRICO E PERSPECTIVAS .....	993
4. DIFICULDADES DE INSERIR A TEMÁTICA PALEONTOLOGIA NA SALA DE AULA EM BELÉM – PA .....	996
5. A CONTRIBUIÇÃO DO GRUPO DE TRABALHO DA ÁREA DE GEOLOGIA AO PROJETO TUNING AMERICA LATINA .....	999
6. O CURSO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ – UFOPA.....	1002
7. MONITORIA PROATIVA: UMA EXPERIÊNCIA DIDÁTICO-PEDAGÓGICA DO GRUPO DE ENSINO DE GEOLOGIA INTRODUTÓRIA DA FACULDADE DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ .....	1006
8. TÍTULO: ESTRUTURAÇÃO E IMPLANTAÇÃO DO MUSEU VIRTUAL DE GEOCIÊNCIAS E GEODIVERSIDADES DA AMAZÔNIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS (UFAM-DEGEO).....	1010
9. O ENSINO NÃO FORMAL DE GEOCIÊNCIAS ATRAVÉS DA ARTE: O RELATÓRIO DO PROJETO GAIA EM DIAMANTINA, MG.....	1011
10. PROGRAMA DE MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS DA UFAM .....	1013
11. GEOLOGIA NA UFPA: 50 ANOS FORMANDO GEÓLOGOS AMAZÔNICOS - PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA - (RES. 3.761/2008 - CONSEP/UFPA).....	1015

## O PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS (PPGEC) DA UFMT: BREVE HISTÓRICO, PERSPECTIVAS E DESAFIOS

Amarildo Salina Ruiz

Coordenador do Programa de Pós-graduação em Geociências – UFMT

Com o retorno no ano 2000 de vários professores afastados para doutoramento no Brasil e exterior, um grupo de docentes concentrou esforços para viabilizar a implantação do curso de pós-graduação *stricto sensu* em Geociências no Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Entre 2003 e 2004, somado a colaboração de professores externos com vasta experiência na implantação e funcionamento de cursos de pós-graduação em Geociências, contribuiu na definição de diretrizes claras para a elaboração da proposta final do PPGEC. Finalmente, em agosto de 2004, a proposta do Programa de Pós-graduação em Geociências do ICET/UFMT foi submetida a CAPES e, em novembro de 2004, a CAPES, autorizou a implantação do PPGEC na UFMT. A primeira turma ingressou em 2005/2 e concluíram em 2007/2.

A primeira avaliação trienal completa (2007-2009) manteve o conceito 3 e foram apontados alguns aspectos negativos que fragilizaram o PPGEC. Desde então, diversas medidas foram aplicadas para combater as deficiências indicadas. Os resultados positivos imediatos são: a redução acentuada do TMC, o tempo médio de conclusão e a diminuição da evasão.

O Programa de Pós-graduação em Geociências do ICET/UFMT tem, até o momento, realizado pesquisas e contribuído para o avanço do conhecimento na Área de Geologia Regional e Recursos Minerais, organizando-se inicialmente nas seguintes linhas de pesquisas: 1) Origem e Evolução de Bacias de Sedimentação, 2) Geologia do Pré-cambriano, 3) Metalogenia e 4) Geoquímica de Minerais e Rochas. Desde março de 2013 o PPGEC passou a abrigar apenas duas linhas de pesquisa: 1. Geologia Regional e Tectônica e 2. Geoquímica e Metalogenia.

Integração com a graduação é intensa. O primeiro benefício da integração pós-graduação com a graduação é a visível melhoria da qualidade do curso de graduação, seja, por exemplo, através da participação de graduandos nas atividades de pesquisa do mestrado, o que os motiva aos estudos mais avançados, seja pela possibilidade de intercâmbio com pesquisadores/professores de outras instituições que interagem com o PPGEC da UFMT.

Infraestrutura laboratorial tem melhorado sistematicamente. A partir da implantação do Programa de Pós-graduação em Geociências, vários projetos encaminhados aos órgãos de fomento estadual (FAPEMAT) e federal (CNPq), além dos projetos demandados ao Pro-equipamentos e Pro-Infra (FINEP) têm, gradualmente melhorado e diversificado os laboratórios dedicados à pesquisa do PPGEC. Entre os novos laboratórios destacam-se: Laboratório Multi-Usuário de Técnica Analítica (LAMUTA), Laboratório de Inclusões Fluídas, Laboratório de Geoprocessamento, Laboratório de Paleontologia e Palinologia, Laboratório de Geocronologia por Traços de Fissão (em implantação), entre outros.

A produção discente tem crescido e melhorado o nível das publicações. Como norma do Programa, todos os discentes devem submeter pelo menos um artigo científico em periódico nacional. A análise dos dados disponíveis demonstra que a maior parte dos artigos é posicionada em periódicos nacionais (B2) e muito raramente B5. É insignificante a participação da produção discente em periódicos internacionais. O número de alunos matriculados tem se mantido relativamente estável, variando entre 25 a 35, o que resulta em uma relação discente/docente, com variação entre 2,2, a 2,9, sendo que atualmente está em 2,8.

Parcerias com instituições nacionais e estrangeiras. Os docentes do PPGEC mantêm cooperação técnico-científica com instituições nacionais e participam de projetos com instituições estrangeiras. Tais intercâmbios envolvem: participação de mestrandos em estágio sanduíche no país, em missões de estudos e pesquisa, oferecimento de palestras e disciplinas específicas no curso de mestrado, desenvolvimento de projetos conjuntos e visitas para intercâmbio técnico-científico. Entre as parcerias nacionais destacam-se: 1. PROCAD (Programa Nacional de Cooperação Acadêmica - 096/2007 - Coordenação da UFPA e participação da UFMT E UFAM); 2. PROCAD (Programa Nacional de Cooperação Acadêmica - Parceria entre UNICAMP e UFMT); 3. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM - Coordenação da UFPA e participação de várias Universidades e Institutos de Pesquisa); 4. Rede de Geotectônica da Petrobras (Participação no projeto “Lineamento transbrasiliiano: origem, evolução e influência na sedimentação de bacias fanerozóicas). Entre as parcerias internacionais

destacam-se: Participação do PPGEC no *Large Igneous Provinces (LIPs) – Supercontinent Reconstruction Project* ([www.supercontinent.org](http://www.supercontinent.org)); com a Universidade do Texas e UFMT, INPA, UFMG e UNESP: *Geomorphologist help evaluate Amazon Environmental Change*, entre outros.

A auto-avaliação tem sido utilizada para identificar os pontos nos quais o Programa precisa atuar para melhorar seu desempenho na formação de recursos humanos, promoção do conhecimento e no atendimento dos padrões estabelecidos pela CAPES. Como atividades de auto-avaliação citamos: reuniões com o corpo docente, abordando as dificuldades e desafios do Programa; reuniões periódicas com os alunos, com o propósito de recolher informações sobre a qualidade do ensino, as condições de trabalho no PPGEC e eventuais críticas e sugestões; reuniões da Comissão de Bolsas/Acompanhamento com os discentes e docentes do PPGEC; análise dos indicadores obtidos a partir dos relatórios do Comitê de Avaliação da Capes; promoção bianual de Seminário do PPGEC, com a realização de mesas-redondas, palestras e apresentações dos resultados das pesquisas.

Como resultado do processo de auto-avaliação e acompanhamento sistemático do desenvolvimento das dissertações, houve um aumento significativo no número de titulados, reduzindo sensivelmente a taxa de evasão verificada no 1º triênio (2007-2009) Fig. (1) e o tempo médio de titulação (TMT) do mestrado melhorou muito, sendo no momento considerado bom, como indica o gráfico abaixo. No entanto o programa tem o objetivo de reduzir o TMT para índices melhores (Fig. 2).

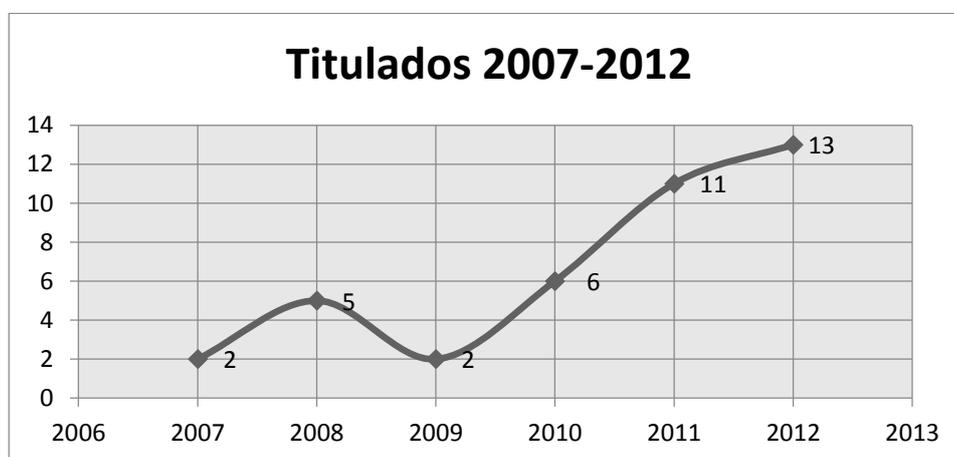


Figura 1. Variação no número de titulados de 2007 a 2012.

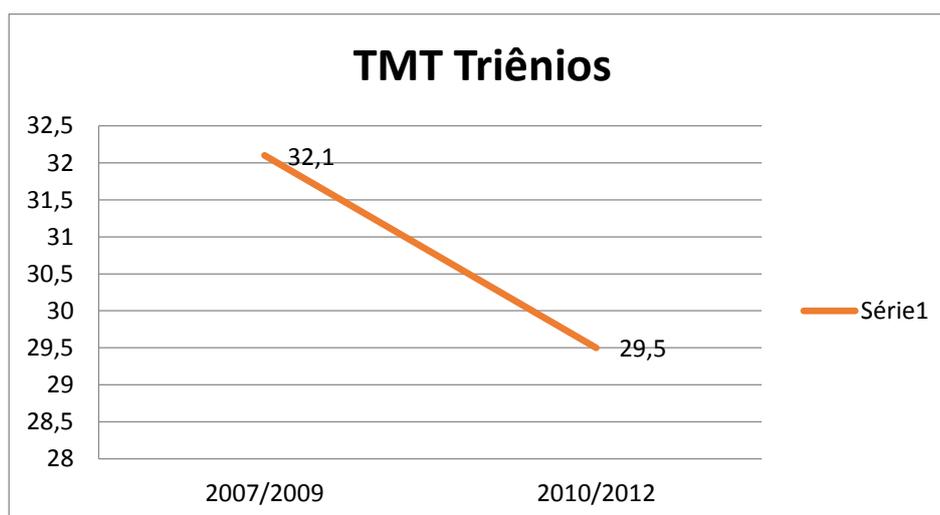


Figura 2. Variação do Tempo Médio de Titulação entre os triênios 2007-2009 e 2010-2012.

Com respeito à produção científica do corpo docente, ao longo do triênio 2010-2012 alguns docentes apresentaram baixa produção científica, particularmente no que se refere a publicações internacionais. Para solucionar ou minimizar este problema, o PPGEC instituiu um processo de credenciamento bianual dos docentes, com os critérios previamente estabelecidos pelo Colegiado.

O PPGEC apresenta corpo docente permanente qualificado, reunido em grupos de pesquisa credenciados pelo CNPq. Dois docentes possuem bolsa de produtividade em pesquisa do CNPq e quase todos os demais realizaram ou estão realizando estágios pós-doutoral no país e exterior.

Os principais desafios e metas do PPGEC são: implantar a internacionalização do programa particularmente com vistas à integração com os países fronteiriços, nesse sentido os convênios de cooperação já estão em funcionamento ou em implantação com universidades do Paraguai e Bolívia; atração de alunos não oriundos do curso de graduação em Geologia da UFMT; melhoria significativa da infraestrutura de laboratório; incentivar a produção discente em periódicos de circulação internacional e ampliar a captação de recursos e bolsas para atender a demanda de crescimento do PPGEC e ampliar a interação científica com instituições de excelência no país e exterior.

## O PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA EM MARABÁ

Ana Valéria dos Reis Pinheiro, Antônio Emídio de Araújo Santos Jr.

FAGEO-UFPA/Campus Marabá. pinheiro@ufpa.br; emidiosantos@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O Curso de Geologia da UFPA no Campus de Marabá teve seu início no ano de 2005, após um convênio da UFPA com a CVRD que implantou primeiramente os cursos de Engenharia de Minas e Engenharia de Materiais. E tem por objetivo a formação de bacharéis em geologia, preparados para o exercício da profissão de geólogo, capazes de interagir com profissionais de outras áreas, devido a uma sólida formação teórico-prática, promovendo a capacidade de aplicação do raciocínio geológico crítico e a compreensão das transformações derivadas da ação humana sobre o Planeta Terra.

### MATERIAIS E MÉTODOS

**Forma de ingresso:** Em conformidade com o Art. 13 do Regimento do Ensino de Graduação da UFPA (Resolução 3633,) de 18 de fevereiro de 2008, o ingresso no curso de graduação de Bacharelado em Geologia de Marabá dar-se-á por meio de **Processo Seletivo** a cargo da Instituição ou de processos interinstitucionais, conforme dispõem os artigos 116 a 129 do Regimento Geral da UFPA.

**Número de vagas:** O Projeto Político Pedagógico prevê a oferta de 30 vagas no curso de Graduação.

**Turno de funcionamento:** O Curso de Geologia do Campus de Marabá terá seus horários disciplinados em acordo à resolução do Conselho Superior de Ensino, Pesquisa e Extensão - CONSEPE e funciona nos turnos matutino e vespertino, em acordo com o que estabelece o Art. 98 do Regimento Acadêmico Geral da UFPA.

**Modalidade de oferta:** As atividades curriculares do curso de Geologia em Marabá serão realizadas na modalidade PRESENCIAL, em conformidade com os Art. 7o e 8o do Regimento Geral de Ensino de Graduação da UFPA, e serão organizadas por períodos letivos previstos no Calendário Acadêmico, aprovado pelo CONSEPE.

**Título conferido:** Bacharel em Geologia.

**Carga Horária do Curso:** 4.225 horas

**Duração:** A integralização curricular do curso é de 5 (cinco) anos, com tempo máximo de 50% da carga horária mínima exigida.

**Período letivo:** As atividades curriculares do curso de graduação em Geologia serão desenvolvidas e organizadas no segundo e quarto períodos, denominados EXTENSIVOS, observado o que estabelece o Regimento Acadêmico da UFPA.

**Regime acadêmico:** Para fins de matrícula e acompanhamento acadêmico no curso, será adotado o Regime Acadêmico SERIADO e as atividades serão ofertadas e ministradas no SISTEMA DE BLOCOS que inclui um conjunto de atividades definidas neste Projeto Pedagógico, observando as diretrizes do Regulamento vigente. De acordo com o Art. 17 do Regimento, o discente aprovado em todas as atividades curriculares cursadas no período letivo será automaticamente inscrito no bloco ou módulo subsequente de atividades curriculares previsto no projeto pedagógico do curso. Adicionalmente, o Art. 18 estabelece que se o discente reprovado em até duas atividades curriculares deverá cursá-la(s) em regime de dependência, simultaneamente com o bloco de atividades curriculares em que estiver matriculado, salvo na impossibilidade de oferta das referidas atividades. Entretanto, deverá ser respeitada a seqüência lógica de conhecimentos estabelecidos, em conjunto, pelos docentes efetivos da Faculdade de Geologia, de forma a atender um *encadeamento coerente das atividades curriculares* (Figura 1) do período, com as do período subsequente.

**Formas de oferta de atividades:** As atividades curriculares serão desenvolvidas na forma de oferta MODULAR, onde serão desenvolvidas de forma seqüenciada, com carga horária concentrada, respeitado o limite diário previsto para o funcionamento do curso, ou PARALELA, com atividades desenvolvidas, concomitantemente, em horários distintos, ao longo do período letivo.

**Atos normativos dos cursos:** A resolução que aprova o Projeto Político Pedagógico da Faculdade de Geologia de Marabá é a de n. 3.544 de 02 de agosto de 2007/CONSEPE.

**Avaliações externas:** A FAGEO teve sua avaliação externa feita por avaliadores do MEC, que após várias considerações atribuíam nota 3.

## RESULTADOS

O Projeto Pedagógico do curso de geologia de Marabá foi elaborado tendo em vista à construção de um novo currículo que proporcione uma formação acadêmica ancorada na redução acentuada da carga horária de aulas formais do curso, procurando-se, assim, oferecer ao estudante conhecimentos diversos com a inclusão de um conjunto de atividades práticas que permitam a integração dos saberes, incluindo atividades complementares de formação profissional. Este procedimento, aliado a uma articulação multi- e interdisciplinar, permite reduzir o tempo de integralização curricular do novo curso para quatro anos seis meses, sem perder o nível da qualificação profissional.

O Desenho Curricular do Curso de Geologia de Marabá está subdividido em CINCO Núcleos: *Conhecimento Básico, Conhecimento Profissional, Conhecimento Específico, Atividades de Campo e Atividades Complementares* (Figura 1), cuja estrutura é constantemente avaliada pelo corpo docente, estudantes e técnicos administrativos.

### Linhas de Pesquisa da Faculdade de Geologia de Marabá

- Sedimentologia e Estratigrafia
- Mineralogia Aplicada
- Petrologia e Evolução Crustal
- Geomorfologia e Sensoriamento Remoto
- Geoprocessamento
- Hidrogeologia e Meio Ambiente
- Geoquímica e Geocronologia
- Geologia Estrutural e Geotectônica
- Pesquisa Mineral
- Proveniência de Depósitos Sedimentares

### Corpo Docente

Dra. Ana Valéria dos Reis Pinheiro  
Dr. Antônio Emídio de Araújo Santos Jr.  
MSc. Francisco Ribeiro da Costa  
Dra. Gilmara Regina Lima feio  
Dr. José de Arimatéia Costa de Almeida  
Dr. Leonardo Brasil Felipe  
MSc. Maria Arlete Costa Matos (Profª. Substituta)  
Dr. Raimundo Nonato do Espírito Santo dos Santos

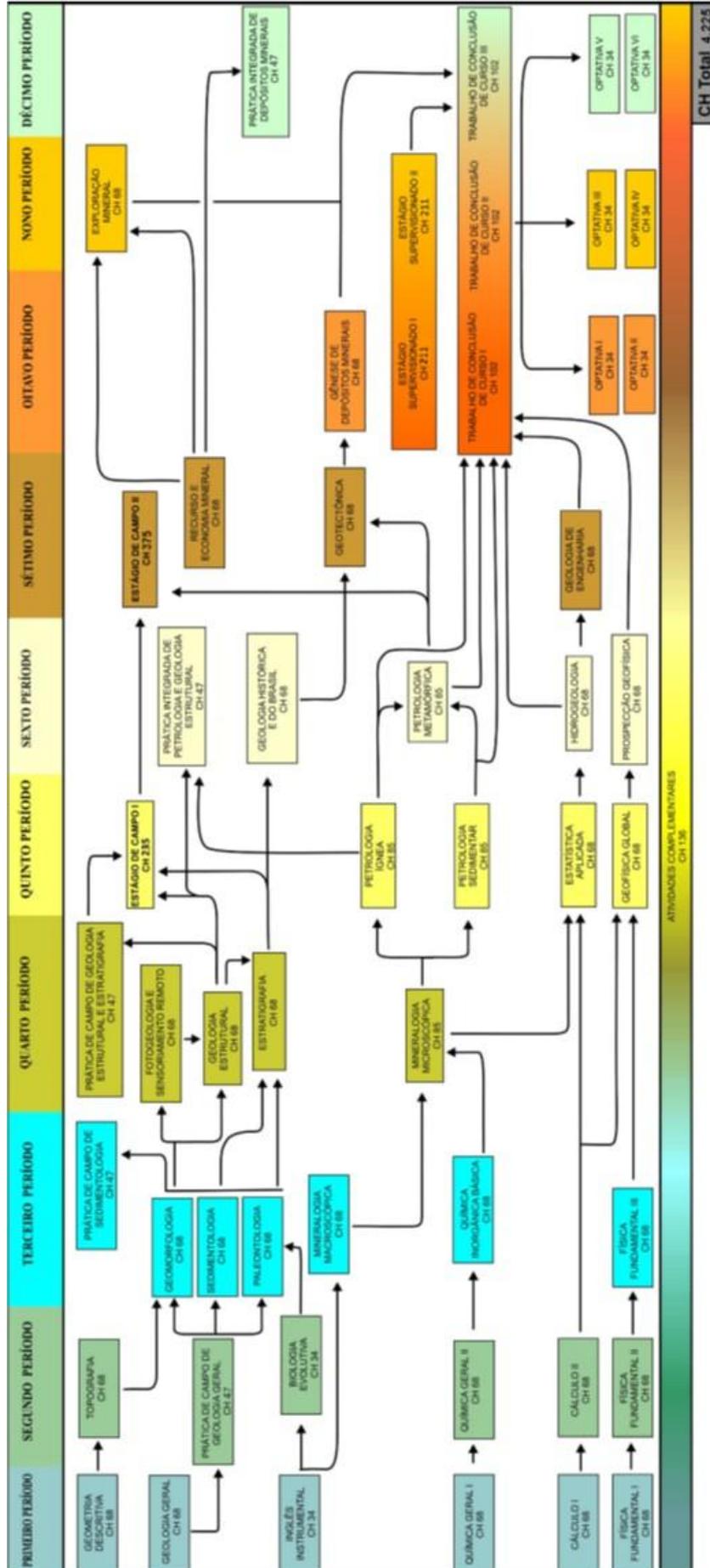
## DISCUSSÃO

Portanto, o Curso de Geologia de Marabá deve formar um profissional com condição de trabalhar em qualquer área de atuação das Geociências; que tenha interesse e capacidade pelo trabalho de campo; visão abrangente das Ciências Geológicas e de suas interações com ciências correlatas; pleno domínio da linguagem técnica geológica aliada à capacidade de adequação desta linguagem à comunicação com outros profissionais e com a sociedade; conhecimento de Ciências Exatas que permita abordagens quantitativas das informações geológicas; familiaridade com métodos e técnicas de informática, especialmente no tocante ao geoprocessamento. Neste contexto, o Projeto Político Pedagógico da FAGEO privilegia a formação de profissionais com capacidade de abordar e resolver problemas geológicos com competência, aliando uma sólida base teórica a um treinamento prático e intensivo, proporcionando ao egresso uma atitude ética, autônoma, crítica, criativa e empreendedora na busca de soluções de questões de interesse da sociedade.

Apesar do curso de Geologia de Marabá ser um curso de apenas 8 anos e contar com um número muito pequeno de docentes, já obteve várias conquistas, pois já finalizou 5 projetos de pesquisa e atualmente tem mais 5 projetos em andamento, o que vem possibilitando a aquisição de equipamentos e de infra-estrutura, além da ampliação dos já adquiridos anteriormente.

## REFERÊNCIAS

- Artigos 205 a 214 da Constituição da República Federativa do Brasil - 1988 .
- Diretrizes Curriculares Nacionais dos Cursos de Graduação para o Projeto Político Pedagógico;
- Diretrizes curriculares para os Cursos de Graduação da UFPA;
- Diretrizes e Bases da Educação Nacional. Capítulo VI - Art.43 a 67
- Lei nº. 9.394, de 20 de dezembro de 1996 (Lei de Diretrizes e Bases da Educação): Estabelece as - Lei 9.795 de 27 de abril de 1999: Institui a Política Nacional de Educação Ambiental e dá outras providências.
- Lei nº. 10.172, de 09 de janeiro de 2001: Aprova o Plano Nacional de Educação e dá outras providências.
- Nascimento, M.S.; Campos, T.T.F.; Santos Jr, A.E.A.; Pinheiro, A.V.R.; Oliveira, D.C.; Costa, F.R.; Rabelo, L.C.C. Projeto Pedagógico do Curso de Geologia, Marabá, 2011, UFPA, 83 p.
- Parecer do Conselho Nacional de Educação (CNE)/CES 583/2001;
- Parecer CNE/CES nº. 67, DE 11.3.2003; e
- Parecer CNE/CES nº. 329/2004.
- Plano Nacional de Educação - PNE
- Política Nacional de Educação Ambiental
- Projeto de Lei do Senado nº. 473 (substitutivo), de 2003 - Dispõe sobre o Estágio de estudantes. -
- Resolução CNE/CP nº. 1, de 18 de fevereiro de 2002: Institui Diretrizes Curriculares Nacionais para a Formação de Professores da Educação Básica, em nível superior, curso de licenciatura, de graduação plena;
- Regulamento da Graduação da UFPA
- Resolução CNE/CP nº. 2, de 19 de fevereiro de 2002: Institui a duração e a carga horária dos cursos de licenciatura, de graduação plena, de formação de professores da Educação Básica em nível superior; e
- Resolução nº. 3.186, de 28 de junho de 2004;
- Resolução CNE/CP nº. 2, de 1º de setembro de 2004: Adia o prazo previsto no Art. 15 da Resolução CNE/CP 1/2002, que institui Diretrizes Curriculares Nacionais para a Formação de Professores da Educação Básica, em nível superior, curso de licenciatura, de graduação plena.



## O CURSO DE GEOLOGIA DA UFMT: HISTÓRICO E PERSPECTIVAS

Aquiles Lazzarotto e Jackson D.S. da Paz

Dpto. Geologia Geral; Dpto. Recursos Minerais  
Instituto de Ciências Exatas e da Terra – Universidade Federal de Mato Grosso

À época da criação do Curso de Geologia da UFMT, o Estado de Mato Grosso vivia os últimos dias da integralidade territorial que possuía desde 1943. Em 1977, depois de dividido, Mato Grosso ainda possuía poucas povoações mais antigas, quase todas surgidas em torno de antigos garimpos de ouro e diamante ou em função de estratégias de ocupação das fronteiras para fazer frente à presença espanhola, no período do Brasil Colonial. A “Marcha para o Oeste”, iniciada na década de 1940, promovida pelo Presidente Getúlio Vargas, e os incentivos que os governos militares deram à colonização privada e ao avanço das fronteiras agrícolas, durante as décadas de 1970 e 1980 são outro marco na formação de novas cidades e vilarejos. Ao lado destas ações “civilizatórias”, cerca de 38 povos indígenas (nove destes ainda não contatados) atestam ao mesmo tempo uma riqueza de diversidade cultural e linguística (cf. CNBB/CIMI-MT, 2004) e dão vazão à ideia de que Mato Grosso é parte do Eldorado brasileiro, rico em ouro, diamante e outras pedras preciosas. Nas décadas de 1960 e 1970, esta ideia justificou ataques genocidas aos indígenas, visando à “liberação” de áreas potencialmente ricas em minérios (cf. COLBY e DENNETT, 1998).

Neste cenário, foi criado o curso de Geologia da UFMT por meio da Resolução 82/75 do Conselho Diretor da Fundação Universidade Federal de Mato Grosso, de 8 de outubro de 1975, e que começou a ser oferecido em 1976. Ele foi reconhecido através da Portaria 475 do Conselho Federal de Educação, de 9 de setembro de 1980. A sua criação deu-se num momento em que a comunidade geológica nacional considerava não haver mais espaço para o surgimento de novos cursos. Na verdade, os cursos de Geologia iniciados no biênio 1976/77 eram tidos como política temerária dada uma suposta saturação do mercado já na década de 1970 ao lado de indícios de deficiências nos cursos criados anteriormente (cf. NEGRÃO, 1996, p. 13).

O Projeto de Criação do Curso de Geologia da UFMT defende que a “agreste” e “inóspita” região amazônica não atrairia geólogos formados nas demais regiões do país, onde as condições naturais são mais amenas, o que implicaria em gastos adicionais para empresas ali sediadas. Assim, seria função da UFMT a formação de profissionais adaptados a essas condições naturais para atender a uma demanda ali considerada crescente dada a escassa quantidade de geólogos então atuando no Estado, “uma concentração da ordem de um geólogo para cada vinte mil quilômetros quadrados, considerando-se aí todos os técnicos da região, inclusive aqueles em funções administrativas e de laboratório, o que não representa sequer uma pequena parcela das possibilidades e necessidades de mão de obra (sic) dessa especialidade atualmente, e muito menos no futuro imediato”. Na época, em Mato Grosso atuavam geólogos do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), da companhia estadual de mineração (Metais de Mato Grosso S.A. – METAMAT), da Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO), da Companhia de Desenvolvimento do Estado de Mato Grosso (CODEMAT) e da Comissão Nacional de Energia Nuclear (NUCLEBRÁS) e seria presumível que tais entidades, bem como as empresas mineradoras privadas, pudessem absorver, ainda, muitos dos profissionais a serem formados na UFMT.

Ademais, a perspectiva de crescimento do Estado fazia supor o surgimento de maior demanda por materiais de construção (para cidades, estradas, etc.) e por técnicos envolvidos na implantação da infraestrutura necessária à “ocupação” do Estado. Essas eram características bastante diversas daquelas vividas em outras regiões mais estruturadas, que não viviam a expectativa de um *boom* populacional e econômico, onde se localizava a maioria das demais escolas de Geologia do País.

A atual estrutura do curso de Geologia/UFMT é provavelmente a única do Brasil apoiada em regime seriado anual ao longo de cinco séries (Figura 1). Ou seja, a matrícula não é feita em disciplinas, mas sim em séries e com um rol de disciplinas eletivas (optativas) a serem escolhidas conforme a série que segrega estas pela maturidade de cada disciplina optativa. Nesta estrutura, o curso de Geologia/UFMT está atuante desde 1997 com a primeira turma graduando-se em 2001. No ano de 2012, formou-se a turma mais numerosa até então, com 43 alunos.

As atividades de campo das disciplinas do curso da UFMT destacam-se pela sua grande carga horária formalmente prevista no currículo vigente – 800 horas – e pela sua abrangência geográfica. Há uma simbiose de estudos de graduandos, pós-graduandos e professores pesquisadores, pela qual as turmas de alunos vão a campo em áreas as mais diversificadas em termos de contexto geológico, colaborando direta e indiretamente no detalhamento contínuo da geologia regional. As aulas de campo estendem-se desde o Mato Grosso do Sul (fronteira com o Paraguai) até o sul do Amazonas, ao oeste de Goiás, à borda oeste de Mato Grosso, com ocasionais incursões à Bolívia. Sempre que possível, os estudantes também são levados a conhecer de perto grandes unidades geológicas brasileiras, com viagens de estudos para estados do Nordeste e do Sudeste do Brasil. Essa ênfase em atividades de campo visa dar aos egressos do curso a segurança necessária para a atuação profissional em diversas modalidades de mapeamento geológico.

Não há um acompanhamento formal por parte do curso de Geologia/UFMT sobre seus egressos. Contudo, estabelece-se uma percepção oriunda dos diversos contatos pessoais dos professores do curso com esses profissionais, segundo a qual ‘a maioria’ dos egressos estaria vinculada a trabalhos nos campos de mineração e meio ambiente (fiscalização e serviços), aos órgãos públicos da área de Geologia (DNPM, CPRM) e ao magistério de nível superior. Ao longo dos 38 anos de história do curso, muitos alunos buscaram a carreira acadêmica frequentando programas de pós-graduação do mais alto nível tanto no Brasil quanto no exterior. Estes retornaram para a academia para atuarem como docentes tanto na própria UFMT (12 ex-alunos fazem ou já fizeram parte do quadro docente efetivo do curso na UFMT) como em outras instituições de ensino superior.

Nota-se um caminho natural de criação de cursos de pós-graduação em Geociências, Geofísica e outras ciências da terra oriundas de desdobramentos da necessidade de expandir os horizontes técnico e acadêmico alcançados pelos cursos de graduação em Geologia. Na UFMT não foi diferente. Houve um ajuntamento de esforços, entre os quais uma maciça capacitação dos professores do Curso de Geologia da UFMT (praticamente todos têm título de doutor hoje), para se criar dois novos programas de pós-graduação: 1) Geociências; e 2) Recursos Hídricos.

O caminho natural de capacitação de professores e o ajustamento da estrutura curricular do Curso (Figura 1) coincidiram com um momento ímpar de visibilidade do Curso de Geologia. Um momento em que a sociedade tem carência cada dia maior por profissionais que saibam lidar com obras civis muito complexas, ciências aplicadas ao meio ambiente e prevenção de desastres naturais, onde a Geologia é uma peça chave ao entendimento do contexto físico. Em Mato Grosso há que se acrescentar ainda o setor da mineração. Esta conjunção de fatores proporcionou uma diminuição da evasão escolar no curso de Geologia ao longo do tempo de funcionamento do curso em regime seriado.

## REFERÊNCIAS

- CNBB/CIMI-MT-Conferência Nacional dos Bispos do Brasil-Conselho Indigenista Missionário de Mato Grosso. CNBBRO2/CIMI/Breve histórico, 28/06/2004. Disponível em <http://www.cnbbo2.org.br/?system=news&action=read&id=376&eid=246>. Acesso em agosto de 2006.
- Colby G.; Dennett C. 1998. Seja feita a vossa vontade – A conquista da Amazônia: Nelson Rockefeller e o evangelismo na Idade do Petróleo. Trad. Jamari França. Rio de Janeiro, Record.
- Negrão O. B. M. 1996. Especialização em ensino de Geociências – análise de uma prática. Campinas, 145f. Tese (Doutorado em Educação), Universidade Estadual de Campinas.



## DIFICULDADES DE INSERIR A TEMÁTICA PALEONTOLOGIA NA SALA DE AULA EM BELÉM – PA

Bruna de Campos Antunes<sup>1</sup>, Sue Anne Regina Ferreira da Costa<sup>2</sup>, Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo<sup>3</sup>

<sup>1</sup>UFPA/MPEG, <sup>2</sup>UFPA, <sup>3</sup>MPEG. antunes.b.c@gmail.com, sue.costa@gmail.com, ruivo@museu-goeldi.br

### INTRODUÇÃO

Os estudos acerca da Paleontologia nas escolas de ensino básico ainda desenvolvem-se timidamente (ZUCON *et al* 2010). Esse fator pode ser explicado pela fraca produção de materiais didáticos sobre os conteúdos paleontológicos; também relacionados à raridade de espaços como museus e exposições que tratem sobre a temática com o intuito de proporcionar a percepção da importância do campo paleontológico para a sociedade contemporânea; além disso, na formação dos professores podem ser observadas deficiências na concepção desses em relação ao conteúdo de ciências (MELO *et al.* 2005). No entanto a Paleontologia é recomendada pelos Parâmetros Curriculares Nacionais (PCN) como tema em Ciências para o ensino básico brasileiro, portanto, sob a ótica educacional, a explanação dessa ciência em classe tem um importante papel a cumprir, auxiliando na compreensão de processos naturais complexos (FARIA *et al.* 2012), porém, a maioria dos livros didáticos que apresentam os temas relacionados a essa, não abordam o assunto de forma clara, deixando assim uma grande lacuna sobre o tema (MORAES *et al.* 2007).

Os livros didáticos são um dos recursos mais tradicionais utilizados pelos docentes nas escolas, nesse sentido, terminam por influenciar o trabalho pedagógico e o cotidiano da sala de aula. Esses que são um dos principais fatores que fazem com que a Paleontologia não seja adequadamente compreendida, já que a maioria das vezes o seu conteúdo não é bem imposto (MORAES *et al.* 2007).

Uma solução para abordagens mais abrangentes a respeito da paleontologia em sala de aula é não ficar preso nos livros e sim procurar outras ferramentas para o ensino, devendo os professores trabalhar também com textos educativos, além daqueles que os livros didáticos trazem, e filmes, documentários e reportagens em geral que permitam integrar os conteúdos à realidade de seus alunos (MORAES *et al* 2007). É por isso que as Coleções Didáticas são tão importantes, já que atividades práticas ainda é a melhor maneira para o ensino aprendizagem, pois o contato com os fósseis facilita a assimilação do assunto pelo aluno (FARIA *et al* 2012). Entretanto Paleontologia em sala de aula ser introduzida por meio dos dinossauros (que não é a realidade local), a construção de materiais que auxilie os profissionais da educação básica da região de Belém, torna-se necessário para a construção do conhecimento acerca da Paleontologia Amazônica, podendo vir a contribuir com a conservação do patrimônio fossilífero do nosso estado.

Segundo Schwanke e Silva (2004), um dos aspectos levantados para defender os temas paleontológicos na educação, diz respeito ao estabelecimento de uma relação de conhecimentos e a experiência cotidiana dos alunos, enfatizando a real importância da Paleontologia na educação, pois, se diz frequentemente que a Paleontologia é, simplesmente, a ciência que estuda os fósseis. Contudo, esta é uma definição redutora, que limita o alcance da mesma. A Paleontologia não "pretende" apenas estudar os fósseis, procura também, conhecer a vida do passado geológico da terra (CASSAB 2004).

### METODOLOGIA

Para analisar o ensino de Paleontologia em sala de aula, elaboramos um questionário, para entrevistas direcionadas com professores do ensino fundamental, a fim de investigar como a temática Paleontologia vem sendo abordada em sala de aula.

O questionário perguntas objetivas, criado a partir do PCN de Ciências Naturais, abordando a paleontologia, para sete professores de ciências da 6ª série do fundamental, de quatro escolas públicas da rede de ensino de Belém, as quais seriam: a Escola Estadual de Ensino Fundamental Frei Daniel e Escola Municipal Padre Leandro Pinheiro, localizadas no bairro do Guamá, Escola Estadual Santa Maria de Belém do Grão Pará, do bairro da Batista Campos e a Escola Estadual de Ensino Fundamental e Médio Mário Barbosa, no bairro da Terra Firme.

Dividimos o questionário em áreas: Conhecimento sobre Paleontologia Geral; Acerca da Paleontologia da Amazônia; Metodologias utilizadas em sala de aula; Livros didáticos adotados em sala; Dificuldades de se trabalhar com o tema Paleontologia.

## RESULTADOS

Os resultados apontam que os professores entrevistados pouco falam sobre o tema Paleontologia em sala de aula, e quando a mencionam é de forma superficial para ilustrar outros assuntos tais como: Origem da vida, Evolução e Adaptação de plantas e animais. Percebeu-se também que, os professores que mencionam algo relacionado ao tema, não o introduzem no momento estabelecido pelos PNC, que seria a 6ª série do ensino fundamental, introduzindo o assunto apenas no 2º ano do ensino médio.

A dificuldade de se trabalhar com o tema Paleontologia, segundo os entrevistados são os conteúdos defasados ou insuficientes do livro didático adotado, e ainda a falta de tempo no calendário do ano letivo. Como bem ilustra o professor Rubens Araujo, da 6ª série do ensino Fundamental, da escola Frei Daniel *“Diante da dificuldade de não encontrarmos assuntos relacionados à Paleontologia nos livros didáticos da nossa escola, tenha que buscar alternativas como a internet, para expor essa temática aos nossos estudantes. Entretanto, a falta de tempo no calendário do ano letivo faz com que não nos aprofundemos nessa temática.”* E a Professora Sandra Magaly Dias, da escola Santa Maria de Belém do Grão Pará *“Nossa dificuldade encontra-se, nos livros defasados e por não termos condições de levarmos nossos alunos a museus, que seria o ideal para eles conhecerem a riqueza do nosso estado, outro agravante é que os livros que chegam até nós abordando o assunto de forma geral, e não apresenta exemplos sobre a nossa região especificamente”*. Como o livro didático adotado não supri a necessidade dos professores de nossa região, como opção, pode ser adicionado ao processo pedagógico filmes, documentários e reportagens em geral que permitam integrar os conteúdos à realidade de nossos alunos (MORAES *et al* 2007).

Quanto ao conhecimento sobre os fósseis da Amazônia, os professores entrevistados reconhecem a existência dos mesmos, mas desconhecem essa variedade de fósseis *“Já ouvi falar sobre os fósseis da preguiça gigante, mas ainda não tive a oportunidade de ver no museu”* como responde a professora Adriane Silva, da 5ª série do ensino fundamental da escola Mário Barbosa. Ao serem perguntados sobre a Formação Pirabas, a qual pode ser definida como a unidade geológica mais importante do estado do Pará, e uma das mais importantes do Brasil, sendo responsável por mais de 90% das pesquisas realizadas pelo MPEG. Neste caso as respostas ficam divididas, pois alguns dos entrevistados disseram que desconhecem e outro que só ouviram falar, mas não sabem que fósseis são, e o quanto são abundantes nessa formação, porém em geral as respostas são evasivas, como fica claro na fala do professor Mario Cardoso, da 6ª série do ensino fundamental, da escola Frei Daniel: *“Na verdade desconheço que tipo de formações fossilíferas tem no nosso estado, a julgar pelo nome, creio que a Formação Pirabas deva estar no nosso litoral, ainda não tive a oportunidade de conhecer os fósseis que são abundantes nessa formação.”* E o professor Benedito Sancler, da 6ª série da escola Padre Leandro Pinheiro: *“Não conheço a Formação Pirabas, também não podemos nos aprofundar muito no assunto, pois não há nos livros temas relacionado à nossa região, pois os livros nos mostram apenas o processo de fossilização de dinossauros, que não condiz com nosso estado”*. Existem ainda hoje, muitos os obstáculos para a disseminação de conceitos paleontológicos (URSULA & MACHADO, 2012) gerando uma grande dificuldade de divulgação desses conhecimentos para sociedade em geral. Sendo assim, é necessário desenvolver estratégias de educação, de valorização e divulgação de nosso patrimônio fossilífero, por meio de atividades direcionadas para o público escolar de nosso estado.

## CONCLUSÃO

Levando em consideração o desconhecimento por parte dos professores sobre a Paleontologia da Amazônia, as pesquisas feitas nas escolas da região foram de suma importância. A partir deste trabalho, foi possível perceber a importância da criação do acervo didático de Paleontologia do MPEG, pois considerando que o conhecimento sobre os fósseis da Amazônia é, maior parte das vezes, restrito ao meio acadêmico. Sendo assim a coleção didática configura-se como o primeiro passo para a democratização desta informação, ao tornar acessível à paleontologia da Amazônia a professores e alunos do ensino médio e fundamental, e através de eventos científicos abertos a sociedade em geral.

Visto também com os depoimentos a necessidade da revisão dos livros didáticos e a formação continuada dos profissionais da educação, já que alguns declararam não conhecer sobre assuntos

ocorrentes na área; e principalmente sobre o Patrimônio Natural da Região Norte (Formação Pirabas). Com a complementaridade da formação desses pode-se esperar o melhor desenvolvimento da construção do conhecimento, com a aproximação de alunos e professores aos conteúdos da Paleontologia e a localidades de educação informal, com visita a Museus e o uso de Coleções Didáticas.

## REFERÊNCIAS

- Basto, Vera Burlamaque; Crispino, Luís Carlos Bassalo; Toledo, Peter Mann de. As Origens do Museu Paraense Emílio Goeldi: Aspectos Históricos e Iconográficos (1860-1921). Belém: Editora Paka-Tatu, 2006.
- Bauermann, S.G. & Silva, J. da. Ensino de Paleontologia Através de Atividade Prática com Grãos de Pólen. Revista P@Rtes (São Paulo). V.00 P.Eletrônica. Junho de 2010. Disponível em: <http://www.partes.com.br/educacao/ensinodopaleontologia.pdf>. Acesso em 09/11/2012.
- Bina, Eliene Dourado. Museus e Comunidade: Comunicação e Educação. Trabalho Apresentado no III Enecult. Salvador, BA. 23 a 25 de Maio de 2007.
- Brasil. Secretaria de Educação Fundamental. Parâmetros Curriculares Nacionais: Ciências Naturais / Secretaria de Educação Fundamental. Brasília: Mec / Sef, 1998. 138 P. 1. Parâmetros Curriculares Nacionais. 2. Ciências Naturais: Ensino de Quinta a Oitava Séries. I. Título.
- Carvalho, I. S. 2004. Paleontologia. 2ª Edição, V. 2. Ed. Interciência, Rio de Janeiro, 258 P.
- Cassab, R. C. T. Objetivos e Princípios. In: Carvalho, I.S. (Ed). Paleontologia. 2 Ed. Rio de Janeiro, Interciência, 2004.
- Dantas, Mário André Trindade; Prazeres, Myriam Fernanda Ferreira dos; Vieira, Fabiana Silva; Zucon, Maria Helena. O Ensino de Paleontologia e a Percepção dos Alunos do Curso de Biologia da Universidade Federal de Sergipe. Trabalho Apresentado no IV Colóquio Internacional “Educação E Contemporaneidade”. Laranjeira, Se. 22 A 24 De Setembro De 2010.
- Fausto, Antonio. Coleção Didática do Museu Goeldi. Belém: Agência Museu Goeldi, 2007. Disponível em: <http://www.istoamazonia.com.br> - Isto é Amazônia - O Portal da Floresta. Acessado em: 2 De Fevereiro De 2012.
- Mello, Fernanda T. De; Mello, Luiz H. C. De; Torello, Maria B. De F. A Paleontologia Na Educação Infantil: Alfabetizando e Construindo o Conhecimento. In: Ciência & Educação, V. 11, N. 3, P. 397-410, 2005.
- Puig, Carla Padró. Modos de Pensar A Museologia: Educação e Estudos de Museus. In: Barbosa, Ana Mae e Coutinho, Rejane Galvão (Orgs). Arte/Educação como Mediação Cultural e Social. São Paulo: Editora Unesp, 2009, Pp. 53 – 70.
- Schwanke, C & Silva, M.A.J. 2004. Educação e Paleontologia. In: Carvalho, I. S. 2004. Paleontologia. 2ª Edição, V. 2. Ed. Interciência, Rio de Janeiro, 123-130p.
- Soares, S. P.; Campos, L. M. L.; Simões, M. G. Formação Continuada em Paleontologia para Professores do Ensino Fundamental e Médio: Análise de uma Proposta. In: Encontro "Perspectivas do Ensino de Biologia", 2004, São Paulo. Caderno de Programa e Resumos. São Paulo, 2004. P. 48.
- Sobral, Anderson da Conceição Santos; Siqueira, Maria Helena Zucon Ramos de & Machado, Sonia Rosalia Golob. Jogos Educativos para o Ensino de Paleontologia na Educação Básica. In: Paleontologia: Cenários De Vida. Editora Interciência, 2007

## A CONTRIBUIÇÃO DO GRUPO DE TRABALHO DA ÁREA DE GEOLOGIA AO PROJETO TUNING AMERICA LATINA

Candido Augusto Veloso Moura <sup>(1)</sup>, Luis de Almeida Prado Bacellar <sup>(2)</sup>, Ivan Soto Espinoza <sup>(3)</sup>

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Brasil  
Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Brasil  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Chile  
candido@ufpa.br, luisapbacellar@gmail.com, isoto@ucn.cl

### INTRODUÇÃO

O projeto Tuning América Latina (**Tuning-AL**) pretende “sintonizar” as estruturas educativas dos diferentes países latino-americanos, com o objetivo de aprimorar a qualidade da formação profissional na América Latina. O projeto busca essa “sintonia” por meio de um debate que estimula a troca de informações e a colaboração entre as instituições de ensino superior dos países latino-americanos. Coordenado por universidades de diferentes países latino-americanos e europeus, o projeto Tuning-AL, foi idealizado a partir da experiência do projeto Tuning Europa (González & Wagenaar, 2008), o qual foi concebido para responder ao desafio de criar um espaço europeu de educação superior que promovesse, entre outros pontos, um sistema de créditos transferíveis e acumuláveis comum aos países europeus, a mobilidade de estudantes, professores, pesquisadores e pessoal administrativo, além da cooperação européia na avaliação da qualidade do ensino que permitisse desenvolver critérios e metodologias comparáveis.

O projeto Tuning-AL, financiado pela Comissão Européia, tem entre os seus objetivos: i) contribuir ao desenvolvimento de titulações facilmente comparáveis e compreensíveis de forma articulada em toda América Latina; ii) desenvolver perfis profissionais em termos de competências genéricas e específicas de cada área de estudos, incluindo habilidades, conhecimentos e conteúdo; iii) facilitar a transparência nas estruturas educativas e impulsionar a inovação via a comunicação de experiências e a identificação de boas práticas de ensino.

O projeto Tuning-AL foi desenvolvido entre 2004 e 2007 mas, os resultados obtidos estimularam a realização de uma segunda fase do projeto que ainda está em andamento (2011-2013). Os resultados alcançados pelo grupo de trabalho de Geologia nas duas fases do projeto Tuning-AL são aqui relatados com o objetivo de fornecer subsídios para estimular a mobilidade acadêmica e a cooperação docente nos cursos de geologia, em especial das instituições da região amazônica.

### METODOLOGIA

O Projeto Tuning-AL tem um Comitê Gestor integrado por representantes de universidades da América Latina da Europa. Cada país latino-americano participante tem o seu Centro Nacional Tuning, encarregado pela articulação do projeto no país. Inicialmente, o projeto Tuning-AL envolveu as áreas temáticas de Administração, Matemática, História e Educação. Posteriormente, foram incluídas as áreas de Arquitetura, Direito, Enfermagem, Engenharia Civil, Física, **Geologia**, Medicina e Química, totalizando 12 áreas temáticas. Os representantes destas áreas foram indicados pelos organismos responsáveis pela educação superior dos países participantes. Na nova fase do projeto houve a inclusão das áreas de Agronomia, Ciências da Computação e Psicologia.

O projeto Tuning-AL tem quatro linhas de trabalho: i) competências genéricas e específicas; ii) enfoques de ensino, aprendizado e avaliação; iii) créditos acadêmicos; e iv) qualidade dos programas. Competências genéricas referem-se a atributos comuns a quase todas as titulações. Competências específicas são aquelas cruciais para qualquer titulação porque estão especificamente relacionadas com o conhecimento concreto de uma área temática. São conhecidas também como habilidades e competências que conferem identidade e consistência a uma área temática. Uma relação de competências genéricas foi elaborada pelos representantes das quatro áreas temáticas envolvidas inicialmente no projeto Tuning-AL. Essa relação de competências genéricas foi submetida à avaliação de profissionais, estudantes, professores e empregadores dessas áreas temáticas, que conferiram notas de acordo com grau de importância que lhes atribuíam. A relação de competências específicas foi elaborada em reunião geral que contou com a participação dos grupos de trabalho das 12 áreas temáticas. A semelhança das competências genéricas, profissionais, estudantes, professores e empregadores, ligados as distintas áreas temáticas, atribuíram

notas às competências específicas de acordo com o grau de importância que eles conferiam para a formação profissional. Os resultados da pesquisa foram sistematizados e interpretados nas reuniões gerais posteriores. Adicionalmente, nestas reuniões foram realizados exercícios considerando as competências específicas com enfoque no ensino, aprendizado e avaliação.

Na segunda fase do projeto Tuning-AL as competências genéricas e específicas foram trabalhadas com o objetivo de elaborar um metaperfil dos profissionais de cada área temática. Nessa segunda fase foi proposto pelos representantes dos Centros Nacionais Tuning uma maneira de comparar o volume de trabalho envolvido na formação de profissionais nas universidades latino-americanas, por meio de um sistema de créditos acadêmicos.

## RESULTADOS

Na primeira fase do projeto Tuning-AL foram definidas 27 competências genéricas. A consulta realizada revelou que as cinco competências genéricas consideradas mais importantes foram: 1) capacidade de aplicar os conhecimentos na prática; 2) capacidade de aprender e de se atualizar; 3) capacidade de identificar, formular e resolver problemas; 4) compromisso ético; e 5) compromisso com a qualidade. A análise feita pelos membros do grupo de trabalho de Geologia sobre os cursos de graduação em geologia existentes nos países latino-americanos que participaram do Projeto Tuning-AL, revelou que o título de Bacharel em Geologia ou de Licenciado em Geologia, ou ainda de Engenheiro Geólogo é obtido em cursos com duração média de 5 anos. Os diferentes currículos incluem disciplinas de ciências básicas, formação profissional e formação aplicada. Além disso, o trabalho de graduação no final do curso é comum à maioria dos cursos. O grupo de trabalho da área temática de Geologia definiu ainda 18 competências específicas. A consulta à profissionais, estudantes, professores e empregadores dessa relação de competências destacou que um geólogo latino-americano deve: 1) elaborar e interpretar mapas geológicos; 2) realizar estudos geológicos para a exploração, exploração, conservação e gestão de recursos hídricos e energéticos; e 3) ser rigoroso na seleção de amostras, levantamento, tratamento e interpretação de dados.

Para apoiar a elaboração de um sistema de crédito que permitisse comparar o volume de trabalho envolvido na formação dos profissionais foi elaborado um questionário para ser respondido por estudantes e professores do sexto semestre dos cursos de Geologia e Engenharia Geológica. Estes resultados, juntamente com aqueles obtidos pelas demais áreas temáticas subsidiaram a proposta de um sistema de Créditos Latino-Americanos de Referência (Alarcón et al. 2012).

## DISCUSSÃO

As 18 competências específicas que foram sugeridas pelo grupo de trabalho da geologia podem ser agrupadas naquelas de caráter básico e aplicado. No primeiro caso estão aquelas ligados ao “saber” que são: a capacidade de observação e compreensão do entorno; aplicar sistemas de classificação e tipificação de materiais geológicos; descrever e analisar as relações dos elementos presentes nas rochas; perceber e compreender as dimensões espaciais e temporais dos processos geológicos e seus efeitos sobre o planeta; e, elaborar e interpretar mapas e seções geológicas. Por sua vez, as competências aplicadas estão associadas ao “fazer” e se desenvolvem nos últimos anos do curso. Elas podem ser reunidas em dois grupos que estariam ligadas a áreas de especialização dentro da geologia. O primeiro reúne conhecimentos ligados a Geologia Econômica que seriam: efetuar estudos geológicos para a exploração, exploração conservação e gestão de recursos hídricos e energéticos; planejar, executar, gerenciar e fiscalizar projetos e serviços enfocados no conhecimento, na exploração e utilização de recursos naturais não renováveis; avaliar e estimar os recursos minerais e as mudanças causadas pelos mesmos; planejar a locação de sondagens para investigação e exploração de recursos minerais e realizar o seu controle geológico; assessorar sobre o uso dos recursos naturais na formulação de políticas, normas, planos e programas de desenvolvimento. O outro grupo de competências está ligado ao risco geológico e envolvem: proporcionar as bases para o planejamento territorial e a previsão, prevenção e mitigação de riscos geológicos, desastres naturais e antrópicos; realizar e avaliar estudos tecnológicos e/ou geotécnicos de materiais geológicos; assessorar sobre o uso de recursos naturais na formulação de políticas, normas, planos e programas de desenvolvimento (Beneitone et al. 2007).

Dentro do conjunto de competências específicas elaboradas existe ainda um grupo, considerado transversal, que está em consonância com competências genéricas. Tais competências podem ser reunidas em três subgrupos. o primeiro se refere a habilidades de trabalho em equipe como a capacidade de atuar

em áreas interdisciplinares e transdisciplinares. No segundo subgrupo está a capacidade investigativa que deve ter um profissional para desenvolver métodos de ensino e de investigação de geologia voltados para a melhoria do desempenho profissional e a difusão do conhecimento. O terceiro subgrupo se refere a atitude ética do profissional, que deve desenvolver sua atividade com responsabilidade, legalidade, segurança e sustentabilidade, bem como cuidado com meio ambiente e responsabilidade social.

## **CONCLUSÕES**

O perfil traçado para os cursos de geologia na América Latina mostra diversas semelhantes entre eles. A implementação do ensino baseado em competências facilita a equivalência curricular e permite a mobilidade estudantil. O conjunto de competências genéricas e específicas permitiu elaborar um metaperfil para o egresso de um curso de geologia na América Latina. O profissional formado deve SER capaz de aplicar seus conhecimentos na prática e atuar em diversas situações. Deve ainda ser capaz de se atualizar, permanentemente, além de trabalhar em equipe e atuar em áreas interdisciplinares. Adicionalmente, ele deve exercer sua atividade profissional com responsabilidade, legalidade, segurança e sustentabilidade. O geólogo latino-americano deverá SABER observar e compreender seu entorno, classificar e tipificar diversos materiais geológicos, elaborar e interpretar mapas e seções geológicas. Deverá ainda descrever e analisar as relações dos elementos presentes nas rochas, perceber e compreender suas dimensões espaciais e temporais. O geólogo latino-americano deverá FAZER estudos geológicos voltados para a exploração, exploração, conservação de recursos hídricos e energéticos, fazer locação de sondagens para investigação e exploração de bens minerais, planejar executar gerenciar e fiscalizar projetos e serviços com enfoque no conhecimento geológico, exploração e utilização de recursos minerais não renováveis. Adicionalmente, ele deverá saber fazer e avaliar estudos tecnológicos e/ou geotécnicos de materiais, proporcionar bases para o planejamento territorial e previsão, prevenção e mitigação de riscos geológicos, desastres naturais e antrópicos e assessorar sobre o uso dos recursos naturais na formulação de políticas, normas, planos e programas de desenvolvimento.

## **AGRADECIMENTOS**

Este trabalho sintetiza os documentos elaborados pelo grupo de trabalho da área temática de Geologia ao longo da execução das duas fases do projeto Tuning-AL. A participação e contribuição dos seguintes profissionais foi fundamental para o êxito do projeto: Ricardo Oscar Etcheverry, Nilda Mendoza e Carlos Humberto Treo (Argentina), Jimmy Fernández Lamus (Colômbia), Carlos Alberto Leyva Rodríguez (Cuba), Edison Navarrete Cuesta (Equador), Elizabeth Espinoza e Gonzalo Cruz Calderón (Honduras), Edgar Roque Gutiérrez Salinas (Perú), Jorge Abud Sebastiani (Venezuela).

## **REFERENCIAS**

- Alarcón F., Beneitone P., Armas R., Kieling S., Suñe L., Veneros D. 2012. Student workload and Degree Profiles: the experience of CLAR credit in Latin America. Tuning Journal of Higher Education (in press).
- Beneitone P., Esquetini C., Gonzáles J., Maleta M.M., Siufi G., Wagenaar R., 2007. Reflexiones y perspectivas de la Educación Superior en América Latina. Universidad de Deusto, Bilbao, 429p. (<http://tuning.unideusto.org/tuningal/>).
- González J & Wagenaar R. 2008. Universities' contribution to the Bologna Process. An introduction. 2<sup>nd</sup> Ed. Universidad de Deusto, Bilbao. 160p.

## O CURSO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ – UFOPA

*Nascimento, F. S.<sup>1</sup>; Peregovich, B. G.<sup>1</sup>, Da Silva, R.<sup>1</sup>, Figueiredo, B. R.<sup>1,2</sup>*

(1) Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA (snfernanda@yahoo.com)

(2) Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP

### INTRODUÇÃO

O curso de graduação em Geologia da UFOPA está sendo implantado no Instituto de Engenharia e Geociências (IEG), Santarém, Estado do Pará, desde 2011. O acesso dos estudantes à Universidade ocorre mediante o concurso de seleção do ENEM com a oferta de um total de 1200 vagas. Todos os alunos ingressantes dedicam o primeiro semestre ao atendimento das mesmas disciplinas da Formação Interdisciplinar 1 (FI-1, 400h) ao final do qual fazem a opção por um dos cinco Institutos da Universidade<sup>1</sup>. No IEG, onde são disponibilizadas 200 vagas, todos os alunos atendem, inicialmente, ao mesmo conjunto de disciplinas da Formação Interdisciplinar 2 (FI-2, 400h) e ao final do semestre fazem opção por um dos três programas de ensino e pesquisa do Instituto: Engenharia, Tecnologia da Informação e Computação e Ciências da Terra. Adicionalmente às 800 h de formação geral, os alunos cumprem a seguir outras 1600 horas (4 semestres) do Bacharelado Interdisciplinar (BI) do IEG, ao final do qual terão completado, aproximadamente, as 2400 h necessárias para a obtenção do título de bacharel e que corresponde ao primeiro ciclo de formação de nível superior.

Além desse primeiro ciclo de graduação, o IEG oferece ainda três cursos de bacharelado profissional, a saber, Engenharia Física, Ciência da Computação e Geologia. Esses cursos acrescentam quatro semestres de disciplinas profissionalizantes aos seis semestres já cumpridos pelos alunos, perfazendo assim dez semestres de curso. O presente trabalho tem como objetivo expor, em linhas gerais, as características do curso de Geologia atualmente em implantação na UFOPA.

### O PROGRAMA DE CIÊNCIAS DA TERRA

A UFOPA foi criada a partir da aprovação do Projeto de Lei, PL 2879/2008, que dispõe sobre a criação da nova Universidade, por desmembramento da Universidade Federal do Pará (UFPA) e da Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA). O objetivo da nova Universidade reside na produção de conhecimento identificado com os princípios de uma efetiva e integral sustentabilidade da Amazônia e formação de recursos humanos de nível superior, capacitados para este fim. É utilizada a concepção de educação continuada, em que a formação e capacitação oferecida sejam de qualificação multidimensional, integrada entre as diversas áreas do conhecimento, e contínua, com seus cursos tendo caráter cumulativo na história de vida de seu alunado, buscando sempre que diferentes níveis de certificação (titulação) possam ser obtidos, conforme o desempenho alcançado.

A criação de uma Universidade federal na região oeste do Estado do Pará e de novos cursos profissionais ocorre em circunstâncias altamente favoráveis à atuação de engenheiros, geólogos e outros profissionais. O cenário futuro da cidade de Santarém e região sugerem crescente urbanização, implantação de projetos de desenvolvimento econômico e social, e enormes desafios na formação de recursos humanos.

De acordo com a proposta de Estatutos da Universidade (Art. 53), os Programas de Graduação e de Pós-Graduação constituem as Subunidades Acadêmicas, onde se integram as atividades de ensino com as atividades de pesquisa e extensão (Brasil, 2013).

Os programas de ensino de nível superior do IEG são coerentes com a concepção de formação de engenheiros, geólogos e outros profissionais para servir a sociedade de forma criativa, inovadora e crítica. Em particular, o programa de Ciências da Terra do IEG-UFOPA está sendo implantado levando-se em conta a necessidade de agregar conhecimento sobre os recursos e o meio físico da Amazônia, contribuindo para a formação de profissionais qualificados para contribuir para a solução de problemas emergentes em

---

<sup>1</sup> Instituto de Ciências da Educação (ICED), Instituto de Ciências da Sociedade (ICS), Instituto de Biodiversidade e Florestas (IBEF), Instituto de Ciências e Tecnologia das Águas (ICTA) e Instituto de Engenharia e Geociências (IEG).

projetos agrícolas, industriais, urbanização e transporte, mineração e ambiente, pesquisa, desenvolvimento e educação.

De acordo com o projeto de implantação (UNIAM 2009), o Programa de Ciências da Terra deverá contribuir para formação de recursos humanos e geração de conhecimento em uma variedade de temas, porém buscando desde o início tomar o estudo dos solos amazônicos como eixo do programa e elo de interlocução com os outros programas das demais unidades de ensino e pesquisa da UFOPA.

Acrescente-se a isso o fato de que as maiores riquezas minerais da Amazônia estão localizadas no Estado do Pará para onde têm sido dirigidos os maiores investimentos em projetos da exploração e produção mineral. A bacia amazônica também é considerada promissora para reservas de combustíveis fósseis e continua atraindo investimentos de pesquisa da Petrobras. O aproveitamento de outros recursos minerais inclui a produção de pedra brita e insumos da indústria do cimento para fazer frente ao crescimento das cidades da região. Por outro lado, as pressões na base física de recursos da região apontam para os enormes desafios de preservação ambiental que a ciência e tecnologia devem enfrentar, como por exemplo, os estudos voltados para a gestão sustentável das reservas de água subterrânea que se justificam plenamente face à intensificação do uso desse recurso na Amazônia. Por fim, o conhecimento aprofundado dos processos físicos, químicos e biológicos que operam nos solos é indispensável para o planejamento do uso das terras, agricultura, energia e urbanização.

Os solos fazem parte da pedosfera onde ocorrem os processos de interface das rochas do subsolo, com as águas (hidrosfera), seres vivos (biosfera) e atmosfera e, não menos importante, os processos induzidos pelo homem (agricultura, indústria e urbanização). A partir dessa constatação assumem importância conteúdos que merecem atenção maior no Brasil como a Geologia do Quaternário, a Neotectônica, a Geoquímica Superficial, a Arqueologia, certas aplicações das Geociências em saúde ambiental e humana, Geomorfologia, Pedologia e ciências do clima e atmosféricas bem como o uso de técnicas como sensoriamento remoto, métodos geofísicos, SIG e demais geotecnologias aplicadas aos estudos de recursos, geologia de engenharia e outras áreas.

## **CARACTERÍSTICAS DO CURSO DE GEOLOGIA**

Como mencionado, os alunos da UFOPA acederão ao curso superior por meio do ENEM e após o primeiro ano de cursos comuns para todos os alunos da Universidade (FI-1) e do Instituto (FI-2), os alunos poderão optar pelo programa de Ciências da Terra sendo então aconselhados a tomar disciplinas do Eixo Geologia do Bacharelado Interdisciplinar do IEG. No quadro 1 consta o sequenciamento das disciplinas recomendadas durante o primeiro ciclo de graduação que conduz ao grau de bacharel (6 semestres, 2400 horas) e durante o segundo ciclo, bacharelado profissional (4 semestres adicionais, totalizando 5 anos de curso) e que conduz ao grau de bacharel com as atribuições profissionais de geólogo conforme a legislação.

O Bacharel Interdisciplinar do IEG – Menção Geologia - estará habilitado a ocupar funções técnicas ou administrativas de nível superior em órgãos públicos, agências e empresas de vários setores como meio ambiente, ciência e tecnologia, educação, entre outros, e seguir cursos de graduação em Geologia, mediante convalidação de disciplinas já cursadas, além de poder se candidatar para cursos de pós-graduação. Apenas com o certificado de BI, o profissional não estará habilitado a exercer a profissão de geólogo (Lei 4076/1962, e resoluções CONFEA).

No momento, os primeiros alunos, ingressantes em 2011, estão cursando o primeiro ciclo de graduação (BI) e subsistem ainda algumas questões em aberto com respeito ao curso de bacharelado profissional em Geologia. Em princípio, deverão ser oferecidas 25 vagas nesse curso, a partir de 2014, às quais os alunos terão acesso em função do seu desempenho nos semestres anteriores e atendimento de pré-requisitos estabelecidos pelo curso.

Na sequência de disciplinas elencadas no quadro 1, entende-se que os conteúdos ministrados no primeiro semestre (Formação Interdisciplinar 1) atende o conteúdo complementar de ciências humanas recomendado pelas Diretrizes Curriculares dos Cursos de Geologia (Brasil, 2013a). As demais disciplinas do quadro 1 seguem as recomendações dos blocos de conteúdo básico, conteúdo curricular comum e conteúdo para formação geológica específica. A definição de disciplinas optativas do bloco de conteúdos temáticos (ênfases), ainda não foi feita à espera da ampliação do corpo docente. O corpo docente atual do curso é formado por treze docentes em regime de dedicação exclusiva dos quais dez com título de doutor.

As atividades complementares incluem a participação em seminários, atividades de campo multidisciplinares, iniciação científica, estágios, monitorias, intercâmbio nacional e internacional, participação em eventos, publicações e outras atividades.

O curso deverá dispor de 8 laboratórios didáticos dos quais já foram implantados o Laboratório de Microscopia Óptica e o Laboratório de Geologia (dedicado às aulas de Petrologia, Sedimentologia e Paleontologia). O acervo bibliográfico encontra-se em desenvolvimento bem como a constituição do corpo de funcionários técnico-administrativos do programa.

As atividades futuras de implantação do curso incluem a realização de concursos docentes, ampliação do espaço físico e instalação de laboratórios, estabelecimento de relações com atividades de pós-graduação (alguns docentes do curso já estão credenciados em cursos de Mestrado e de Doutorado da UFOPA), intercâmbio docente e de alunos com outros centros no país e exterior.

#### **REFERÊNCIAS**

BRASIL 2013 Ministério da Educação, Universidade Federal do Oeste do Pará, Estatuto da Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, 31 p (CONSUN em 05/ 2013).

BRASIL 2013a Ministério da Educação, Conselho Nacional de Educação, Parecer CNE 387/2012 de 7/11/2012, Diretrizes Curriculares Nacionais Geologia, 15 p.

UNIAM 2009 Projeto de Implantação (1ª Edição), Comissão de Implantação, Junho 2009, Santarém, 64 p.

**Quadro 1 - Ordenamento das atividades curriculares do Curso de Geologia da UFOPA**

1º CICLO DE BACHARELADO INTERDISCIPLINAR - BI						2º CICLO DE BACHARELADO PROFISSIONAL			
FI - 1	FI - 2	Eixo de Ciências da Terra do BI – Disciplinas Recomendadas				Disciplinas Obrigatórias			
SEM 1	SEM 2	SEM 3	SEM 4	SEM 5	SEM 6	SEM 7	SEM 8	SEM 9	SEM 10
Sociedade, Natureza e Desenvolvimento	Cálculo I	Cálculo II	Cálculo III	Estatística					
Origens e Evolução do Conhecimento	Geometria Analítica	Álgebra Linear	Inglês I	Inglês II	Trabalho de Campo	Geologia de Campo I	Geologia de Campo II	Geologia de Campo III	
Lógica, Linguagem e Comunicação	Física Conceitual	Física Geral I	Física Geral II	Física Geral III	Geofísica		Hidrogeologia		
Seminários Integradores	Introdução à Ciência dos Computadores	Laboratório Física I	Laboratório Física II	Laboratório Física III	Sensoriamento Remoto e Fotogeologia	Geologia Estrutural		Geotecnia	
Estudos Integrativos da Amazônia	Metodologia Científica	Química Geral e Experimental	Biologia Geral	Paleontologia	Físico-Química	Geoquímica Geral	Geoquímica Ambiental e Analítica	Geologia Urbana e Ambiental	Estágio Supervisionado
	Ambiente, Tecnologia e Sociedade		Topografia e Desenho Técnico	Geologia de Recursos	Monografia		Geologia Econômica e	Geologia do Petróleo	
		Ciência do Sistema Terra	Sedimentologia	Estratigrafia e Estruturas Geológicas	Geologia Histórica e do Brasil	Geomorfologia e Pedologia	Geologia do Quaternário	Projeto de Geociências	Trabalho de Conclusão de Curso
		Mineralogia	Mineralogia Óptica	Petrologia		Petrografia			
400 h	390 h	405 h	405 h	405 h	390 h	405 h	405 h	405 h	300 h
Carga horária total do curso = 3910 horas (720 h de campo incluindo 510 h de Geologia de campo e 210 h de práticas de campo nas disciplinas)									

## MONITORIA PROATIVA: UMA EXPERIÊNCIA DIDÁTICO-PEDAGÓGICA DO GRUPO DE ENSINO DE GEOLOGIA INTRODUTÓRIA DA FACULDADE DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

<sup>1</sup>Francisco de Assis Matos de Abreu [famatos@ufpa](mailto:famatos@ufpa); <sup>1</sup>José Fernando Pina Assis [josepina@ufpa.br](mailto:josepina@ufpa.br); <sup>2</sup>Jamylle Trindade de Matos [jamylletrindade-01@hotmail.com](mailto:jamylletrindade-01@hotmail.com); <sup>2</sup>Leticia Briglia Ramos Arantes [leticiabriglia@yahoo.com.br](mailto:leticiabriglia@yahoo.com.br); <sup>2</sup>Eliã Jéssica Oliveira Silva [elia\\_jessica.s@hotmail.com](mailto:elia_jessica.s@hotmail.com)

1 - Docentes da Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências/UFPA  
2 - Graduandas do Curso de Geologia/UFPA

### INTRODUÇÃO

O tema Geologia Introdutória reúne quatro conteúdos no *Projeto Pedagógico do Curso de Graduação em Geologia* da Universidade Federal do Pará. Juntos, apresentam uma nova estratégia de abordagem metodológica, cujo objetivo é potencializar os primeiros contatos dos graduandos com as geociências, notadamente aqueles relativos aos trabalhos de campo. Contempla as disciplinas *Introdução às Geociências e Geologia Geral*, ambas de cunho teórico-prático laboratorial e suas complementares de cunho prático de campo, *Prática de Campo em Introdução às Geociências* e *Prática de Campo em Geologia Geral*.

Este trabalho apresenta a primeira versão do *Roteiro de Atividades Didáticas para Prática de Campo em Geologia Introdutória*, descrevendo em linhas gerais o processo de construção do mesmo, assim como apresentando um sumário de conteúdo do próprio roteiro.

### A MONITORIA

Implantada em 2009 a experiência da Monitoria Proativa tem se mostrado um fator determinante no aproveitamento estudantil, traduzido pela qualificação nas avaliações finais. Sua efetivação conta com o suporte da *Plataforma Moodle*, instrumento digital institucional da Assessoria de Educação a Distância (AEDI/UFPA), vinculado aos programas de educação da Universidade Aberta do Brasil (UAB). Sua estrutura organizacional contempla a agregação de 12 (doze) estudantes do terceiro bloco da matriz curricular do Curso de Geologia, selecionados com base no desempenho acadêmico nas disciplinas anteriormente cursadas e que demonstraram capacidade para liderança de grupos, facilidade de inter-relacionamento com colegas e que manifestaram claro interesse em participar da experiência pedagógica.

Um de seus objetivos é a produção de *Roteiros Geológicos*, levada a cabo por estudantes monitores sob orientação pedagógica dos docentes do **Grupo de Ensino de Geologia Introdutória**, com um olhar especial para a *Prática de Campo em Geologia Geral*. As atividades pedagógicas envolvem discussões coletivas entre docentes e monitores (Figura 1) para ajustes no funcionamento integrado das disciplinas e incluem: Atualização permanente dos conteúdos-programa; Leituras dirigidas de itens temáticos específicos; Elaboração preliminar dos roteiros de atividade para aula e trabalhos práticos; Apoio tutorial a estudantes nas atividades de sala de aula e nos trabalhos de campo; Avaliação orientada de exercícios teóricos e práticos; Aferição e controle da frequência estudantil nas atividades letivas; Participação efetiva dos monitores na elaboração de projetos de ensino para concurso às vagas de bolsas de monitoria oferecidas pelo Programa.



Figura 1 – Aspectos das reuniões coletivas em ambiente de sala de aula, com destaque para as explicações da coordenação do grupo de geologia introdutória.

## A TUTORIA

Desde sua implantação no âmbito da Monitoria Proativa as atividades de tutoria são realizadas por grupo de três tutores para cada equipe de 5/6 estudantes que trabalham em três espaços de abordagem: Na página eletrônica das disciplinas abrigada na Plataforma Moodle que disponibiliza textos temáticos e vídeos documentais em mídia digital além de exercícios avaliatórios das disciplinas; No ambiente de sala de aula, com orientação durante as atividades práticas (Figura 2); Em situação concreta de campo, com acompanhamento permanente em todos os momentos de trabalho (Figura 3). Cada grupo de monitores é responsável pelo rendimento das equipes de estudantes sob sua orientação e trabalha em regime de interdependência em relação aos demais grupos. Após as atividades letivas os grupos reúnem-se com os docentes para discussão e reorientação didática.

## O ROTEIRO PARA O TRABALHO DE CAMPO

O *Roteiro de atividades da disciplina Prática de Campo em Geologia Introdutória* (Figura 04) foi concebido com base em quatro premissas: 1) Produzir recursos didáticos para potencializar o aproveitamento dos estudantes nas disciplinas do curso de geologia que possuem atividades de campo; 2) Qualificar pedagogicamente graduandos dos Cursos de Licenciatura em Ciências Naturais, Geografia e Biologia, para o magistério de conteúdos geológicos nos níveis de ensino fundamental e médio; 3) Oferecer suporte metodológico para apoio ao programa de pós-graduação *lato sensu* oferecido pela Faculdade de Geologia da UFPA; 4) Preparar a base conceitual para implantação do Curso de Licenciatura Plena em Geociências no âmbito do Instituto de Geociências da UFPA. A elaboração contou com o resgate do material produzido pelos estudantes nas viagens de campo anteriores: relatórios de viagem, mapas, seções geológicas e anotações em cadernetas de campo.



Figura 2 - Orientação de monitores em atividade prática no ambiente de sala de aula.



Figura 3 - Aspectos de atividades práticas em situação concreta de campo.

Sua estrutura inclui: Introdução: Apresenta o roteiro como instrumento de suporte para realização das atividades de campo; Objetivos: Explicita ser a produção de material didático referencial em mídias impressa e eletrônica para apoio aos trabalhos de campo, bem como a roteirização das atividades nos afloramentos e de elaboração do Relatório Final da Excursão Geológica é o objetivo central; Geologia e Geomorfologia Regionais: Detalhamento resumido dos principais elementos da história geológica regional, notadamente aqueles relativos aos grandes eventos formatadores da porção nor-nordeste da Plataforma Sulamericana com destaque para as Províncias Estruturais Borborema, Parnaíba e Costeira, baseadas em obras referenciais; Logística: instruções sobre comportamento e respeito para com as normas de hospedagem em ambientes familiares; informações básicas sobre o roteiro da viagem, escolhido para atender aspectos da geologia, condições de hospedagem e suporte médico; Perfis Geológicos: Descrição sumarizada dos perfis a serem realizados e das principais situações geológicas registradas nos afloramentos ou grupo de afloramentos selecionados; seu uso permite discussões detalhadas de *processos geológicos* importantes; Segurança: Aspectos da segurança para realização do trabalho, destacando cuidados redobrados durante as atividades nos afloramentos localizados a margem de rodovias movimentadas, destacadamente rodovias federais; Referencial Bibliográfico para suporte

técnico das atividades pré, sin e pós-campo; Materiais de apoio: Inclui elementos estruturantes da confecção do relatório de atividades, tais como o formulário padrão para descrição de afloramentos, orientações para auxílio na coleta de amostras, relação de materiais de campo, *Coluna Geológica do Tempo*, mapa geológico regional simplificado. Todos os itens são instrumentos destinados a orientação segura dos estudantes.

### **APOIOS**

O Programa de Monitoria conta com os seguintes apoios principais:

- Concessão de duas bolsas de monitoria vinculadas ao programa, com validade para o biênio 2012/2013;
- Suporte financeiro patrocinado pela Faculdade de Geologia da UFPA para realização das viagens de campo;
- Suporte técnico-científico integral disponibilizado pelo *Laboratório de Cartografia Geológica (GEOCART)* da Faculdade de Geologia da UFPA.

### **CONCLUSÕES**

Embora preliminares, os resultados obtidos mostram claramente o caminho acertado tomado pelo *Grupo de Ensino de Geologia Introdutória*. A intenção é ampliar a base de apoio pedagógico com novos grupos de monitoria e implantar o banco de dados para suporte às atividades de campo do Curso de Geologia.

## **TÍTULO: ESTRUTURAÇÃO E IMPLANTAÇÃO DO MUSEU VIRTUAL DE GEOCIÊNCIAS E GEODIVERSIDADES DA AMAZÔNIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS (UFAM-DEGEO)**

*Gabriel Luniere Porto<sup>1</sup>; Cássio da Costa Fonseca<sup>1</sup>; Larissa Monteiro Neres de Lima<sup>1</sup>; Thaline Maria Albuquerque Martins<sup>1</sup>; Thiago Madeira Fonseca<sup>1</sup>; Claudio A. Milliotti<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Universidade Federal do Amazonas - UFAM; gabriel\_luniere@hotmail.com

### **INTRODUÇÃO**

O conhecimento das geociências e das geodiversidades, nos meios não acadêmicos e em outras áreas de ensino, ainda apresenta muitas dificuldades, tanto pela linguagem empregada quanto pelos métodos de explanação utilizados, nem sempre eficientes. Pensando em suprir esta necessidade do público em geral, surgiu a ideia de criar um museu diferente, que possa mostrar os minerais, rochas e fósseis de forma didática, tornando possível a interação do visitante do site do museu virtual com os acadêmicos e profissionais da área de geociências, com o intuito de esclarecer dúvidas ou simplesmente em satisfazer as curiosidades diversas. Inclui-se também, neste projeto, as riquezas da geodiversidade da Amazônia brasileira, ressaltando, assim, o conhecimento geológico de uma região de importância mundial, bem como o seu potencial geoturístico. Ainda há muitos equívocos em relação às riquezas minerais da Amazônia e, neste sentido, este projeto contribui para a melhoria e a expansão desses conhecimentos.

### **MATERIAIS E MÉTODOS**

Inicialmente, foram realizadas diversas consultas e pesquisas a sites que mantêm projetos semelhantes. Com essas idéias, organizaram-se diversos temas no Museu Virtual. Foram obviamente tiradas fotos digitais das amostras do acervo de minerais, rochas e fósseis do Museu de Geociências da UFAM, acompanhadas por pesquisa bibliográfica das características de cada espécime fotografada. A partir de então, passou-se à montagem do *layout* da página do site, seguida pela solicitação de autorização e registro vinculados ao site da UFAM.

### **RESULTADO E DISCUSSÃO**

A exposição virtual do Museu de Geociências e Geodiversidades da Amazônia, envolvendo minerais, rochas e fósseis, bem como as formações, estruturas geológicas, potencial mineral da Amazônia e outras riquezas presentes, tem demonstrado ser uma forma didática e autoexplicativa para esses conhecimentos.

### **CONCLUSÕES**

Este projeto tem promovido o conhecimento entre os diversos níveis de ensino, do nível fundamental ao superior, integrando e difundindo o conhecimento geológico nas demais áreas, abrindo espaço para questionamentos, dúvidas e comentários, e criando assim um elo entre o Departamento de Geociências da UFAM e o visitante do site.

## O ENSINO NÃO FORMAL DE GEOCIÊNCIAS ATRAVÉS DA ARTE: O RELATÓRIO DO PROJETO GAIA EM DIAMANTINA, MG

Pereira, M. V. P<sup>1</sup>; Piuzana, D<sup>2</sup>; Morais, M<sup>3</sup>; Gontijo, B<sup>4</sup>.

<sup>1,2,3</sup> Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri

<sup>4</sup> IGC – Universidade Federal de Minas Gerais

<sup>1</sup> vinimvp@hotmail.com; <sup>2</sup> dpiuzana@yahoo.com.br; <sup>3</sup> morais.marcelino@gmail.com; <sup>4</sup> gontijobm@yahoo.com

### INTRODUÇÃO

O ensino de Ciências da Natureza tem sido frequentemente conduzido de forma desinteressante e pouco compreensível, pois as teorias científicas, por sua complexidade e alto nível de abstração, não são passíveis de comunicação direta aos alunos do Ensino Fundamental e Médio (BRASIL, 1998a; 2002). Nesta realidade foi criado em Diamantina, Minas Gerais, o Projeto GAIA (Geociências, Arte, Interdisciplinaridade e Aprendizagem), que é um espaço de divulgação científica da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM) em parceria com a UFMG. Além dessa realidade, percebemos que na cidade de Diamantina, abrangendo também as cidades da região e a área rural, o ensino básico possui uma carência de práticas de ensino lúdicas, principalmente nas escolas públicas, as quais são dotadas de pouco recurso para esse tipo de atividade, e de acordo com os Parâmetros Curriculares Nacionais, essas práticas, devem ser desenvolvidas nas escolas como instrumento de ensino. Com isso, o Gaia sendo um espaço de divulgação científica, utiliza desses recursos lúdicos para aproximar as escolas, tendo um contato direto dos alunos com os participantes do projeto.

O Projeto Gaia, utiliza como principal meio de divulgação científica, maquetes artísticas, divididas em diferentes temas. O objetivo de uma maquete geográfica, não é só o de produção e reprodução, mas também um meio de transmissão de informações, que vai desde a sua construção até a divulgação do relevo do espaço, servindo como instrumento didático de ensino, oportunidade de exposição e divulgação de ideias. Seguindo este raciocínio, juntamente com os quesitos dos PCNs (Parâmetros Curriculares Nacionais), percebe-se que o uso do modelo de maquete como instrumento de ensino pode ser uma alternativa opcional eficiente para o aprendizado da geografia, pois permite ao estudante uma melhor interpretação de um determinado meio, ampliando as perspectivas de observação (FREITAS, 2002; FERRAZ, 2006).

Tem como objetivo principal interagir as didáticas de ensino de geociências do ensino básico, superior e com a comunidade em geral residente em Diamantina, usando a arte como instrumento na construção de nichos de exposição. O Objetivo principal do projeto é integrar extensão e pesquisa, por meio do conhecimento científico em geociências e áreas afins para o ensino não formal utilizando a arte como forma de representar e concretizar conceitos trabalhados na teoria.

### METODOLOGIA

Do ponto de vista metodológico, a construção dos materiais e nichos artísticos foi realizada por meio de pesquisas bibliográficas em Geociências e nos Parâmetros Curriculares Nacionais. No espaço GAIA foram construídos diversos nichos de exposição que juntos formam uma interatividade entre os temas, que são: O Túnel do Tempo Geológico, que é formado por dez maquetes em forma de globo que representam todo o processo de formação e evolução do planeta Terra, além de três tipos de vulcões, os quais auxiliam no entendimento da dinâmica interna do planeta. O Observatório do Sistema Solar é o segundo nicho, e conta com uma maquete esquematizada do Sistema Solar numa escala aproximada e principais características visuais, e se encontra em uma sala escurecida com o sol iluminado. Nesse nicho, é explicada a teoria do Big Ben e o início da “vida” no espaço, dando origem aos planetas que conhecemos, juntamente com todos os fenômenos extraterrestres. O Acervo de Rochas e Minerais do Projeto Gaia, conta atualmente com cerca de 250 minerais separados em diferentes tipos de classificações químicas, e 150 rochas, separadas em ígneas, metamórficas e sedimentares, juntamente com um quite de objetos como lupa e materiais que auxiliam na identificação dos minerais. O quarto nicho é o Núcleo de Paleontologia, que abriga alguns fósseis verdadeiros e réplicas feitas de resina, separados de acordo com seu período de formação, visto que a sala desse nicho é organizada em períodos da era Fanerozóica, a qual é tida como a mais importante para a vida na Terra. Nesse espaço mostramos não só a evolução dos seres vivos, como também a importância da reciclagem e consciência ambiental. O Núcleo da Serra do Espinhaço Meridional

é o quinto nicho, e conta com uma maquete tridimensional da Serra, a qual é um importante marco geográfico, pois é um divisor de três bacias hidrográficas (Rio Doce, Rio Jequitinhonha e Rio das Velhas), e também um divisor de dois importantes biomas do Brasil (Mata Atlântica e Cerrado). O último nicho é o Núcleo de Regiões do Brasil, e conta com maquetes em diferentes temas do território brasileiro, e quebra cabeças para crianças como forma de ensino pedagógico.

As maquetes são feitas basicamente em isopor, tinta guache, massa corrida, e material reciclado, como o papel mache, o qual é o principal material utilizado no Projeto, pois possui uma facilidade de manuseio, e baixo custo, além de proporcionar uma atividade de importância ambiental com os alunos e comunidade da região.

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Como resultado, o projeto contabiliza atualmente mais de 2.500 visitas in loco, na sua grande maioria, de alunos do ensino básico de Diamantina e municípios de entorno, os quais conseguiram desenvolver atividades em sala de aula que se relacionam com os temas propostos pelo GAIA mais facilmente. Ainda de acordo com os professores, o interesse pelos objetos de estudo propostos no Espaço GAIA, por parte dos alunos, aumenta após a visita. Com isso o projeto mantém um vínculo direto com as escolas locais e regionais, oferecendo apoio aos alunos e professores além de demais visitantes.

A construção de maquetes em áreas de conhecimento como a Geografia é considerada uma fonte extremamente diversificada de proposta de ensino e aprendizagem para os estudantes, são meios didáticos de leituras e construção dos elementos geográficos, além de contribuir para melhor visualização do espaço, visando atingir as diferentes necessidades pedagógicas, como no caso dos alunos de Diamantina e região. O projeto GAIA iniciou uma intensa pesquisa metodológica a fim de reunir uma grande quantidade de referências que proporcionou uma maior exatidão na elaboração das maquetes que representasse os núcleos citados, além de materiais naturais de exposição, como as rochas, minerais, e fósseis, proporcionando interdisciplinaridade entre arte, geografia e ciências de modo a interagir escola e projeto.

Os professores, em sala de aula, introduzem sobre a formação e estruturação geológica da Terra em geral, e em seguida dirigem-se com os alunos ao local onde está instalado o projeto GAIA; nesse espaço se obtém informações focadas sobre determinados tipo de conteúdo, o estudante pode ter um contato direto com as maquetes e assim observa em prática a exposição feita em sala pelo professor. A dinâmica dessa atividade proporciona maior fixação e compreensão sobre o assunto retratado, e percebe-se um grande interesse da parte dos alunos, na forma em que as maquetes foram construídas.

Como resultado, o projeto contabiliza atualmente mais de 2.500 visitas in loco, na sua grande maioria, de alunos do ensino básico de Diamantina e municípios de entorno, os quais conseguiram desenvolver atividades em sala de aula que se relacionam com os temas propostos pelo GAIA mais facilmente. Ainda de acordo com os professores, o interesse pelos objetos de estudo propostos no Espaço GAIA, por parte dos alunos, aumenta após a visita. Com isso o projeto mantém um vínculo direto com as escolas locais e regionais, oferecendo apoio aos alunos e professores além de demais visitantes.

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Diante do acima exposto, conclui-se que o espaço de Divulgação Científica GAIA tem uma grande importância na formação de cidadãos informados sobre a origem e informações sobre o planeta em que vivemos. As Ciências Naturais são necessárias para que o homem adquira compreensão do mundo e seus fenômenos naturais e assim se reconheça como parte deste contexto.

## **REFERÊNCIAS**

- Brasil. Secretaria de Educação Fundamental. Parâmetros curriculares nacionais: Ciências Naturais. Brasília, MEC/SEF. 136 p., 1998.
- Brasil. Parâmetros curriculares nacionais: Ensino médio. Brasília: MEC. 2002.
- Freitas, M. I. C. et al. Do mundo ao modelo em escala reduzida: A maquete ambiental como ferramenta de transformação do cidadão. Mercator – Revista de Geografia da UFC, Ano 6, n.12, 2002.

## PROGRAMA DE MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS DA UFAM

*Raimundo Humberto Cavalcante Lima e Emilio Alberto Amaral Soares*

Universidade Federal do Amazonas

### INTRODUÇÃO

O Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Amazonas é oferecido em nível de Mestrado e rege-se pelo Parecer 153/2002 CAPES/CNE/MEC, de 06 de setembro/2002, publicada no DOU Nº 173 de 06/09/2002 e pelas normas complementares estabelecidas pelo Regimento Geral da Pós-Graduação da Universidade Federal do Amazonas (RGPG/UFAM).

É objetivo do Programa em Geociências formar mestres com capacitação profissional, capazes de produzir conhecimentos, difundi-los em universidades e/ou aplicá-los em centros de pesquisa, órgãos públicos e outras organizações da sociedade.

Desde a criação do PPGGEO até hoje, o Programa já titulou 68 discentes com o título de Mestre em Geociências. Esse número é pouco expressivo quando se pensa na formação de recursos humanos na dimensão das necessidades de pessoal qualificado e na importância da região. O Programa é o único curso de pós-graduação em Geociências localizado na Amazônia Ocidental, estimulando os docentes e discentes a conquistas cada vez melhores.

Foi destaque da Comissão de Avaliação da CAPES no ano de 2012 em relação ao Programa: a melhoria da infraestrutura, a aquisição de novos equipamentos e a captação de novos recursos financeiros para pesquisa, sendo que, hoje, todos os docentes são coordenadores de projetos de pesquisa junto às agências de fomento local e nacional garantindo a continuidade das pesquisas dos discentes.

### ORGANIZAÇÃO DO PROGRAMA

O Programa está organizado pelas seguintes instâncias: pelo Colegiado e pela Coordenação do Programa, sendo que o Colegiado é composto por todos os professores do programa e por dois representantes discentes.

O Programa de Mestrado abrange a área de concentração em Geociências contando com três Linhas de Pesquisa: Geologia e Meio Ambiente, Petrologia, Metalogênese e Evolução Crustal e, Petrologia Sedimentar.

Uma reformulação do Programa, a partir de 2009, por recomendação da comissão da CAPES, viabilizou a contratação de novos professores para o Departamento de Geociências, e o credenciamento de todos ao Programa. A partir deste contingente de docentes ocorreu um aumento de alunos matriculados, contando, até o momento, com 18 discentes no total sendo orientados por oito professores permanentes, um professor visitante e dois professores colaboradores. Estes estão agrupados em dois Grupos de Pesquisa: Estudos Geológicos da Amazônia Ocidental e Geologia Sedimentar da Amazônia (GSA).

O Programa conta com cotas de bolsas de instituições de apoio como CAPES, CNPq e FAPEAM, de modo que todos os alunos que manifestaram interesse e estão aptos receberam bolsas para custear suas despesas e encargos financeiros que permite que estes se dediquem mais ao desenvolvimento de suas pesquisas.

### INFRAESTRUTURA DISPONÍVEL

O PPGGEO está instalado no campus universitário da UFAM, setor norte, em Manaus, em um prédio com área total de 2.150m<sup>2</sup>, com salas individuais de professores, duas salas de aula, três grandes salas de discentes, auditório, secretaria e biblioteca.

Desde fevereiro de 2011 o DEGEO conta com um Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura em pleno funcionamento. A sua implantação foi muito importante, pois além de proporcionar uma nova técnica de análise, permitiu que nossos alunos se aprofundassem na sua utilização e, principalmente barateou os custos de pesquisa na UFAM como um todo. Em janeiro de 2013 teve a conclusão das obras de construção da sala limpa. Esperamos que até final de 2013 o laboratório esteja preparando amostras para análises de isótopos que deverão ser enviadas para leitura por TIMS ou ICP-MS na UFPA, UNB ou UFRGS. Inicialmente está previsto abertura para análise de isótopos de Rb-Sr, Sm-Nd e Pb. Além desses novos laboratórios o PPGGEO conta, ainda, com os laboratórios de sedimentologia, microscopia ótica, geoquímica (com um cromatógrafo iônico), laminação (com novos

equipamentos de preparação de amostras), difração de raios-x, sensoriamento remoto e geofísica e os laboratórios de espectrometria de absorção atômica, fluorescência de raios-x e infravermelho e de análises termogravimétricas em outros departamentos da UFAM.

### **INTERCÂMBIOS INSTITUCIONAIS**

O Programa mantém intercâmbio com o CPGG-UFPA desde 2005 por meio dos projetos Casadinhos, projeto PROCAD-CAPES, promovendo a interação entre os Programas de Pós-Graduação UFAM-UFPA-UFMT. Isto nos tem permitido a utilização da infraestrutura dessas instituições pelos nossos discentes e participação dos professores da UFPA em algumas disciplinas ministradas no PPGGEO.

Nesta linha, também, realiza pesquisas conjuntas com o IAG-USP, IG-USP e IG- UNB, além de manter intercâmbio com o Institut de Recherch pour Le Développement (IRD) com participação científica junto ao projeto CLIM-AMAZON.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

No final do ano passado foi lançado o Programa de Apoio à consolidação e ao Avanço da Qualidade da Pós-Graduação (PACPG). Este PACPG-UFAM é um programa institucional composto por vários projetos, que está sendo adotado a partir de 2013 em todos os PPGs da Instituição. O objetivo é a consolidação da Pós-Graduação Stricto Sensu da UFAM com a melhoria dos conceitos CAPES destes Programas ao longo de três períodos de avaliação, ou seja, entre, 2013 e 2021.

O Programa vem demonstrando o engajamento e multiplicação de seus conhecimentos ao observar que seus ex-alunos vêm conquistando espaços de empregabilidade na sociedade, principalmente, inseridos em instituições de ensino superior no estado do Amazonas e nos setores de mineração, petróleo e gás. Informações sobre ingresso no Programa e datas de seleção, além de outras, poderão ser visualizadas no site [www.ppggeo.edu.br](http://www.ppggeo.edu.br) ou pelo telefone: (92) 33052863.

## GEOLOGIA NA UFPA: 50 ANOS FORMANDO GEÓLOGOS AMAZÔNICOS - PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA - (RES. 3.761/2008 - CONSEP/UFPA)

Rosemary da Silva Nascimento ([rsn@ufpa.br](mailto:rsn@ufpa.br))  
José Fernando Pina Assis ([josepina@ufpa.br](mailto:josepina@ufpa.br))  
Vânia Maria Fernandes Barriga ([vbarriga@ufpa.br](mailto:vbarriga@ufpa.br))

Universidade Federal do Pará

### HISTÓRICO

O Curso de Graduação da Universidade Federal do Pará (UFPA) foi criado em 23 de dezembro de 1963 na forma de curso independente, vinculado diretamente a Reitoria da instituição. Mediante publicação do Decreto presidencial Nº 70.997, de 17 de agosto de 1972, o curso foi reconhecido pelo Ministério de Educação e Cultura (MEC).

Ao longo de seus 50 anos de funcionamento ininterrupto a estrutura pedagógica do curso passou por diversas reformulações, adaptando-se aos modelos estruturais da universidade, objetivando mantê-lo atualizado com as demandas sócio-econômicas regionais e nacionais. Disso, resultaram várias resoluções que organizaram sua estrutura curricular:

- Resolução Nº. 56**, de 19 de novembro de 1971, que estabeleceu limites mínimos e máximos de créditos e carga horária;
- Resolução Nº. 392**, de 10 de janeiro de 1977, que definiu o currículo pleno a partir do currículo mínimo nacional estabelecido pela resolução Nº. 39, de 20 de janeiro de 1975, do Ministério de Educação e Cultura (MEC);
- Resolução Nº. 1603**, de 01 de março de 1988 que redefiniu a estrutura das disciplinas e adaptando seus conteúdos para regime anual de ensino;
- Resolução Nº. 2.066**, de 03 de fevereiro de 1993-CONSEP, que ordenou a estrutura curricular em módulos didáticos seriados semestrais distribuindo os conteúdos em 10 blocos de conhecimento, totalizando 3525h.

Ao longo da primeira década do Século XXI, em especial nos últimos cinco anos, os avanços técnico-científicos mundiais agilizaram em muito o processo educacional. Em ritmo quase que diário, as transformações sociais vêm do mesmo modo impondo transformações tecnológicas de tal sorte que, se fazem necessárias uma revisão e adequação de conceitos, conteúdos e ferramentas de abordagem do conhecimento. Por conta disso, as Instituições de Ensino Superior brasileiras, que incluem entre seus cursos, aqueles de formação de geólogo têm procurado adequar-se a essa nova ordem, especialmente no que implica direta ou indiretamente a revisão de suas estruturas curriculares em nível de graduação.

Neste particular é que se insere o atual Projeto Pedagógico do Curso de Geologia da UFPA, implantado pela Resolução Nº. 3.761, de 10 de novembro de 2008-CONSEP, definindo integralização curricular seriada semestral, depois de cumpridas 3.675 horas, Destas, 2.280 horas foram atribuídas para a realização das atividades de conteúdo teórico, 1.395 horas para atividades de conteúdo prático (com 705 horas destinadas às atividades práticas de campo). A nova organização do andamento curricular estabeleceu carga horária média semestral de 408,3 horas de atividade/ módulo (teoria – 253,3h; prática – 155h) e carga horária média semanal de 27,2h de atividade/ módulo (teoria – 16,8h; prática – 10,3h). Com a nova estrutura, o andamento curricular otimizado do curso pode ser cumprido em nove (09) períodos letivos extensivos, com extensão máxima de doze (12) períodos letivos extensivos.

### PROJETO PEDAGÓGICO DO CURSO DE GEOLOGIA (Resolução Nº. 3.761-2008-CONSEP)

O projeto define, caracteriza e detalha a estrutura curricular do Curso de Graduação em Geologia da UFPA, considerando as flexibilidades decorrentes da Lei Nº 9.394, de 20 de dezembro de 1996 (*Lei de Diretrizes e Bases da Educação Nacional*) que possibilitou a diversificação dos perfis acadêmicos.

As Diretrizes Curriculares Nacionais do Ensino Superior apontam para a definição de diferentes perfis profissionais voltados para cada área do conhecimento, garantindo flexibilidade de exercício para cursos e profissões, buscando promover a integração do ensino de graduação com o de pós-graduação.

As Instituições de Ensino Superior (IES) devem portanto contemplar no perfil de seus cursos as **competências intelectuais** que reflitam a heterogeneidade das demandas sociais relativas aos

profissionais de alto nível, consoante a inovação presente no inciso II do artigo 43 da LDB, que define como papel da educação superior: **formar diplomados nas diferentes áreas de conhecimento, aptos para a inserção em setores profissionais** – Edital Nº 4 de 10 de dezembro de 1997.

O Curso de Graduação em Geologia forma profissionais *habilitados para o desempenho da profissão* em qualquer área de atuação das Geociências e que sejam capazes de demonstrar: visão abrangente das Geociências e de suas interações com as ciências correlatas; pleno domínio da linguagem técnica geológica, aliado a capacidade de adequação desta linguagem à comunicação entre profissionais e com a sociedade; conhecimento de ciências exatas, que permita abordagens quantitativas das informações geológicas; familiaridade com métodos e técnicas de informática, particularmente no tocante ao geoprocessamento; interesse e capacidade para realização do trabalho de campo. O currículo, portanto, é um modelo capaz de adaptar-se às dinâmicas condições do perfil profissional exigido pela sociedade, situação na qual a graduação passa a ter um papel de formação inicial no processo de formação permanente, inerente ao mundo do trabalho. Para isso, as Diretrizes Curriculares devem privilegiar nessa formação, a capacidade de **abordar e resolver problemas geológicos com competência**, aliando sólida base teórica a um treinamento prático intensivo.

### **ESTRUTURA CURRICULAR DO CURSO DE GEOLOGIA DA UFPA**

O conteúdo curricular contempla a formação do profissional geólogo em núcleos de conhecimento, classificados em: formação básica, formação específica, formação temática e atividades práticas de campo, estabelecidas segundo o perfil acadêmico do corpo docente da Faculdade de Geologia da UFPA. **Núcleo de formação básica** - Tem caráter obrigatório e inclui conteúdos de Matemática, Estatística, Física, Química, Biologia, Topografia e Fundamentos de Geociências. **Núcleo de formação específica** - Possui caráter obrigatório e inclui conteúdos de Física, Matemática, Mineralogia, Cristalografia, Petrografia, Petrologia, Paleontologia, Sedimentologia, Estratigrafia, Geologia Estrutural, Geotectônica, Geoquímica, Geofísica, Geologia Histórica, Geologia do Brasil, Fotogeologia, Sensoriamento Remoto, Geomorfologia, Prospecção, Mapeamento Geológico, Recursos Minerais, Recursos Hídricos e Recursos Energéticos. **Núcleo de formação temática** - Diferentemente das resoluções anteriores, este Projeto Pedagógico possibilita uma formação mais diversificada ao graduando, na medida em que inclui a oferta de disciplinas profissionalizantes em sua estrutura curricular, caracterizando temas reunidos em três áreas de concentração temática. O objetivo é proporcionar ao graduando a possibilidade de identificar-se profissionalmente, definindo possíveis linhas técnicas de atuação no mercado formal de trabalho ou mesmo de continuidade acadêmica, nos cursos de pós-graduação.

O graduando poderá realizar disciplinas de uma das áreas de concentração oferecidas ou poderá cumprir disciplinas de áreas distintas, conforme especificado abaixo:

**Área de Geologia de Petróleo** - Paleoecologia; Bioestratigrafia; Micropaleontologia; Sistemas Depositionais; Prática de Campo em Sistemas Depositionais; Introdução à Sismoestratigrafia; Geologia do Petróleo; Geoquímica de Rochas Sedimentares; Introdução a Geocronologia; Perfilagem de Poços; Geoprocessamento;

**Área de Geologia dos Recursos Minerais** - Introdução à Gemologia; Geoquímica Isotópica Aplicada; Introdução à Geocronologia; Minerografia; Geologia dos Depósitos Minerais; Petrologia de Granitóides; Introdução a Geoestatística; Técnicas Instrumentais Aplicadas à Mineralogia; Geoprocessamento; Geoquímica Analítica; Lavra de Jazidas;

**Área de Recursos Hídricos e Meio Ambiente** - Técnicas Instrumentais Aplicadas à Mineralogia; Geoquímica Ambiental; Geologia Ambiental; Geologia Marinha; Poluição de Recursos Hídricos; Geoprocessamento; Geoquímica Analítica; Geologia do Quaternário; Paleoecologia; Fundamentos de Ecologia.

### **ESTÁGIO SUPERVISIONADO**

Atividade orientada, eminentemente prática, que permite ao graduando a aquisição de conhecimento e experiência profissionais em caráter extracurricular. Preferencialmente realizado através da interação entre a instituição de ensino superior (IES) e empresas e/ou organismos de aplicação do conhecimento geológico. Sua realização é definida por normas complementares do Conselho da Faculdade de Geologia, cabendo a este a promoção e ofertas de possibilidades para sua realização.

No âmbito do Curso de Geologia da UFPA o estágio tem caráter optativo e sua realização é feita no penúltimo módulo do curso, podendo concentra-se em intervalo de trinta dias, no recesso de aulas

escolares, ou eventualmente distribuído ao longo de um período letivo extensivo, com carga horária entre 120 e 150 horas. A partir da homologação do processo nº 23001.000110/2007-41, que trata da proposta de Diretrizes Curriculares para os Cursos de Geologia no Brasil, o Estágio Supervisionado passará a ter caráter obrigatório na estrutura curricular.

### **ORGANIZAÇÃO DOS CONTEÚDOS DIDÁTICO-PEDAGÓGICOS**

As Diretrizes Curriculares para os Cursos de Graduação da UFPA, definidas pela Resolução No. 3186 de 28 de junho de 2004, propõem alternativas para o arranjo dos conteúdos programáticos, à despeito de continuarem formalmente organizados em disciplinas.

Seu Art. 6º afirma que os currículos poderão compor-se a partir de eixos temáticos ou núcleos. Por sua vez, o parágrafo 3º do mesmo artigo possibilita a constituição de módulos para agregar conteúdos diversos em unidades coerentes e articuladas. A organização dos conteúdos em módulos ministrados por períodos letivos extensivos permite estabelecer diretamente os critérios de *COMPETÊNCIAS* (aquilo que o conteúdo deve fornecer) e *HABILIDADES* (aquilo que o graduando deve ser capaz de executar), que definem as orientações pedagógicas previstas no documento supracitado.

Os módulos traçam as linhas necessárias para a formação do profissional e reúnem conteúdos, cujas propostas pedagógicas permitem colocá-los num mesmo nível de entendimento curricular, abaixo discriminados:

**Módulo 1** - Incluem conteúdos de Matemática, Física, Química, Topografia, Geometria, Fundamentos de Geociências, e atividades práticas de campo previstas;

**Módulo 2** - Incluem conteúdos de Matemática, Física, Química, Biologia, Probabilidade & Estatística, Geologia Geral, e atividades práticas de campo previstas para os conteúdos;

**Módulo 3** - Incluem conteúdos de Matemática, Geoquímica, Geomorfologia, Sedimentologia, Paleontologia e Mineralogia, e atividades práticas de campo previstas para os conteúdos;

**Módulo 4** - Incluem conteúdos de Física, Geoquímica, Geologia Estrutural, Estratigrafia, Mineralogia, Petrologia e atividades práticas de campo previstas para os conteúdos;

**Módulo 5** - Incluem conteúdos de Geofísica, Sensoriamento Remoto, Petrologia (Sedimentar e Ígnea) e atividades práticas de mapeamento geológico;

**Módulo 6** - Incluem conteúdos de Prospecção Geofísica, Geoquímica, Geotectônica, Petrologia metamórfica, Geologia Histórica e do Brasil e atividades integradas de campo previstas;

**Módulo 7** - Incluem conteúdos de Hidrogeologia, Economia mineral, Geologia econômica, atividades práticas de mapeamento geológico, atividades integradas de campo previstas além do início das atividades relativas ao Trabalho de Conclusão de Curso (TCC);

**Módulo 8** - Incluem conteúdos de Geotécnica, Exploração mineral, Lavra de mina, Recursos energéticos, atividades integradas de campo previstas e a continuação do Trabalho de Conclusão de Curso;

**Módulo 9** - Incluem conteúdos de três Áreas de Concentração Temática (Recursos Minerais, Geologia de Petróleo, Recursos Hídricos e Meio Ambiente) além da finalização do Trabalho de Conclusão de Curso (TCC).

### **AVALIAÇÃO DO PROCESSO ENSINO-APRENDIZAGEM**

Cada conteúdo ou atividade sofre a aferição de conceitos na forma como prevê o Regimento Geral da UFPA, através da realização de testes, elaboração de relatórios de atividades de laboratório e de campo, apresentação oral de seminários, realização de atividades práticas de sala de aula e de campo.

É também estimulada a rotina de realização semestral da semana de auto-avaliação de docentes e discentes, como mecanismo de melhoria conseqüente no processo ensino-aprendizagem, cabendo ao Conselho da Faculdade de Geologia sua promoção e agendamento em conformidade com o Artigos 6º, 7º e 102 do Regulamento de Graduação.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

As novas *Diretrizes Curriculares para os Cursos de Graduação em Geologia do Brasil* conferem maior autonomia as IES na definição dos currículos de seus cursos. Neste sentido a Faculdade de Geologia da UFPA vem trabalhando com antecipação para implementar os ajustes, necessários a adequação aos termos definidos pelas novas normas (processo nº23001.000110/2007-41) que homologarão as novas Diretrizes Curriculares, entre as quais estão a obrigatoriedade do *Estágio Supervisionado*, a implantação de disciplinas complementares como *Libras e Relações Étnico-Raciais*, o posicionamento das disciplinas

optativas (ou eletivas) no último módulo do curso, o estímulo para a *Educação Continuada* além da inclusão de disciplinas específicas de atividades práticas de campo, a partir do desmembramento de disciplinas com caráter teórico.

Ao longo de seu andamento curricular o graduando aprofunda sua formação no sentido do atendimento das necessidades do mercado de trabalho bem como das demandas sociais. Consoante ao que definiu e promulgou a *Lei de Diretrizes e Bases da Educação Brasileira*, o curso define periodicamente suas exigências, de tal sorte que o EGRESSO apresente postura ética, autônoma, crítica, criativa e empreendedora, capaz de possibilitar-lhe atuar propositivamente na busca de soluções para as questões de interesse da sociedade, tomando sempre o cuidado para não ficar estritamente atrelado aos interesses do mercado de trabalho.

Em agosto de 2012 a *Faculdade de Geologia* recebeu a visita da equipe de avaliadores do INEP/MEC. Após vários dias de reuniões, vistorias detalhadas e entrevistas, o curso obteve conceito MUITO BOM, com a portaria nº 250 de renovação de reconhecimento do curso, publicada em no.104 do *Diário Oficial da União*, de 3 de Junho de 2013.

Ao final do 1º semestre letivo de 2013 a Faculdade de Geologia da UFPA graduará sua 72ª Turma de Geólogos, a primeira sob a égide da **Resolução 3.761/2008-CONSEP** que define o novo **Projeto Pedagógico do Curso de Geologia da UFPA**.

#### **REFERÊNCIAS**

Macambira, J. B., Assis, J. F. P., Villas, R. N. N. 2008. O Curso de Geologia da Universidade Federal do Pará in Cursos de Geologia: expansão, interiorização e consolidação do Ensino de Geologia no Brasil. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobras, **16(2)**293-297.



## Capítulo 14 – Geologia e Recursos Minerais da Província de Carajás

1. DESAFIOS DO MAPEAMENTO METALOGENÉTICO REGIONAL: ESTUDO DE CASO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – PA.....	1021
2. FONTES DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO Cu-Au VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, BRASIL.....	1025
3. MAPA DE REGOLITOS E REGIMES GEOMORFOLÓGICOS DO BLOCO CRISTALINO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PA.....	1029
4. U-PB AND RE-OS GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS ON THE TIMING OF IRON OXIDE-CU-AU SYSTEMS IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE.....	1032
5. CONTRIBUIÇÃO DA MICROMORFOLOGIA NO ESTUDO DA EVOLUÇÃO DO INTEMPERISMO LATERÍTICO NO DEPÓSITO DE OURO IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS.....	1036
6. GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS GRANITÓIDES ASSOCIADOS AO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, REGIÃO DE VILA CEDERE III, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS.....	1040
7. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA ARQUEANA-PALEOPROTEROZOICA DO SEGMENTO ORIENTAL DO DOMÍNIO CARAJÁS: UMA NOVA ABORDAGEM.....	1044
8. GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS.....	1048
9. A NEW OUTLOOK ON THE GIANT SALOBO IOCG DEPOSIT: A MESOARCHEAN BASEMENT-HOSTED DEPOSIT, CARAJÁS PROVINCE.....	1052
10. MODELO EVOLUTIVO PARA A BACIA GRÃO PARÁ - PROVÍNCIA CARAJÁS.....	1056
11. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA MESOARQUEANA DO DOMÍNIO RIO MARIA, PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA CARAJÁS.....	1059
12. INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS E SENSORES REMOTOS PARA A GERAÇÃO DE MAPAS LITOGEOFÍSICOS-ESTRUTURAIS NA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS - PA: FOLHA CALDEIRÃO.....	1062
13. DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DA PROVÍNCIA CARAJÁS: EVOLUÇÃO E SOBREPOSIÇÃO DE EVENTOS ARQUEANOS E PALEOPROTEROZOICOS.....	1064
14. PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA PEDREIRA NOVO NASCIMENTO, PORÇÃO NORTE DE XINGUARA- PARÁ.....	1068
15. GRANITÓIDES NEOARQUEANOS (2,73 – 2,75 Ga) ASSOCIADOS AO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, CANAÃ DOS CARAJÁS (PA).....	1071

16. GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS – PARÁ.....	1075
17. SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE NOVA CANADÁ – PROVÍNCIA CARAJÁS .....	1078
18. GEOLOGIA DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO DO DOMÍNIO CARAJÁS – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO ARQUEANA DA PROVÍNCIA CARAJÁS – PARÁ.....	1082
19. CARAJÁS, BRAZIL – A SHORT TECTONIC REVIEW.....	1086
20. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DAS ROCHAS DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, PROVÍNCIA CARAJÁS.....	1090
21. O <i>GREENSTONE BELT</i> SAPUCAIA NA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: CONTEXTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.....	1094

## DESAFIOS DO MAPEAMENTO METALOGENÉTICO REGIONAL: ESTUDO DE CASO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – PA, BRASIL

Ana Paula Justo<sup>1</sup>, Cintia Maria Gaia da Silva<sup>1</sup>, Felipe Mattos Tavares<sup>1</sup>, Elem Cristina dos Santos Lopes<sup>1</sup>, Junny Kiley Mastop de Oliveira<sup>1</sup>, Lúcia Travassos da Rosa Costa<sup>1</sup>, Francisco Valdir da Silveira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil – CPRM - ana.justo@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

O Serviço Geológico do Brasil (CPRM), por uma iniciativa conjunta dos departamentos de Geologia (DEGEO) e de Recursos Minerais (DEREM), executa o Projeto Piloto Carajás Oriental, referente ao mapeamento geológico integrado de cerca de 12.000 km<sup>2</sup>, da porção nordeste da Província Mineral de Carajás (PMC). Além da cartografia geológica 1:100.000, o projeto visa contribuir no entendimento das épocas e dos processos metalogenéticos policíclicos que ali se sucederam.

O presente trabalho tem por objetivo refletir sobre os requisitos necessários para uma abordagem metalogenética regional consistente, que favoreça o entendimento da combinação de processos, ambientes e épocas metalogenéticas capazes de definir domínios geológicos de relevante potencial metalogenético, como é o caso de Carajás. Esta abordagem requer o acesso à escala na qual os processos ocorrem, permitindo o estabelecimento de relações mais amplas que liguem os depósitos entre si e que forneçam ideias sobre o ambiente geológico regional capaz de causar extremas concentrações de metais localizadas (Woodwall 1994).

A PMC hospeda os maiores depósitos de ferro do mundo, além de depósitos minerais de cobre, ouro, terras-raras, níquel, platinóides, manganês, e diversas ocorrências minerais. Corresponde ao núcleo arqueano do sudeste do Cráton Amazônico, no sudeste do Estado do Pará. Limita-se a norte pelo Domínio Bacajá, a sul pelo Domínio Santana do Araguaia, a oeste pelo Domínio Iriri-Xingu e a leste pela Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977). Santos (2003) dividiu a província em dois domínios tectônicos, Carajás e Rio Maria, cujo contato é definido com base em dados magnetométricos representados por descontinuidades crustais, sem correspondência direta com contatos litológicos (Vasques *et al.* 2008) (Fig. 1a).

O Projeto Carajás Oriental abrange a porção oriental do Domínio Carajás, o qual se estende por mais de 30.000 km<sup>2</sup> segundo um *trend* regional E-W e contempla a extensão norte da PMC. Fora da área de cobertura do projeto, a porção sul desta província corresponde ao Domínio Rio Maria (3,0-2,8Ga), um clássico terreno *granito-greenstone* que hospeda depósitos de ouro orogênico em sequências supracrustais do Supergrupo Andorinhas.

No Domínio Carajás, depositadas sobre embasamento mesoarqueano (3,0-2,8 Ga) de alto grau metamórfico, representado pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté, pelo protolito do Norito Diopsídio Pium e por ortognaisses e migmatitos do Complexo Xingu Indiviso, ocorrem sequências metavulcano-sedimentares neoarqueanas (2,76-2,70 Ga), de grau metamórfico baixo a médio, com evolução das condições deposicionais ainda em discussão. DOCEGEO (1988) agruparam as rochas supracrustais no Supergrupo Itacaiúnas (Fig. 1b).

Na porção leste do Domínio Carajás, as unidades do Supergrupo Itacaiúnas estão organizadas, ainda que de forma controversa, em cinco grupos, tidos, de modo geral, como cronocorrelatos entre si: Rio Novo, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará e Igarapé Bahia. Por falta de dados geocronológicos, não há consenso quanto ao posicionamento do Grupo Rio Novo inicialmente correlacionado aos *greenstone belts* do Domínio Rio Maria (Docegeo 1988) e posteriormente ao Grupo Pará (Araújo e Maia 1991); tampouco pode ser descartada uma correlação daquele grupo com o vulcanismo mais antigo do Domínio Carajás, representado pela metavulcânica ácida (2968±15 Ma) hospedeira da mineralização de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) do depósito Sossego (Moreto *et al.* 2012). O Grupo Grão Pará é subdividido, da base para o topo, em três formações: Parauapebas (vulcânicas máficas e ácidas subordinadas), Carajás (formações ferríferas bandadas) e Igarapé Cigarra (vulcanoclásticas), esta possivelmente equivalente ao Grupo Igarapé Bahia, definido na região de seu depósito homônimo, assim como os grupos Igarapé Salobo e Pojuca.

Na porção oeste do Domínio Carajás pouco se conhece sobre as rochas supracrustais agrupadas nos grupos Aquiri (Soares *et al.* 1988), São Félix e São Sebastião (Macambira e Vale 1997). De modo preliminar, estes grupos foram correlacionados ao Grupo Grão Pará, (Macambira e Vale 1997). Até o

momento, os grupos da porção oeste do Domínio Carajás não foram foco de estudos estratigráficos e geocronológicos sistemáticos, o que dificulta o posicionamento litoestratigráfico destas supracrustais, e consequentemente desfavorece uma reconstrução robusta e integrada da evolução geotectônica dos ambientes vulcano-exalativo-sedimentares neoarqueanos desta porção do Domínio Carajás. Direta ou indiretamente, o Supergrupo Itacaiúnas foi palco dos mais expressivos processos metalogenéticos polimetálicos (Fe-Cu-Au-ETR) da província, resultando em depósitos *tipo-IOCG* controlados por estruturas dômicas sub-circulares, a ex. do Igarapé Bahia-Alemão e Sossego-Sequeirinho e por zonas de cisalhamento, a ex. do Salobo e Cristalino (Grainger *et al.* 2008).

Sobrepostos às rochas do Grupo Grão Pará, provavelmente por uma inconformidade ainda não bem definida, ocorrem os sedimentos siliciclásticos da Formação Águas Claras, típicos de ambientes plataformais/flúvio-deltáico, submetidos a anquimetamorfismo e deformados localmente, próximo à Falha Carajás (Nogueira *et al.* 1994). Formações manganíferas típicas do Paleoproterozóico ocorrem na base desta unidade (depósito do Azul) e mineralizações de Au-Pd-Pt são encontradas em zonas de cisalhamento que interceptam metassiltitos carbonosos e carbonáticos desta unidade (depósito de Serra Pelada).

A associação entre magmatismo intrusivo e as mineralizações pode ser constatada em complexos máfico-ultramáficos acamadados do tipo Luanga e da Suíte Cateté (2,76 Ga), responsáveis por depósitos de Ni (Cr-Pt-Pd). Aos granitos anorogênicos (1.88 Ga), intrusivos no conjunto de rochas descrito acima, estão relacionados depósitos relativamente menores com associação Cu-Au (W-Sn-Bi): Águas Claras, Breves, Gameleira, Estrela e 118, este transicional entre depósitos Cu-Au arqueanos e paleoproterozóicos (Grainger *et al.* 2008).

## **METODOLOGIA PARA ABORDAGEM METALOGENÉTICA REGIONAL**

O conhecimento geológico da PCM (no Domínio Carajás), desde a descoberta do minério de ferro na Serra dos Carajás em 1967, contou com trabalhos de reconhecimento geológico em escalas regionais, como o Projeto RADAM, 1:1.000.000 (DNPM 1974), e as folhas 1:250.000 do Programa Grande Carajás: Serra dos Carajás (Araújo e Maia 1991), Serra Pelada (Oliveira *et al.* 1994) e São Félix do Xingu (Macambira e Vale 1997). Trabalhos em escala de detalhe estão dispersos entre iniciativas de empresas de mineração atuantes na região e pesquisas acadêmicas, carecendo de uma integração robusta para toda a província.

O planejamento de estudos metalogenéticos regionais deve partir de dados cuja abrangência espacial contemple todos os limites e adjacências da província, a começar pela cobertura dos levantamentos aerogeofísicos e dos demais produtos de sensores remotos. Reconhecimento geológico regional com o objetivo de identificar estruturas de ordens diversas, possíveis de controlar mineralizações, deve ser validado por estudos de campo em detalhe. Integrar o enfoque regional e de detalhe é uma ferramenta poderosa para distinguir setores particularmente favoráveis para determinados tipos de depósitos.

## **RESULTADOS ESPERADOS**

A abordagem da metodologia regional espera contribuir com questões fundamentais na compreensão da evolução geotectônica e dos diversos processos e épocas metalogenéticas superpostas na PMC, tais como: 1. Quais são os limites da Província Mineral de Carajás? 2. Qual o limite e entre os domínios Carajás e Rio Maria e o que ele representa? 3. Qual a interferência do Domínio Bacajá no Domínio Carajás? 4. O que constitui o Complexo

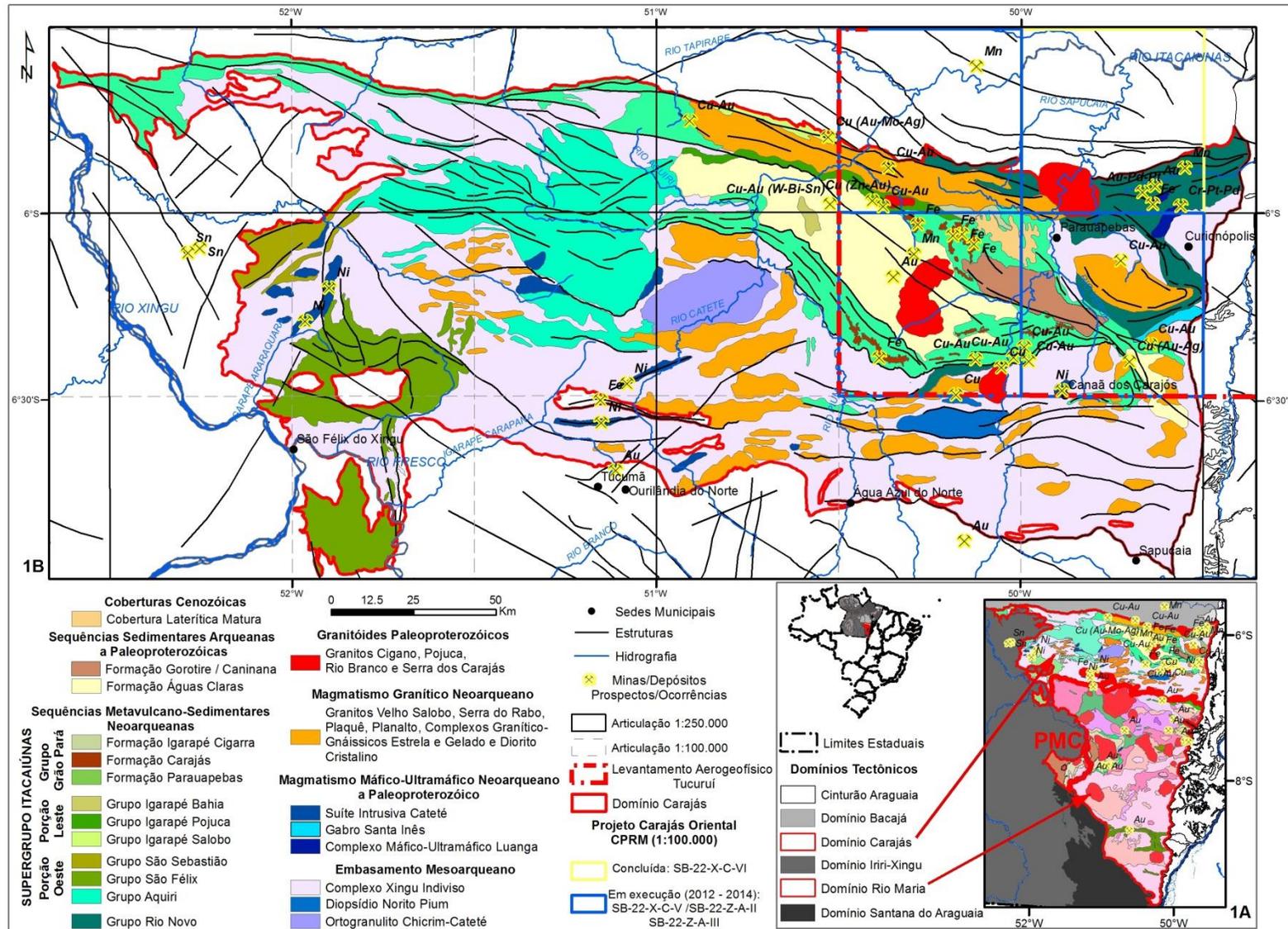


Fig. 01: A – Domínios Tectônicos da PMC e arredores; B-Mapa Geológico do Domínio Carajás (modificado de Vasques *et al*, 2008).

Xingu Indiviso e qual sua relação com as rochas granulíticas mesoarqueanas? 5. Qual a relação entre os grupos do Supergupo Itacaiúnas, a distribuição espacial deste e seu contato de topo com a Formação Águas Claras? Evidências para tais fatos devem ser procuradas em diversas escalas, dentro dos limites da PMC e além deles.

## DISCUSSÃO E RECOMENDAÇÕES

O estudo geológico em escala de província mineral exige o constante trânsito entre escala regional e local, visando o aprimoramento de conceitos e estratégias de ação. Mesmo que os objetos geotectônicos sejam irregulares, a organização do mapeamento por grupo de quadriculas facilita o planejamento do ponto de vista regional, provincial (tectônica e metalogenética) e econômico (Ladeira, 2009). Evidências necessárias para a reconstrução do arcabouço litoestratigráfico da PCM podem ser acessadas em testemunhos de sondagem. Recomenda-se, nas litotecas do SGB, construir coleções representativas das principais unidades litoestratigráficas por meio de doações de testemunhos obtidos de mineradoras.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais brasileiras. In: Symp. Geol. do Nordeste, 8. Campina Grande, PB. Atas.Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- Araújo, O.J.B. & Maia R.G.N. de. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Programa Grande Carajás - Folha Serra dos Carajás (SB.22-Z-A), Estado do PA. Escala 1:250.000. Mapas, Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.il.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anexo aos Anais, v. 35, p. 11-59.
- Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.H.B., Fletcher, I.R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, South Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archaean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geol. Rev.* 33, 451-489.
- Ladeira, E.A. 2009. Projeto Estal: Produto 04. RT 10: Análise da Informação Geológica do Brasil. MME-SGMTM: Desenvolvimento de Estudos Para Elaboração do Plano Duodecenal (2010 - 2030) de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. J. Mendo Consultoria Ltda. Brasília, 104p.
- Macambira, E.M.B. & Vale, A.G. 1997. PLGB - Programa Grande Carajás - Folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B), Estado do Pará. Escala 1:250.000. Mapas, Brasília. DNPM/CPRM, 344 p.il.
- Moreto, C.P.N, Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Sato, K., Amaral, W.S., Kemp, T. 2012. Geocronologia U-Pb SHRIMP II e LA-ICPMS em zircão das rochas hospedeiras dos depósitos IOCG do Cinturão Sul do Cobre, Carajás: implicações metalogenéticas e para a evolução crustal. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, Anais, v. 46.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Costa, J.B.S., Pinheiro, R.V.L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás. In: IV Symp. Geol. Amazônia. Belém, p. 363.
- Oliveira, J.R., Siva Neto, C.S., Costa E.J.S. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Programa Grande Carajás - Folha Serra Pelada (SB.22-X-C), Estado do Pará. Escala 1:250.000. Mapas, Brasília, DNPM/CPRM, 220p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A. et. al. (ed.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM/SBG, 169-226.
- Silva, G. G. da, Lima, M.I.C.de, Andrade, A. R. F. de. 1974. Projeto Radam - Folhas Araguaia (SB. 22) e parte de Tocantins (SC.22). Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, DNPM, 138 p.
- Soares, A.D.V. et al. 1988. Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo W da Província Mineral de Carajás, PA. In: Cong. Bras. de Geol. Belém, 35, Anexo Anais, v6, p.2704-2712.
- Vasques, M. L.; Rosa-Costa, L. T.; Silva, C. M. G.; Klein, E. L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará.. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328p.
- Woodwall R. 1994. Empirism and concept in successful mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 41(1), 1-10.

## FONTES DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO Cu-Au VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, BRASIL

Antonia Railine da Costa Silva<sup>1</sup>, Raimundo Netuno Nobre Villas<sup>1</sup>, Jean-Michel Lafon<sup>1</sup>, Valderez Pinto Ferreira<sup>2</sup>  
Gustavo Souza Craveiro<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA; INCT- Geociam; <sup>2</sup>Laboratório de Isótopos Estáveis, UFPE;

### INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC), sudeste do Cráton Amazônico, hospeda diversos depósitos de Cu-Au associados com óxidos de ferro. Estão, em sua maioria, localizados ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW-ESSE, que marca o contato entre as rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiunas (~2,76 Ga; Machado *et al.* 1991) e o embasamento, representado pelo Complexo Xingu (~2,89 Ga; Machado *et al.* 1991) e unidades granitoides. Dentre eles, estão os depósitos Sossego, Cristalino, Alvo 118, Bacaba, Jatobá, Bacuri, Castanha e Visconde (alvo deste estudo), os quais têm sido, sobretudo pela associação metálica e tipos de alteração hidrotermal, enquadrados na categoria IOCG (*iron oxide-copper-gold*). Dúvidas, entretanto, permanecem quanto à gênese desses depósitos, especialmente no que diz respeito às fontes de fluidos, metais e calor, bem como sobre a idade do(s) evento(s) mineralizador(s), o que mostra a necessidade de estudos mais aprofundados na área. Neste trabalho são apresentados os dados de isótopos estáveis (O, H e S) obtidos em minerais hidrotermais das zonas alteradas e mineralizadas do depósito Visconde e discutidas as prováveis fontes para os fluidos responsáveis pela alteração e mineralização.

### DEPÓSITO VISCONDE

O depósito Visconde (Fig. 1A) está localizado a cerca de 15 km do depósito Sossego e é hospedado por rochas arqueanas, especialmente metadacitos, o granito Serra Dourada e gabros/dioritos, as quais se mostram orientadas na direção aproximada E-W, cisalhadas e com altos ângulos de mergulho, localmente verticalizados (Fig. 1B), resultado do evento dúctil-rúptil ocorrido entre 2,76 e 2,70 Ga. Essas rochas foram submetidas à intensa alteração hidrotermal, desenvolvida em diversos estágios, que se iniciaram com um metassomatismo sódico caracterizado pela substituição ubíqua dos minerais primários por albita e escapolita marialítica e foi seguido pelas alterações sódico-cálcica (albita + epidoto + escapolita + turmalina + quartzo + actinolita + magnetita ± pirita ± pentlandita) e potássica (biotita ± alanita ± microclina ± calcopirita ± molibdenita). Nos estágios tardios, ocorreram a mineralização principal (calcopirita ± bornita), nova alteração sódico-cálcica e a alteração cálcico-magnésiana (albita + epidoto + clorita ± calcita ± actinolita). Os principais corpos mineralizados são brechas, com matriz dominada por sulfetos (até >60%), além de veios de minerais sódico-cálcicos e sulfetos.

A associação paragenética confere uma assinatura de Cu-Au-Fe-Ni-ETRL-B-P-Co para o depósito e indica fluidos mineralizadores capazes de transportar grande variedade de metais e ligantes. Dados de inclusões fluidas (Craveiro 2011) permitiram reconhecer um fluido inicialmente quente (até 480°C) e hipersalino (25-58% eq. peso de NaCl), que tardiamente experimentou diluição, provavelmente promovida por águas superficiais.

Cortando todo o pacote, ocorre um corpo granítico, aqui denominado de Granito Visconde, o qual, embora bastante fraturado, não é mineralizado, além de se mostrar pouco alterado. Por ser aparentemente posterior ao evento de alteração, sua idade Pb-Pb, determinada em  $2746 \pm 7$  Ma (MSWD= 4,9), pode ser considerada como a idade mínima da mineralização. A datação Pb-Pb de calcopirita do minério (por lixiviação e dissolução total) forneceu idades de  $2736 \pm 100$  Ma e  $2729 \pm 150$  Ma, as quais, a despeito dos altos erros, indicam tratar-se de depósito arqueano.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Minerais hidrotermais provenientes de amostras de testemunhos de sondagem do depósito Visconde (51 amostras), dentre silicatos, óxidos e sulfetos, foram estudados isotopicamente (O, H e S). As análises foram realizadas no NEG-LABISE da Universidade Federal de Pernambuco e na Queen's University, Canadá, seguindo-se os procedimentos metodológicos de Clayton & Mayeda (1963) e Kyser & O'Neil (1984). Os resultados são expressos na notação convencional delta ( $\delta$ ) per mil (‰), sendo os

valores de enxofre apresentados em relação ao padrão *Canyon Diablo Troilite* (CDT), e os de oxigênio e hidrogênio em relação ao *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW).

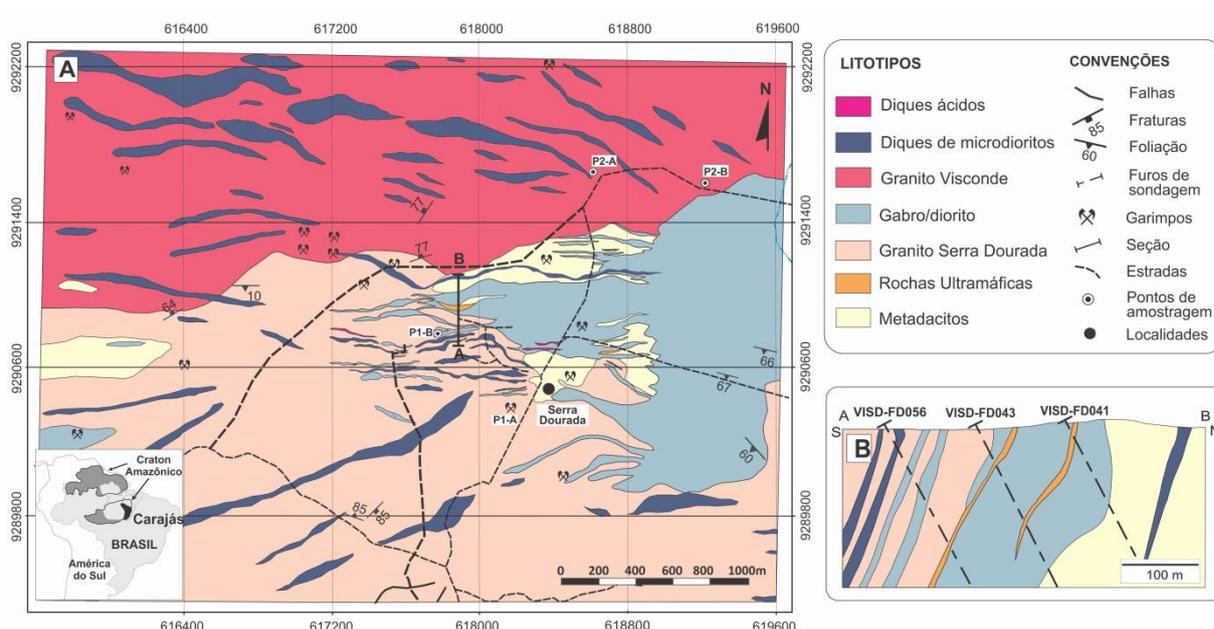


Figura 1. Mapa geológico (a) e seção (b) do depósito Visconde (Modificado de VALE 2003).

## ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE O, H e S - RESULTADOS

A partir dos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$  obtidos em minerais dos diversos estágios de alteração foram calculadas as temperaturas de formação de alguns pares de minerais em equilíbrio (Tabela 1) e estimadas a composição isotópica do oxigênio e hidrogênio do fluido a partir do qual os mesmos precipitaram. Para isso, foram utilizados os fatores de fracionamento mineral- $\text{H}_2\text{O}$  (Wenner & Taylor 1971, Bottinga & Javoy 1973, Suzuoki & Epstein 1976, Graham *et al.* 1980, Graham *et al.* 1984, Zheng 1991, 1993).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As temperaturas calculadas mostram que a evolução do sistema se deu com decréscimo de temperatura ( $\sim 410^\circ\text{C}$  em estágios precoces, até  $\sim 240^\circ\text{C}$  nos tardios), e foi acompanhada de progressivo empobrecimento em  $^{18}\text{O}$  do fluido (Fig. 2A). Os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  e  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  (Fig. 2B) dos fluidos relacionados às zonas sódico-cálcica e potássica se distribuem no campo das águas metamórficas, enquanto que aqueles dos estágios tardios se aproximam da linha da água meteórica. A assinatura metamórfica é consistente com o evento regional de fácies xisto verde a anfíbolito alto ocorrido em Carajás entre 2,76 Ga e 2,73 Ga (Machado *et al.* 1991; Pinheiro & Holdsworth 2000) e relacionado à inversão da Bacia Carajás, durante o qual reações de devolatização poderiam ter produzido fluidos metamórficos. Entretanto, a sobreposição parcial dos campos de águas metamórficas e formacionais (Taylor 1997) sugere que o regime de deformação transpressiva pode também ter causado a expulsão de fluidos aprisionados nos interstícios das rochas do Supergrupo Itacaiunas, assim como a sua migração da bacia até o embasamento através de falhas e fraturas profundas.

Alguns minerais mostram valores característicos de águas dissolvidas em magmas félsicos que não sofreram ebulição (Taylor 1992), o que deve indicar contribuição de fluidos magmáticos no sistema hidrotermal Visconde. Assim, uma mistura de fluidos metamórficos ou contatos com magmáticos é uma interpretação factível haja vista a presença de corpos intrusivos na área (gabros-dioritos, granito Visconde) e a proximidade da Bacia Carajás.

Tabela 1. Síntese dos resultados isotópicos de minerais hidrotermais do depósito Visconde.

Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$ (em ‰)	Temperatura	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (em ‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (em ‰)
Actinolita	+5,8 a +8,2 (n=6)	Par actinolita- magnetita = 410±21°C (media)	+7,0 a +9,4 (n=6)	-32 a -18 (n=4)
Magnetita	-1,3 a +0,5 (n=4)		+5,6 a +7,4 (n=4)	
Turmalina	+5,0 a +7,4 (n=4)	Par quartzo- turmalina = 355°C	+3,3 a 5,7 (n=4)	
Quartzo	+9,3 a +10,4 (n=5)		+4,2 a 5,3 (n=5)	
Biotita	+3,0 a +5,4 (n=5)	-	+4,8 a +7,2 (n=5) a 355°C	-12 a -3 (n=4)
Clorita	+2,3 a +5,1 (n=5)	Pares albita-epidoto e albita-clorita = 229±11°C (media)	+2,3 a +5,1 (n=5)	-28 a -24 (n=3)
Epidoto	+3,5 a +4,5 (n=4)		+3,5 a +4,5 (n=4)	-26 a +6 (n=4)
Albita	+6,0; +6,9; +11,6		-1,3; -0,4; +4,4	
$\delta^{34}\text{S}_{\text{min}}$ (em ‰)				
Calcopirita	+0,5 a +3,4 (n=8); - 1,2			
Bornita	+2,5 a +3,3 (n=3)			

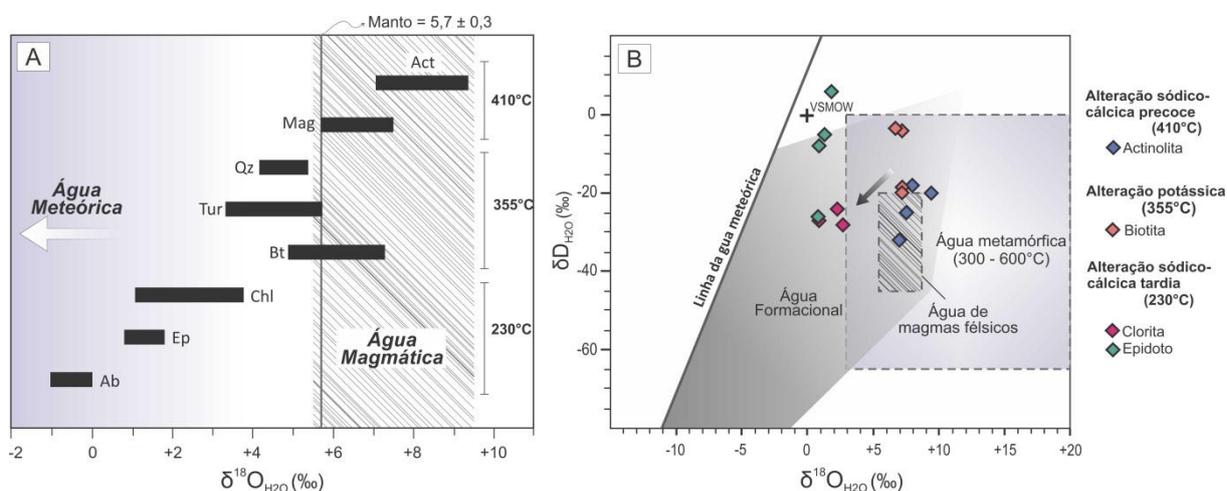


Figura 2. A) Composições isotópicas de oxigênio calculadas (nas temperaturas apresentadas) para os fluidos em equilíbrio com minerais hidrotermais do depósito Visconde. B) Diagrama  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  x  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  com as composições isotópicas dos principais reservatórios em sistemas hidrotermais. Campos de água magmática definido por Taylor (1992), água formacional e linha correspondente à água meteórica, por Taylor (1997) e metamórfica, Sheppard (1986).

Os valores de  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  de estágios tardios são indicativos de mistura com águas meteóricas, cujo influxo deve ter sido facilitado pelo sistema de fraturas, já em regime rúptil. Como a mineralização foi contemporânea a esses estágios, é provável que diluição e decréscimo de temperatura tenham sido os principais mecanismos de precipitação de abundante sulfeto. Estes, por sua vez, mostram valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  próximos ao padrão e com pequeno intervalo de variação, sugerindo homogeneidade da fonte e fluidos relativamente reduzidos. Nessas condições, é de se esperar que a composição isotópica de S do fluido tenha sido muito similar, o que o torna consistente com os valores de enxofre magmático ( $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 5\%$ , Ohmoto & Goldhaber 1997), sejam eles provenientes de fluidos exsolvidos de rochas intrusivas em consolidação ou da dissolução de sulfetos das rochas pré-existentes (rochas metavulcânicas da Bacia de Carajás ou intrusivas do Domínio de Transição, ou ambas).

Comparado a outros depósitos de Carajás, os valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  do Visconde são similares aos dos depósitos Cristalino, Pista, Bacaba, Castanha e Jatobá (Monteiro *et al.* 2007, 2008; Ribeiro *et al.* 2009). Valores mais positivos foram obtidos nos depósitos Sossego e Alvo 118 (Monteiro *et al.* 2008, Torresi *et al.* 2011), para os quais a incorporação de  $^{34}\text{S}$  proveniente de fontes superficiais durante a precipitação do sulfeto é apontada como responsável por tais valores (Torresi *et al.* 2011).

## REFERÊNCIAS

- Bottinga Y. & Javoy M. 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 20:250-265.
- Clayton R. & Mayeda T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 27:43–52.
- Craveiro G.S. 2011. **Geologia, Fluidos Hidrotermais e origem do Depósito Cupro-Aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 112 p.
- Graham C.M., Harmon R.S., Sheppard S.M.F. 1984. Experimental hydrogen isotope studies: Hydrogen isotope exchange between amphibole and water. *Am Mineral*, 69:128-138.
- Graham C.M., Sheppard S.M.F., Heaton T.H.E. 1980. Experimental hydrogen isotope studies: I. Systematics of hydrogen isotope fractionation in the systems epidote-H<sub>2</sub>O, zoisite-H<sub>2</sub>O and AlO(OH)-H<sub>2</sub>O. *Geochim Cosmochim Acta*, 44:353-364.
- Kyser T.K., & Kerrich R. 1991. Retrograde exchange of hydrogen isotopes between hydrous minerals and water at low temperatures. *Geochemical Society Special Publication*, 3:409–422
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.* 49:329-354.
- Monteiro L., Xavier R., Carvalho E., Hitzman M., Johnson A., Souza Filho C., Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Miner Depos*, 43:129–159.
- Monteiro L., Xavier R., Souza Filho C., Augusto R. 2007. Aplicação de isótopos estáveis ao estudo dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal associados ao sistema de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego, Província Mineral de Carajás, in XI Cong Bras Geol, SBGq, Abstracts, CD-rom.
- Ohmoto H., & Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (third edition): Wiley, New York, p.517–611.
- Pinheiro R.V.L., & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. 30:597-606.
- Ribeiro A.A., Saita M.T.F., Sial A.N., Fallick A.E., Eli F., Goulard E.A. 2009. Geoquímica de isótopos estáveis (C, S e O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do depósito cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará. *Geochimica Brasiliensis*, 23:159-176.
- Sheppard S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters, in Valley, J.W., Taylor H.P.Jr. & O’Neil J.R. eds., *Stable isotopes in high temperature geological processes: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 16: 165–183.
- Suzuoki T. & Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40:1229-1240.
- Taylor B.E. 1992. Degassing of H<sub>2</sub>O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal system. *Geological Survey of Japan Report*, 279:190–195.
- Taylor H.P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Wiley, p.229–302.
- Torresi I., Xavier R.P., Bortholoto D.F.A., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis. *Miner Depos*, 47:299-323.
- Wenner D.B. & Taylor H.P. 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contrib Mineral Petrol*, 32:165-168.
- Zheng Y.F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:2299-2307.
- Zheng Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:247-263.

## MAPA DE REGOLITOS E REGIMES GEOMORFOLÓGICOS DO BLOCO CRISTALINO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PA

Carlos Augusto de Medeiros Filho, Rogério Caron, Juliana de Araújo Carvalho

VALE/DIPM carlos.augusto.medeiros@vale.com, rogerio.caron@vale.com, juliana.araujo@vale.com

### INTRODUÇÃO

O mapeamento de regolitos e regimes geomorfológicos em Carajás é resultado de conhecimentos e experiências adquiridos pela equipe de exploração da VALE em Carajás. As primeiras pesquisas a aplicar esse tipo de mapeamento na prospecção mineral buscaram adaptar os modelos existentes, principalmente o australiano (Anand *et al.* 1993, Anand 1997), as condições lateríticas e geomorfológicas da Amazônia (Lopes 1999, Medeiros Filho & Lopes 2001).

Medeiros Filho (2002) definiu para Carajás cinco regimes geomorfológicos: a) Regime de topo de platô; b) Regime de encosta suave; d) Regime plano de baixo relevo; e) Regime deposicional. Posteriormente o regime plano de baixo relevo foi subdividido em dois tipos: regime plano a levemente ondulado e regime de colinas (Medeiros Filho *et al.* 2007). Esses regimes geomorfológicos apresentam relação direta com os horizontes regolíticos, bem como a natureza do material aflorante (Medeiros Filho 2002).

O Grupo de Geoquímica da VALE concluiu em 2012 o mapa regional de regolitos e regimes geomorfológicos referente a área que abrange o Cinturão Cinzento e parte do entorno do depósito do Igarapé Bahia (Medeiros Filho & Caron 2012, Medeiros Filho *et al.* 2013). A aplicabilidade do mapa em trabalhos de prospecção geoquímica foi desenvolvida nos alvos Pirangi, Pirangi Norte e Cururu W. A partir dessa primeira etapa, foi selecionado para a mesma interpretação o Bloco Cristalino, que deve sua importância principalmente devido à presença do depósito de cobre e ouro do Cristalino, bem como pelas mineralizações de cobre dos alvos Borrachudo, Santa Lúcia, Serra Verde e CR88.

### METODOLOGIA

O mapa do Bloco Cristalino foi interpretado a partir de um grupo de atributos que compõe as unidades regolíticas/geomorfológicas (Tabela 1). Para isso, foram utilizadas ferramentas específicas como imagens de radar, satélite e modelos digitais do terreno obtidos por topografia laser.

Tabela 1. Unidades regolíticas/geomorfológicas

UNIDADE	REGIME GEOMORFOLÓGICO	UNIDADE REGULÍTICA AFLORANTE PRINCIPAL	SUPERFÍCIE	NATUREZA DO MATERIAL AFLORANTE
1	Platô-Crista	Latossolo (Crosta Desmantelada)	Sul-Americana preservada	Residual
2	Encosta	Solo - Saprolito	Sul-Americana parcialmente erodida	Colúvio
3	Morro - Crista	Solo - Saprolito	Sul-Americana parcialmente erodida	Residual - Colúvio
4	Colinas - Interflúvios	Solo – Saprolito ou Material Transportado	Velhas	Residual a Depositional
5	Plano a Ondulado	Material Transportado ou Solo - Saprolito	Velhas	Depositional (Residual)

### RESULTADOS OBTIDOS

No mapa de regolitos e regimes geomorfológicos do Bloco Cristalino (Figura 1) foram interpretadas cinco unidades distintas:

- a) **Unidade 1:** corresponde a topo de platô/crista pertencente à superfície Sul-Americana preservada. A unidade regolítica aflorante principal é latossolo (crosta desmantelada), interpretada como de natureza residual. Cabe ressaltar que as cristas pertencentes a essa unidade diferenciam-se das cristas da unidade três por serem prolongamentos estreitos do platô, com cotas superiores a 700 metros. O depósito do Cristalino está inserido nessa unidade;
- b) **Unidade 2:** corresponde à encosta, pertencente à superfície Sul-Americana parcialmente erodida. A unidade regolítica é dada por solo/saprolito que ocorre na forma de colúvio. Os alvos Santa Lúcia e Serra Verde estão localizados nessa unidade;
- c) **Unidade 3:** corresponde a morros/cristas que, diferente da unidade 1, apresentam-se isolados e com cota máxima de quinhentos metros. Formam a superfície Sul-Americana parcialmente erodida, são compostas por solo/saprolito de natureza residual/colúvionar. Os alvos Borrachudo e CR88 estão inseridos nessa unidade;
- d) **Unidade 4:** é representado por colinas e interflúvios da superfície Velhas. É formado por solo e saprolito (residual), porém pode ocorrer material transportado (deposicional);
- e) **Unidade 5:** regime geomorfológico plano a ondulado representantes da superfície Velhas. É formado preferencialmente por material transportado de origem deposicional. Entretanto pode ocorrer solo/saprolito residual.

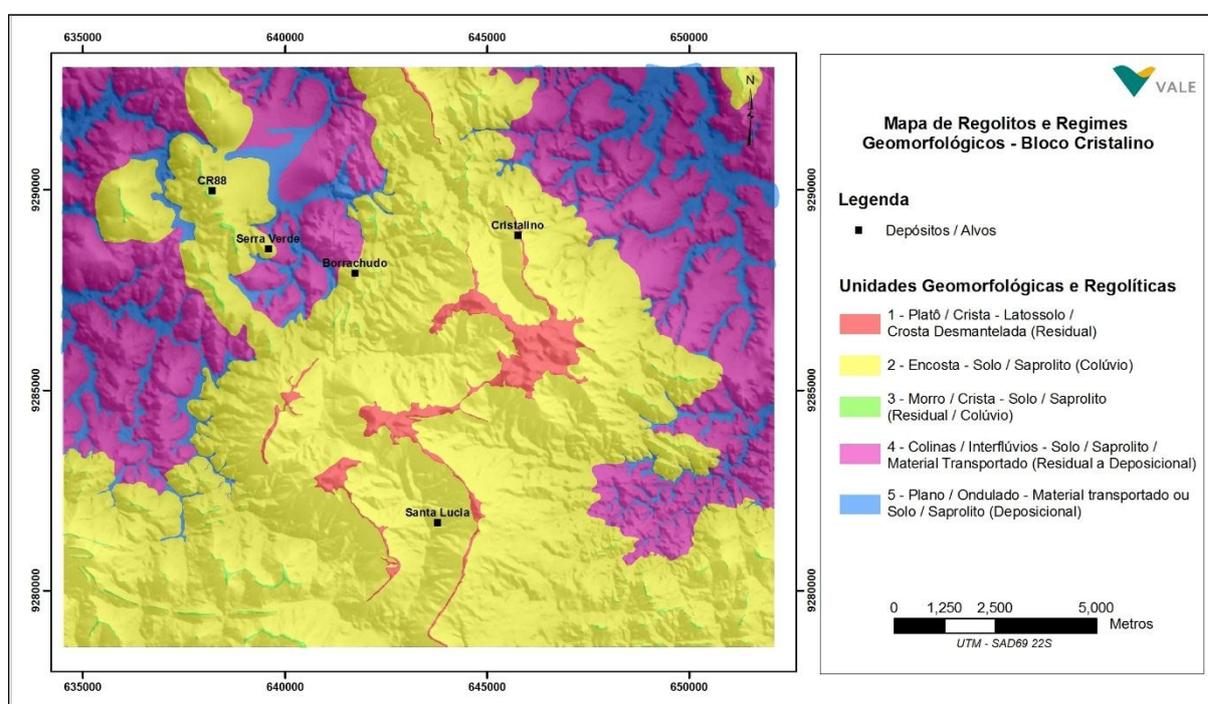


Figura 1. Mapa de regolitos e regimes geomorfológicos do bloco Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará.

## REFERÊNCIAS

- Anand, R.R. Churchward, H.M. Smith, R.E. Smith, K. Gozzard, J.R. Craig, M.A. Munday, T.J. 1993. Classification and atlas of regolith-landform mapping units. In: CSIRO/AMIRA, Project P240A, Exploration and Mining Restricted Report.
- Anand, R.R. 1997. The value of regolith materials and regolith mapping to exploration. In: CRC LEME, Exploration Geochemistry in Lateritic Terrains. Brasília. Workshop Notes.
- Lopes, C.M. 1999. As lateritas em Carajás. In: DOCEGEO. Relatório técnico. 29p.
- Medeiros Filho, C. A. & Lopes, C. A. 2001. Proposta de Metodologia de Prospecção Geoquímica para Áreas de Platôs em Carajás. In: DOCEGEO. Relatório Interno.
- Medeiros Filho, C. A. 2002. Prospecção Geoquímica e Mapeamento de Regolitos na Região de Carajás, Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 140p.

- Medeiros Filho, C. A. Alves, F.R. Câmara, J. S. Sousa, J. T. Pantoja, M. N. 2007. Mapeamento de Regolitos nos Alvos Japiim e Furnas Sul. In: VALE. Relatório Interno.
- Medeiros Filho, C. A. & Caron, R. 2012. Primeiros Exercícios para Mapa Regional de Regolitos e de Regimes Geomorfológicos. In: VALE. Relatório Interno.
- Medeiros Filho, C. A. & Caron, R. 2012. Primeira Etapa de Execução do Mapa de Regolitos e Regimes Geomorfológicos.). In: VALE. Relatório Interno em Power Point.
- Medeiros Filho, C.A. Caron, R. Araujo Carvalho, J. 2013. Notas explicativa sobre mapas de regolitos e regimes geomorfológicos de Carajás. In: XIV Congresso Brasileiro de Geoquímica e Simpósio Latino-Americano de Mapeamento Geoquímico, Diamantina. Aceito para publicação.

## U-PB AND RE-OS GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS ON THE TIMING OF IRON OXIDE-CU-AU SYSTEMS IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE

Carolina P. N. Moreto<sup>1</sup> ([carolina.moreto@ige.unicamp.br](mailto:carolina.moreto@ige.unicamp.br)), Lena V. S. Monteiro<sup>2</sup>, Roberto P. Xavier<sup>1</sup>, Robert Creaser<sup>3</sup>, Andy Dufrane<sup>3</sup>, Gustavo H. C. Melo<sup>1</sup>, Marco A. Delinardo Silva<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Campinas-SP

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo-SP

<sup>3</sup> University of Alberta, Edmonton, Canada

### INTRODUCTION

Most of the known IOCG deposits from the Carajás Province are situated in the Carajás Domain along or close to two distinct E-W and WNW-ESE- trending regional shear zones (>130 km-long), located at the northern and southern contacts between the ca. 2.76 Ga metavolcano-sedimentary rock units of the Itacaiúnas Supergroup (Carajás basin) and the Mesoarchean basement rocks. The Southern Copper Belt, which is the aim of this study, includes the Sossego, Cristalino and Alvo 118 deposits, and several other minor deposits, such as the Bacaba, Castanha, Bacuri, Visconde, and Jatobá IOCG deposits. Additionally, diverse barren massive magnetite bodies have also been recognized.

Succinctly, these deposits were affected by sodic (albite–scapolite–iron oxide), sodic-calcic (actinolite-rich bodies) alteration, iron oxide formation, potassic and chlorite alteration, late sericite, epidote and carbonate formation (Monteiro et al., 2008a,b; Moreto et al. 2011a; Pestilho 2011; Melo et al. Submitted).

The types and distribution of hydrothermal alteration zones, fluid inclusion and stable isotope data (Monteiro et al. 2008a; Pestilho 2011; Torresi et al. 2012) suggest that the IOCG deposits from the Southern Copper Belt were formed at a range of depths, and that the hydrothermal fluids had variable sources. However, a deeper comprehension and comparison between these deposits is limited by the scarcity of reliable geochronological data that allows to define the ages of the alteration and IOCG mineralizing event(s).

U-Pb SHRIMP II in hydrothermal xenotime from the Alvo 118 deposit (Tallarico 2003) suggests ore genesis at 1.88 Ga. Chalcopyrite from the Visconde and Cristalino deposits yielded Neoproterozoic Pb-Pb ages of 2.74 Ga and 2.70 Ga, respectively, which were interpreted as the timing of mineralization at these deposits (Soares et al. 2001; Silva et al. 2012). At the Sossego deposit, chalcopyrite concentrates from the Sequeirinho and Sossego orebodies provided the 2.53 Ga and 1.59 Ga Pb-Pb ages, respectively, which were attributed to isotopic resetting due to subsequent thermal/ deformational events (Neves 2006).

This study presents new geochronological data, such as Re-Os in molybdenite and U-Pb LA-MC-ICPMS in hydrothermal monazite of the Sossego, Bacaba and Bacuri deposits aiming to determine the age interval(s) of IOCG formation. These results not only provide new insights into the timing of IOCG formation, but also give a clearer comprehension of the IOCG metallogenesis at the Southern Copper Belt.

### U-Pb AND Re-Os GEOCHRONOLOGY

Re-Os molybdenite and U–Pb LA–MC–ICPMS monazite data for the Sossego (Sequeirinho, Pista, Sossego and Curral orebodies), Bacaba and Bacuri deposits were acquired at the Radiogenic Isotope Facility of the University of Alberta, Edmonton, Canada. Three samples of molybdenite were selected for the Re-Os systematic, including two mineralized samples from the Pista orebody (Sossego deposit) and one from the Bacuri deposit. Samples SOS 364/76.84 and SOS 364/160.9, from drill cores of the Pista orebody, were hosted by the 2.96 Ga Pista metavolcanic rock and yielded Re-Os model ages of  $2,685 \pm 11$  Ma and  $2,710 \pm 11$  Ma. Molybdenite crystals from ore sample BRID 01/45 from the Bacuri deposit produced a Re-Os model age of  $2,758 \pm 11$  Ma.

Hydrothermal monazite crystals were extracted from ore breccia of the Sequeirinho (SOS 259/270), Sossego (Min-Cp-SOS and SOS315/ 255.1) and Curral orebodies (SOS106/84) of the Sossego deposit, and from the Bacuri (BRID/115.42) and Bacaba (BACD25/229.25 and BACD15/237.4) deposits. A brief description of the samples and the U-Pb results, which yielded ages between ca. 2.72 to 1.89 Ga, are summarized in Table 1.

**Table 1.** Synthesis of the results of U-Pb dating of monazite

<b>Rock</b>	<b>Age (Ma)</b>	<b>MSWD</b>
<b>Sossego deposit</b>		
<i>Sequeirinho orebody</i>		
Ore breccia (SOS 259/270)	2,712.3±4.7	1.6
<i>Sossego orebody</i>		
Ore breccia (Min-Cp-SOS)	1,878.9±4.1	1.3
Ore breccia (SOS 315/255.1)	1,904±5.2	1.2
<i>Curral orebody</i>		
Ore breccia (SOS 106/84)	1,889.8±8.5	2.7
<b>Bacuri deposit</b>		
Chlorite and scapolite altered rock (BRID 07/115.42)	2,703.0±5.8	3.9
<b>Bacaba deposit</b>		
Ore hosted by the Bacaba Tonalite (BACD 25/229.25)	2,681±11	3
	2,054.1±8.8	10.2
Albite altered and silicified Serra Dourada Granite (BACD 15/237.4)	2,716.4±8.4	2.4

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The geochronological data presented in this study combined with also reliable data from the Alvo 118 deposits (U-Pb in hydrothermal xenotime; Tallarico 2003) and Pb-Pb systematics (chalcopyrite) from the Cristalino and Visconde deposits (Soares et al. 2001; Silva et al. 2012) suggest that multiple Neoproterozoic and the Paleoproterozoic hydrothermal systems were responsible for alteration and/or IOCG ore formation at the Southern Copper Belt.

Multiple hydrothermal events took place at: i) 2.76 Ga, recorded in molybdenite from the Bacuri deposit, which predate the main stage of ore formation; ii) 2.71-2.70 Ga, registered in hydrothermal monazite from the Bacuri and Bacaba deposits, and Sequeirinho orebody, and molybdenite from the Pista orebody; iii) 2.68 Ga, obtained in hydrothermal monazite and molybdenite from the Bacaba deposit and Pista orebody, respectively; iv) 2.05 Ga, recorded in hydrothermal monazite from the Bacaba deposit; v) 1.90 Ga, evidenced by hydrothermal monazite grains crystallized at the Sossego orebody; vi) 1.88-1.87 Ga, suggested by hydrothermal monazite from the Sossego and Curral orebodies, and hydrothermal xenotime from Alvo 118 deposit.

The 2.71-2.68 Ga and 1.90-1.87 Ga intervals are interpreted as the main episodes of IOCG ore formation at the Southern Copper Belt. In this sense, recurrence hydrothermal systems, even at a single deposit scale, is strongly suggested. The Pb-Pb ages from the Visconde ( $2,747 \pm 140$  Ma, MSWD=12; Silva et al. 2012) and Cristalino ( $2,700 \pm 29$  Ma, MSWD=656; Soares et al. 2001) deposits are very imprecise due to their large errors, and for this reason were not associated with any interval of a hydrothermal event as shown above. However, the data possibly indicate that the event(s) responsible for ore genesis likely took place in the Neoproterozoic.

The older 2.76 Ga hydrothermal event is contemporary with the deposition of the metavolcanic (-sedimentary) sequence of the Itacaiúnas Supergroup. Hydrothermal fluids from the basin may have circulated through crustal weaknesses, causing hydrothermal alteration in the Bacuri deposit area.

The major 2.71-2.68 Ga IOCG mineralizing interval, responsible for deep-emplaced IOCG systems (e.g., Sequeirinho-Pista-Baiano orebodies; Figure 1A), is apparently not directly related to magmatic events. For these systems are proposed that regional circulation of hot ( $> 500^\circ\text{C}$ ) and saline hydrothermal fluids, causing metal leaching from the country rocks and subsequent ore deposition, is related to the ca. 2.7 Ga tectonic inversion of the Carajás Basin, in response to a regional phase of sinistral transpression controlled by a NNE-directed oblique shortening. This tectonic event caused the reactivation of the Carajás and Cinzento strike-slip fault systems, and likely the ductile shear zone where the IOCG deposits are located.

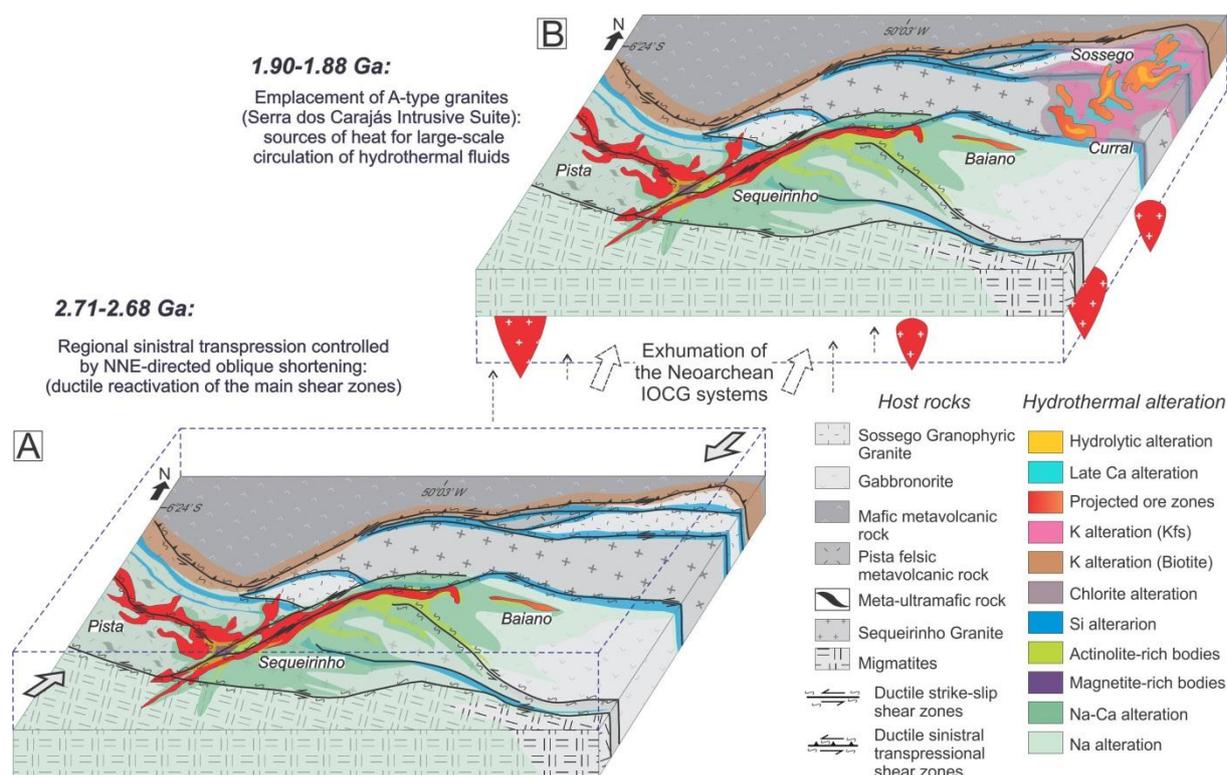


Figure 1. Schematic diagram showing the metallogenetic evolution of the Sossego deposit in time. A) Formation of the Sequeirinho-Pista-Baiano orebodies at 2.71-2.68 Ga in the interception of WNW-ESE and NE-SW ductile shear zones; B) Formation of the vertical pipe-like Sossego-Curral orebodies at 1.90-1.88 Ga after exhumation of the Neoproterozoic IOCG systems.

The late Rhyacian (2.05 Ga) hydrothermal event, could have also been triggered by heat sources related to another reactivation of the regional shear zones nucleated during the Archean, in response to a weak tectonic inversion of the Carajás Basin between 2.0 to 1.8 Ga, under dextral transtension.

Finally, for the Orosirian event (1.9-1.87 Ga), responsible for shallow-emplaced IOCG deposits emplaced after exhumation of the Neoproterozoic systems (e.g., Sossego-Curral orebodies; Figure 1B), it is likely that the widespread 1.88 Ga anorogenic magmatism in the Carajás Province provided heat sufficiently high to cause the circulation of hydrothermal fluids in regional scale, along the crustal discontinuities. These hot (> 400°C) and saline fluids may have caused reworking of the Neoproterozoic IOCG deposits, leading to elements remobilization and additional hydrothermal alteration and ore deposition.

The extensive zones of chlorine-bearing marialitic scapolite alteration in the rocks from the Southern Copper Belt may have played an important role in the episodicity of hydrothermal and ore systems. This type of sodic alteration is not only widely recognized in several deposits (e.g., Bacaba, Castanha, Bacuri, Sequeirinho; Monteiro et al. 2008a, Moreto et al 2011a; Pestilho 2011) but also widespread through the country and host rocks. Regional migration of hydrothermal fluids through areas with widespread marialite alteration possibly released chlorine and sodium to the hydrothermal fluid, increasing its total salinity and, therefore, the capacity of metal (Cu) transport.

**Acknowledgements** We are very grateful to the VALE Company, notably to Márcio Godoy, Benevides Aires and Cleive Ribeiro for their invaluable assistance. This research was funded by CNPq (555065 /2006-5, 472549 /2009-0 and 303359 /2008-0), INCT GEOCIAM (CNPq/ MCT/ FAPESPA 573733/ 2008-2), and Fapespa/VALE Grant. Carolina P. N. Moreto also thanks FAPESP (2009/ 18371-0) for the PhD scholarship.

## REFERENCES

- Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Moreto CPN, Silva M.A.D. Submitted. Bacuri copper deposit: host rocks, hydrothermal alteration and characterization of the copper ore, Carajás Province (PA). *Rev Bras Geocienc*, 15pp.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Miner Depos* 43:129-159.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Hitzman M.W., Juliani C., Souza Filho C.R., Carvalho E.R. 2008b Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geol Rev* 34:317-336.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011a. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Miner Depos* 46:789-811.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Kemp T.I.S., Souza Filho C.R. 2011b. In situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating of the host rocks of the Sossego and Bacaba iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Proceedings of the 11º Biennial SGA Meeting*. Antofagasta, Chile
- Neves M.P. 2006. Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. M.Sc. thesis, Universidade Federal do Pará, 116 p.
- Pestilho A.L.S. 2011. Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleosistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. M.Sc thesis, Universidade Estadual de Campinas, 71 p.
- Silva A.R.C., Villas R.N.N., Lafon J.M., Craveiro G.S. 2012 Idade da alteração e mineralização do depósito de Cu-Au Visconde, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. 46º Cong Bras Geol, Santos.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Santos M.G.S., Vieira E.A.P., Massoti F.S., Souza C.I.J., Padilha J.L., Magni M.C.V. 2001. Depósito Cu-(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares): VII Simp Geol Amaz, SBG, Belém.
- Torresi I, Bortholoto DFA, Xavier RP, Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Miner Depos* 47:299-323.
- Tallarico F.H.B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Ph.D. Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, 229 p.

## CONTRIBUIÇÃO DA MICROMORFOLOGIA NO ESTUDO DA EVOLUÇÃO DO INTEMPERISMO LATERÍTICO NO DEPÓSITO DE OURO IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS

Claudio Gerheim Porto<sup>1</sup> e Thais de Andrade Correa Neto<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Divisão de Geoquímica/DGM/CPRM e Departamento de Geologia/UFRJ (claudio.porto@cprm.gov.br)

<sup>2</sup> Departamento de Geologia/UFRJ

### INTRODUÇÃO

A mina do Igarapé Bahia encontra-se na sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiunas (Docege 1988). A área da mina ocorre dentro do Grupo Igarapé Bahia que consiste de duas unidades: Formação Grota do Vizinho na base, composta por rochas metavulcânicas básicas e formações ferríferas; e Formação Sumidouro (Docege 1988) no topo, composta por rochas metapiroclásticas e metassedimentares (Tallarico *et al.* 2005). O minério de Cu-Au encontra-se no contato entre essas duas unidades como uma brecha heterolítica (Dreher *et al.* 2005) formada por fragmentos das rochas metavulcânicas encaixantes cimentadas hidrotermalmente principalmente por clorita e magnetita além de siderita (Barreira *et al.* 1999; Tallarico & Oliveira 2000).

A mina foi explorada até meados de 2002 tendo extraído cerca de 32 toneladas de ouro de um minério laterítico com teor médio de cerca de 3 a 4 gAu/T. Datações Ar-Ar em óxidos de Mn na crosta laterítica forneceram idades de até 70 Ma, porém concentrada em torno de 50 Ma (Vasconcelos *et al.* 1994). Essa cronologia indica que o auge do processo de formação de crostas deu-se durante o Eoceno Inferior, sendo, portanto, relacionado ao Ciclo Sul Americano de King (1955).

A espessura do regolito pode alcançar até 200 m. Nos 150 m mais superficiais predomina uma zona de *gossans* auríferos e saprolitos ferruginosos com traços de minerais secundários de cobre e fosfatos ricos em ETR. De 150 a 200 m predomina uma zona de enriquecimento supergênico com cobre nativo, calcocita, malaquita, azurita, etc.

Neste trabalho reportamos resultados obtidos no Projeto LATAM (Porto *et al.* 2007) que estabeleceu a estratigrafia do regolito e estudou o intemperismo laterítico através de análises micromorfológicas entre outras ferramentas (Neto, 2009).

### METODOLOGIA

A estratigrafia do regolito foi definida utilizando-se uma série de testemunhos de sondagem disponibilizados pela CVRD para esse estudo, cobrindo desde o latossolo na superfície, passando pelas zonas de crosta e saprolito ferruginoso, até a rocha fresca; e observações colhidas nas bancadas da cava na mina onde foram feitas amostragens em canaletas verticais. Foram definidas 10 unidades no regolito segundo descrições de campo as quais se encontram muito sumariamente mostradas na Fig. 1.

A amostragem petrográfica para o estudo micromorfológico foi feita nas canaletas BP-1, sobre a zona de paleocanal e BP-2, fora do paleocanal conforme ilustra a Fig. 1. Os locais amostrados foram propositalmente escolhidos para não incluir as zonas de *gossan*, já que são zonas intensamente ferruginizadas o que pode mascarar as feições mais típicas do intemperismo que afetou as rochas em geral. As lâminas polidas foram submetidas a exame em microscópio petrográfico para reconhecimento das feições a serem detalhadas posteriormente em MEV/EDS no Centro de tecnologia Mineral (CETEM). A distinção entre as diferentes fases com somente oxi-hidróxido de Fe foi feita baseada nos tons de cinza que nesse caso vai refletir basicamente seu grau de hidratação.

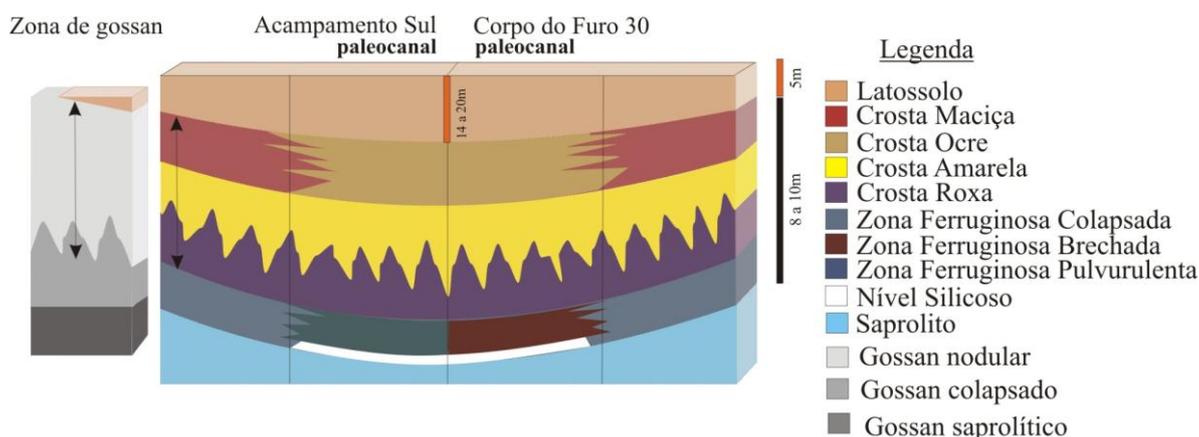


Figura 1 - Bloco diagrama ilustrando as unidades estratigráficas do regolito (Santos 2006).

## RESULTADOS

As análises micromorfológicas em MEV mostram que no sapolito o *fabric* é dominado por uma textura alterorelictual onde as caulinitas lamelares estão intimamente associadas com oxi-hidróxidos de Fe remontando o *fabric* de sua rocha de origem com estrutura xistosa e rica em clorita. Foi observado também muito vestígios de minerais Fe-Mg e Al –K além de inúmeros pontos de ilmenita e fosfatos secundários (Fig. 2).

As Zonas pulverulenta e fragmentada são nitidamente mais porosas e onde aparecem os primeiros bolsões de gibsita (cristalárias de gibsita) preenchendo a porosidade. Os alterorelictos (lamelas de caulinita associadas à oxi-hidróxido de Fe) começam a sofrer obliteração pela ação da ferruginização mais intensa neste horizonte. Nesta unidade as feições pedogenéticas são mais conspícuas e representadas por nódulos com aglomerados de caulinita muito ferruginosa e homogênea (Fig. 3).

Na crosta roxa nódulos pisolíticos começam a se individualizar e a gibsitização passa ocorrer também no interior dos nódulos devido sua fragmentação tardia, principalmente na porção superior desta crosta (Fig.4). Aqui os alterorelictos se encontram em estágio avançado de ferruginização com núcleos hematífticos e córtex goetítico (Fig. 5).

Na crosta amarela é onde a gibsita passa a bastante ferruginizada, porém as gibsitas que preenchem poros mais recentes são menos ferruginizadas. A fragmentação dos nódulos com preenchimento de gibsita continua ser uma feição importante.

Na crosta ocre as feições pedogenéticas se acentuam e a porosidade aumenta. Parece ter havido alguma influencia do latossolo acima já que ocorrem várias porções caoliníticas que não ocorrem nos horizonte abaixo, possivelmente devido a uma zona de intensa percolação de fluidos.

O Latossolo é uma unidade com pedoplasma de composição caulínica e homogêneamente ferruginizado. Foram separados três tipos de nódulos denominados de pisolíticos, concreções e magnéticos. Os pisolíticos apresentam superfícies lisas e composição semelhante à matriz e são também muito homogêneos no seu interior. Já as concreções são nitidamente mais irregulares e seu interior apresenta um *fabric* alterorelictual semelhante àquele que ocorre no sapolito, zonas fragmentada/pulverulenta e nos níveis inferiores da crosta. Isto denota uma inversão da estratigrafia do regolito já que estas concreções são fragmentos dos desses níveis colocados na unidade mais superior de latossolos e devem ter sido então transportados a partir de níveis do sapolito e da crosta inferior numa época em que estas estariam mais expostas e elevadas na morfologia do terreno.

Uma das principais diferenças entre BP-1 e BP-2 é a maior incidência de alterorelictos no BP-2 onde ocorrem até os níveis de crosta maciça. No BP-1 os alterorelictos são mais obliterados, possivelmente pela ação da água que percolou mais intensamente devido à presença do paleocanal.

## CONCLUSÃO

Detalhamento da estratigrafia do regolito revelou importantes feições que ainda precisam ser mais bem estudadas para serem interpretadas de acordo com uma evolução policíclica.

Presença de paleocanais truncando sapolito sugere que as crostas nesses locais formaram-se sobre material localmente transportado (coluvionamento).

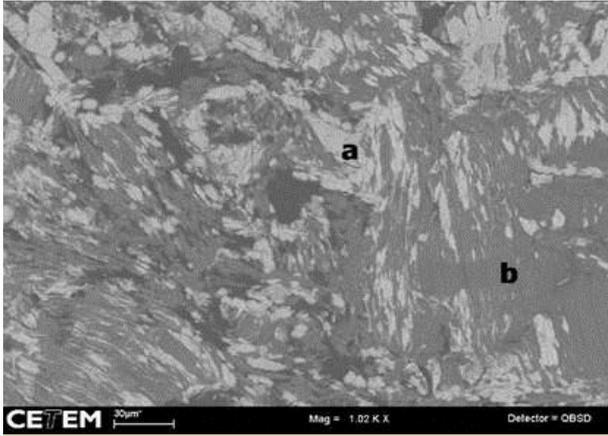


Figura 2- MEV saprolito clorita xisto. Alterorelictos composto por (a) óxido de ferro (b) Lamelas de caulinita derivados de cloritas.

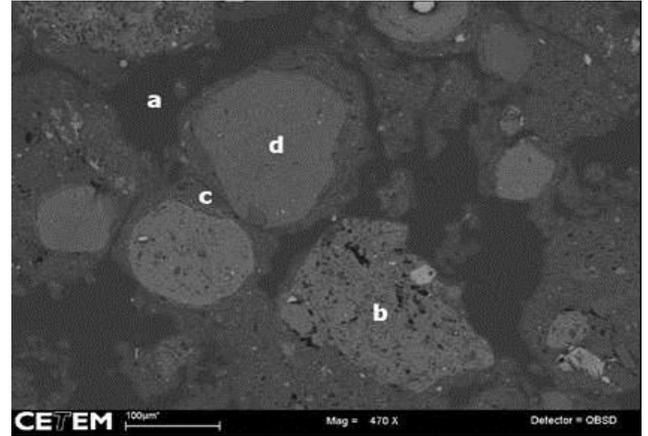


Figura 3- MEV zona pulverulenta. (a) Gibsita preenchendo porosidade (b) Nódulo alterorelictual (c) Caulinita ferruginosa do alteroplasma (d) Nódulos de pedoplasma composto de caulinita ferruginosa

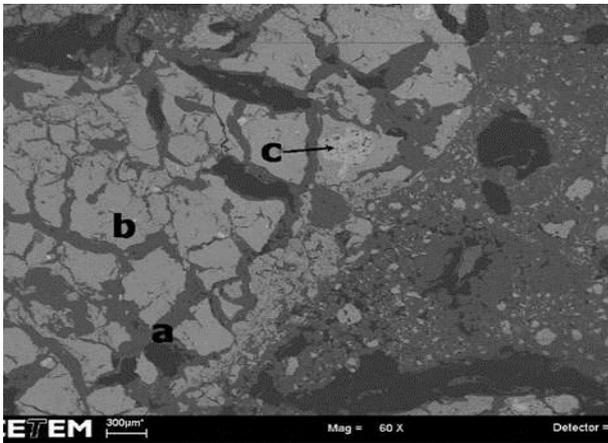


Figura 4- MEV crosta roxa. (a) Gibsita preenchendo fissuras no nódulo e no plasma matricial (b) Fe goetitico (c) Fe hematítico

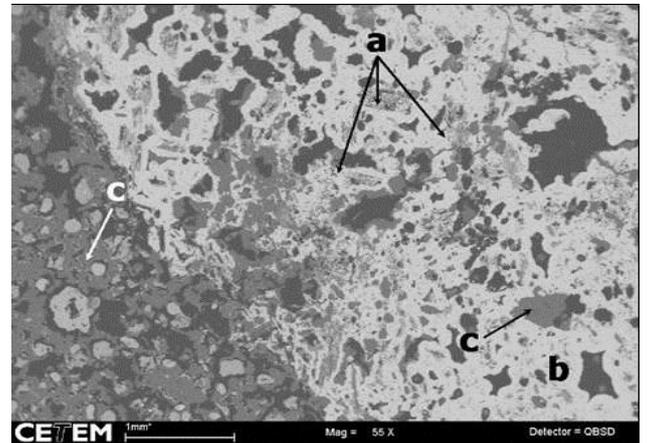


Figura 5- MEV crosta roxa. (a) setas - Restos da fábrica da rocha, (b) hematita, (c) Gibsita

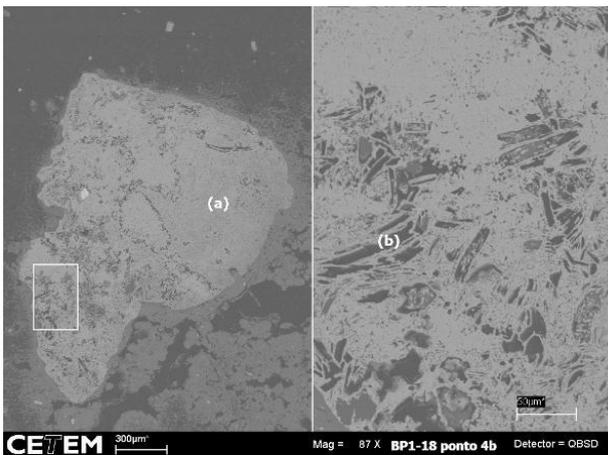


Figura 6- MEV latossolo (a) oxidróxido de Fe no (b) caulinita Fe lamelar

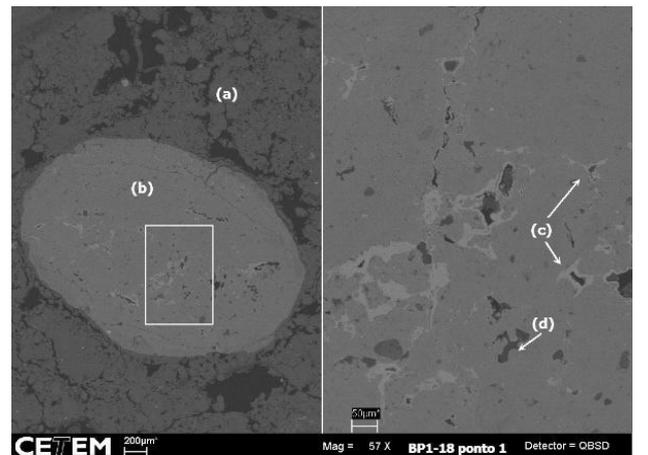


Figura 7- MEV latossolo concreções pisolíticas (a) oxidróxido de Fe no (b) caulinita Fe lamelar

Já o latossolo (homogêneo) resulta de coluvionamento mais extenso responsável pelo aplanamento dos platôs, hoje dissecados.

A bauxitização é pós-laterítica e incidiu mais intensamente sobre as áreas com paleocanais.

Nos latossolos ocorrem abruptas mudanças que sugerem sua origem alóctone. Os nódulos concrecionários são os que melhor preservam a assinatura geoquímica da mineralização aurífera, pois foram transportados preteritamente das partes inferiores da crosta ou topo do saprólito e assim constituem um meio de amostragem que deve ser priorizado em campanhas de prospecção geoquímica em ambiente dominado por platôs lateríticos.

## REFERÊNCIAS

- Barreira C. F., Soares A. D. V., Ronzê P. C. 1999. Descoberta do depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, AM. Boletim de Resumos Expandidos, PP. 136-139
- Docegeo, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anexo aos Anais, 11-54
- Dreher A. M., Xavier R. P. & Martini S. L. 2005. Fragmental rocks of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 358-368
- King, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 2:147-265.
- Neto, T.A.C. 2009. Estudo de Perfis Lateríticos na Mina do Igarapé Bahia, Carajás, tese de Doutorado
- Porto, C. G. et al. 2007 Relatório Proj LATAM CNPq processo n.º 506292/2003-7
- Santos, P. F. 2006. Abordagem estratigráfica dos regolitos na Mina do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás PA, Brasil, dissertação de mestrado, UFRJ.
- Tallarico F. H. B., Figueiredo B. R., Groves D. I., Kositcin N., McNaughton N. J., Fletcher I. R., Rego J. L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold belt, Brazilian Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, **100**: 7-28
- Tallarico, F. H. B., Oliveira, C. G., Figueiredo, B. R. 2000. The Igarapé Bahia primary Cu-Au mineralization, Carajás Province: a descriptive model and genetic considerations. *Revista Brasileira de Geociências*. Brasília, **30**(2): 230 – 233
- Vasconcelos, P. M., Brimhall, G. H., Becker, T. A., and Renne, P. R., 1994. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 401-420.

## **GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS GRANITÓIDES ASSOCIADOS AO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, REGIÃO DE VILA CEDERE III, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS**

*Edson Alves Rodrigues<sup>1</sup>, Marco Antonio Galarza<sup>2</sup>, Davis Carvalho de Oliveira<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Faculdade de Geologia, IG-UFGA, ed\_geologo@hotmail.com; <sup>2</sup> Laboratório de Geologia Isotópica, INCT GEOCIAM, PPGG / IG-UFGA, antogt@ufpa.br

### **INTRODUÇÃO**

A região de Vila Cedere III localiza-se no município de Canaã dos Carajás, mais precisamente no “Subdomínio de Transição”, localizado a norte do Terreno Granito de Rio Maria e a sul da Bacia Carajás (DALL’AGNOL et al., 2006). Estudos recentes desenvolvidos nesta região permitiram a individualização de uma variedade de granitóides, antes inseridos do Complexo Xingu. Neste contexto, embora os estudos referentes ao granito Planalto tenham avançado em termos principalmente da sua caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica particularmente em sua área tipo (HUHN et al., 1999; OLIVEIRA, 2003; FEIO, 2011), pouco ainda se conhece sobre a origem e evolução crustal dos granitóides arqueanos que afloram na região de Canaã dos Carajás e particularmente sobre os que ocorrem associados ao Diopsídio-norito Pium, próximo a Vila Cedere III. Portanto, a utilização de estudos petrográficos e geocronológicos são de grande importância para a compreensão da evolução e gênese destes corpos granitóides, além disso, tais estudos possibilitaram comparações com outros granitos e/ou granitoides deste segmento da Província Carajás.

### **METODOLOGIA**

(i) levantamento bibliográfico; (ii) viagem de campo e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geocronológicos; (iii) petrografia: para a caracterização petrográfica foi realizado um estudo macroscópico prévio que serviu de base para a seleção de 14 amostras visando à confecção de lâminas delgadas. Posteriormente foram feitas descrições e classificação destas amostras. A classificação das diferentes variedades faciológicas das rochas baseou-se de acordo com análises modais em amostras representativas dos granitóides estudados, utilizando-se um contador de pontos da marca Swift, onde foram contados em média 1800 pontos por amostra. Os dados obtidos foram plotados no diagrama QAP para classificação (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE et al., 2002), permitindo a classificação adequada das rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS; (iv) geocronologia: para o estudo geocronológico foram utilizados os métodos: Pb-Pb em Zircão, utilizando um espectrômetro de massa Finnigan MAT262 e Sm-Nd idade modelo ( $T_{DM}$ ) foi utilizado um Espectrômetro de massa com fonte de Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS) do Laboratório de Geologia Isotópica do IG / UFGA (PARÁ-ISO).

### **RESULTADOS E CONCLUSÕES**

Na área de estudo ocorrem rochas de idades meso e neoarqueanas, sendo representadas por clássicos tonalitos e trondhjemitos (TTG); granitos de afinidade cálcio-alcálica; dioritos a granodioritos cálcio-alcálicos; tonalitos/trondhjemitos (Suíte Pedra Branca) e granitos subalcálicos tipo-A (Suíte Planalto) (Figura 01). Do ponto de vista petrográfico estes corpos granitóides são rochas leucocráticas (5 a 30% de máficos) de composição sienogranítica a tonalítica. Apresentam cores cinza esbranquiçada com tons rosa e preto. A textura é fanerítica, equigranular de granulação média e grossa, anisotrópica. Os corpos graníticos apresentam-se moderada a fortemente deformados, o que possibilitou a produção de uma orientação preferencial moderada a forte dos minerais, sobretudo do quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e/ou anfibólio, definindo assim uma foliação. Microscopicamente apresentam feições magmáticas de granulação média a grossa com a presença de cristais maiores e outras ocasionadas pela deformação que desestabilizou os minerais primários formando os neoblastos mais finos. De acordo com estudo petrográfico foi possível identificar quatro variedades petrográficas: i) Biotita-Hornblenda Tonalito, ii) Biotita-Hornblenda Granodiorito, iii) Monzogranitos com ou sem Hornblenda e/ou Biotita e iv) Biotita Sienogranitos com ou sem Hornblenda (Figura 02).

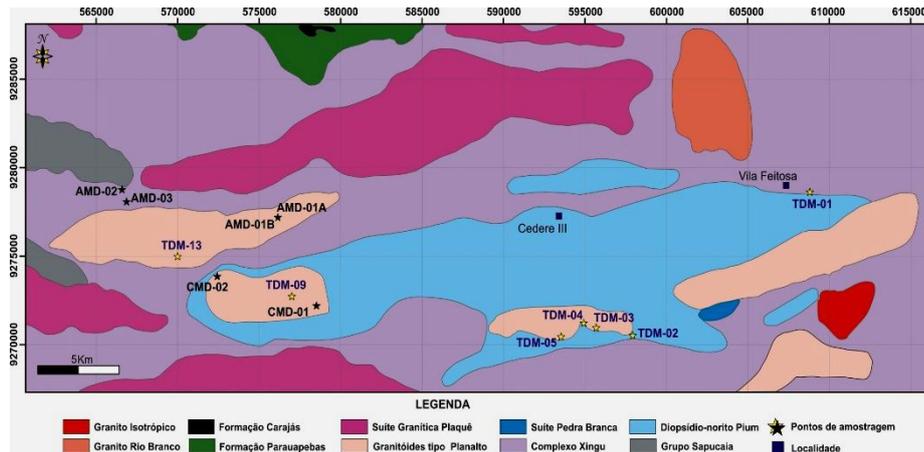


Figura 01 - Mapa geológico e de amostragem da região do Diopsídio-norito Pium, Vila Cedere III.

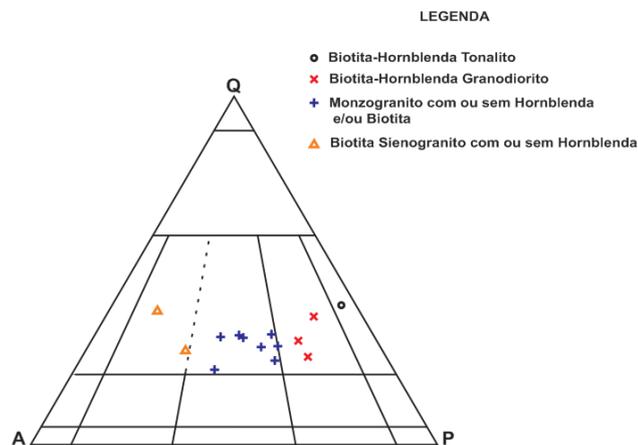


Figura 02. Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976), das amostras estudadas.

O estudo geocronológico pelo método de evaporação-ionização de Pb em zircão forneceu idades médias de  $2741,9 \pm 0,5$  Ma e  $2739,7 \pm 0,7$  Ma para os Biotita-anfibólio monzogranito (TDM-01 e TDM-03) e  $2739,5 \pm 0,9$  Ma para o Biotita-anfibólio granodiorito (TDM-13) (Figura 03). Estas idades foram interpretadas como a idade de cristalização para essas rochas, o que permitiu a correlação com o último evento magmático proposto por Feio et al. (2013), durante o Neoarqueano (2,75- 2,73 Ga) quando ocorreu a cristalização das rochas das Suítes Planalto, Pedra Branca e charnoquíticas. Além disso, estas idades são similares às obtidas por Feio et al. (2012), Pb-Pb em zircão, para alguns corpos graníticos da Suíte Planalto da região de Canaã dos Carajás:  $2733 \pm 2$  Ma;  $2731 \pm 1$  Ma e  $2736 \pm 4$  Ma, assim como também com as idades que variam entre  $2732 \pm 1$  Ma e  $2754 \pm 2$  Ma para vários granitóides que afloram nas regiões circunvizinhas (GALARZA et al. 2011, OLIVEIRA et al., 2010).

As idades modelo ( $T_{DM}$ ) entre 3,11 a 2,91 Ga obtidas para os granitóides de Vila Cedere III sugerem que as mesmas são derivadas de fontes mantélicas mais antigas separadas do manto a cerca de 3,1 Ga, enquanto que os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -2,22 e 0,30 indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese. Com base nos dados geocronológicos e de geoquímica isotópica pôde-se sugerir para estes granitóides um típico ambiente transpressional, associado ao estágio de inversão da Bacia, como discutido por (FEIO et al., 2013). Isto sugere que os granitóides foram formados nesse ambiente relacionado à deformação regional neoarqueana que afetou o Domínio Carajás (Figura 04).

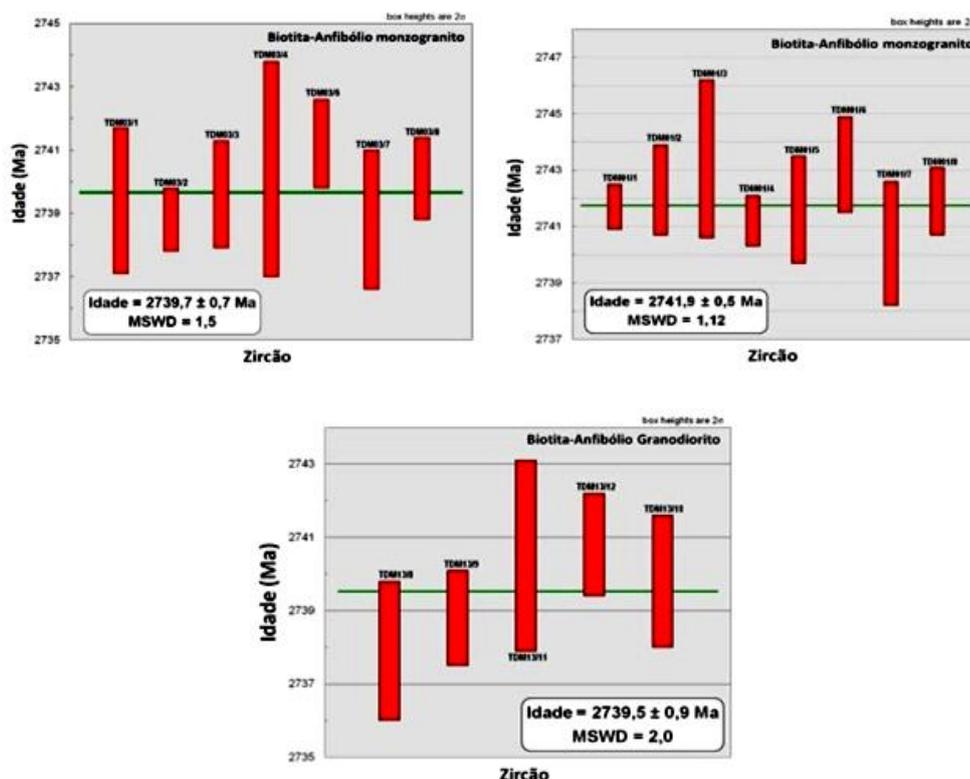


Figura 03 - Espectro de idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (em Ma) para os zircões das amostras estudadas.

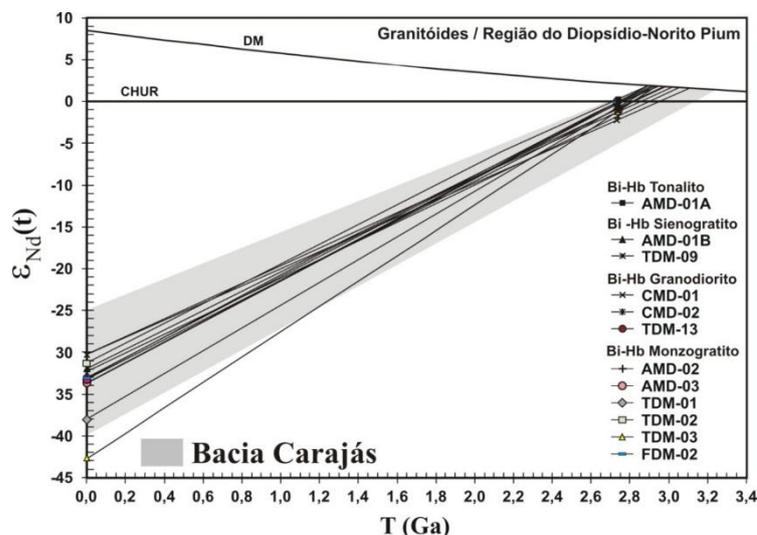


Figura 04 - Diagrama  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd e idade modelo  $T_{\text{DM}}$  para as variedades granitóides estudados.

Os granitóides estudados podem ser correlacionados com os demais granitóides do Domínio Carajás: Complexo Granítico Estrela, Igarapé Gelado, Serra do Rabo, Granitos Planalto e Suíte Pedra Branca. No caso das idades modelo, estas confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano como fora proposto por diversos autores para região do Domínio Carajás (3,2 - 2,9 Ga); Subdomínio de Transição (3,1 - 2,9 Ga) e região do Domínio Rio Maria (3,0 - 2,9 Ga). Assim, as rochas granitóides associadas e inclusas no Diopsídio-norito Pium precisam ser reorganizadas estratigraficamente e podem ser correlacionadas principalmente com os granitóides subalcalinos da Suíte Planalto e/ou criar uma nova suíte de granitóides para esta região que fica a oeste de Canaã do Carajás, a exemplo, Suíte Granítica Pium.

## REFERÊNCIAS

- Dall'agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'agnol, R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts, Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 2006.150p.
- Feio, G.R.L. Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011. 299p.
- Feio, G.R.L.; Dall'agnol R.; Dantas E.L.; Oliveira D.C.; Macambira M.B.; Gomes A.C.B.; Sardinha A.S.; Santos R.D.; Santos P.A. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73. 2012.
- Feio, G.R.L.; Dall'agnol, R.; Dantas, E.L.; Macambira, M.J.B.; Santos, J.O.S.; Althoff F.J.; Soares, J.E.B. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.*, 227:157-185. 2013.
- Galarza, M.A., Santos, A.N., Martins, A.C.F., Oliveira, D.C., Santos, P.J.L. Geocronologia do Magmatismo tipo Planalto associado ao Complexo Pium, porção Oeste de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás, Província Carajás In: XII Simp. Geol. Amaz., Boa Vista, Res. Expandido. 2011.CD-ROM.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A., Scheller, T. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11:351-363.1998.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B., Dall'agnol, R. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SBG, 5, Simp. Geol. Amaz, Manaus, Res. Exp., p.463-466. 1999.
- KÖBER, B. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrology*, 96: 63-71. 1987.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sorensen H., Woolley A.R. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks.* Cambridge University Press, Cambridge, 2002.252 pp.
- Oliveira, M.A. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso, Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 2003.47p.
- Oliveira, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás, In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, 2010. CD-ROM.
- Streckeisen, A.L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12:1-33. 1976.

## EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA ARQUEANA-PALEOPROTEROZOICA DO SEGMENTO ORIENTAL DO DOMÍNIO CARAJÁS: UMA NOVA ABORDAGEM

Felipe Mattos Tavares<sup>1</sup>, Cintia Maria Gaia da Silva<sup>1</sup>, Ana Paula Justo<sup>1</sup>, Elem Cristina dos Santos Lopes<sup>1</sup>, Junny Kyle Mastop de Oliveira<sup>1</sup>,

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM – felipe.tavares@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás, sudeste do estado do Pará, é o maior núcleo arqueano do Cráton Amazônico. É dividida entre os domínios Rio Maria e Carajás (Santos, 2003), separados por um subdomínio de transição (Dall’Agnol *et al.*, 2006). É a maior província metalífera conhecida do Brasil, concentrando depósitos gigantes de ferro, bem como depósitos e ocorrências de cobre, ouro, platinóides, manganês, níquel, cromo e terras raras.

É uma porção crustal majoritariamente arqueana, supostamente não afetada pelas orogêneses do Ciclo Transamazônico (Teixeira *et al.*, 1989). Apesar de ser uma região vastamente estudada, ainda há carência de informações essenciais para a compreensão da sua complexa evolução geotectônica. Modelamentos do segmento oriental do Domínio Carajás, de fato, já foram realizados. Araújo & Maia (1991) interpretaram sua megaestruturação como sistemas de cavalgamentos e transcorrências, em regime compressivo oblíquo, com encurtamento na direção NW-SE, entre o Neoarqueano e o Paleoproterozoico, denominado Cinturão Itacaiúnas. Representaria uma faixa colisional entre os blocos Belém e Araguacema (Hasui *et al.*, 1984), estendendo-se por centenas de quilômetros para NW. O Domínio Carajás estaria localizado na sua borda meridional. Pinheiro & Holdsworth (2000) estudaram os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, apontando tais feições como reativações de zonas de cisalhamento dúcteis mesoarqueanas. Descreveram quatro estágios de movimentação transpressiva ou transtensiva entre 2,7 Ga e 1,9 Ga, sem indicar a(s) origem(ns) destes esforços. Rosière *et al.* (2005) sugeriram a existência de uma etapa evolutiva anterior, relacionada a tectônica vertical (tipo “domos e quilhas”), por volta de 2,7 Ga, que gradaria para os sistemas direcionais. Indicaram ainda a existência de redobramentos localizados, ao redor de mega-anteparos rígidos, que modelariam a geometria dos sistemas.

No entanto, trabalhos de mapeamento sistemático da CPRM na folha Serra Pelada (Tavares & Gaia, 2012), apontaram para um sistema de interferência entre diferentes eventos geodinâmicos naquela região, apresentando superposição de três tramas dúcteis predominantemente compressivas e localmente oblíquas nas unidades estudadas, com direções de encurtamento e estilos tectônicos distintos, bem como diferentes estágios de metamorfismo regional. Foram correlacionadas a eventos colisionais neoarqueanos a paleoproterozoicos: Orogênese Itacaiúnas (~2,74 Ga), Colisão Carajás-Bacajá (2,09 a 2,07 Ga) e Evento Tectono-termal Sereno (~2,00 Ga). Identificaram ainda estruturas rúpteis transcorrentes (~1,88 Ga), que reativaram localmente as tramas pretéritas.

Em 2012, o projeto de mapeamento da CPRM foi ampliado para todo o segmento oriental do Domínio Carajás. O presente trabalho tem por objetivo apresentar parte dos novos dados produzidos, estudar a continuidade das tramas mapeadas por Tavares & Gaia (2012) para esta região e detalhar a nova abordagem adotada para a sua evolução geotectônica.

### METODOLOGIA

Segue-se a metodologia padrão da CPRM para a escala de 1:100.000. Inicialmente, são compilados dados da literatura em uma base cartográfica preliminar, integrada à interpretação de imagens de aerogeofísica e de sensores remotos. Estes dados são usados para o planejamento das etapas de campo, que consistem na aquisição de uma malha não-regular de pontos de coleta de dados geológicos e amostras de rocha. São confeccionadas lâminas delgadas para descrição petrográfica e microestrutural e algumas amostras são selecionadas para análises de litogeoquímica, geologia isotópica (Sm-Nd) e geocronologia (U-Pb), que subsidiam a compreensão das unidades mapeadas e das relações tectonoestratigráficas.

## RESULTADOS

Até o momento, foi possível agrupar as estruturas mapeadas em quatro famílias principais, sendo três predominantemente dúcteis e uma rúptil, apresentadas a seguir da mais antiga à mais recente, pelas relações de corte (Fig. 1).

A primeira (D1) é marcante, afetando todas as unidades arqueanas do Domínio Carajás, exceto a Fm. Águas Claras. Desenvolveu uma xistosidade contínua, de alto ângulo a subvertical (S1), mergulhando preferencialmente para S, com lineação mineral e/ou de estiramento *down dip* (L1). Zonas de cisalhamento D1 são reconhecidas como cavalgamentos de alto ângulo, onde se encontram milonitos e L-tectonitos, interpretadas como parte de um empilhamento tectônico pouco expressivo. Estas estruturas são formadas por petrotramas dúcteis de fácies xisto verde a anfíbolito. A distribuição do *strain* foi heterogênea, devido a diferenças de competência entre os litotipos, havendo exemplares com texturas primárias semi-preservedas, apesar de metamorfisados. Foi entendido que D1 representa um evento compressivo com encurtamento na direção N-S a NW-SE, dominado por cisalhamento puro.

A segunda (D2) afeta o setor N da área. Agrupa uma crenulação apertada a clivagem de transposição nas rochas do Domínio Carajás e uma xistosidade grossa a bandamento gnáissico nos ortognaisses migmatíticos e granulitos máficos do Domínio Bacajá (S2a), com mergulhos suaves a íngremes para NNE e lineação *down dip* (L2a). Foram observadas faixas miloníticas associadas à foliação S2a, no contato entre as unidades meta-vulcanossedimentares e os complexos gnáissicos, apresentando-se tectonicamente imbricados entre o Lineamento Cinzento e a Zona de Cisalhamento Buritirama. Transcorrências destrais dúcteis de direção NW-SE são tardias em relação a D2, gerando localmente milonitos e lineação de estiramento sub-horizontal (S2b e L2b). D2 se desenvolveu em ambiente de fácies anfíbolito alto a granulito de pressão intermediária, com expressivo empilhamento tectônico.

A terceira família (D3) afeta todas as unidades que registraram D1 e D2 e a Fm. Águas Claras, estando restrita à borda oriental do Domínio Carajás. Trata-se de um sistema compressivo dominado por cisalhamento simples, com feixes de empurrões associados a forte componente de estiramento *up dip*, que colocaram rochas de mais baixo grau metamórfico (serras Norte e do Sereno) sobre domínios afetados por deformação e metamorfismo transamazônicos. É possível dividir as estruturas D3 em três subgrupos, geograficamente segmentados: a N (bloco Sereno), onde possuem mais baixo ângulo e foram desenvolvidas em fácies sub-xisto verde a xisto verde baixo; a NW (bloco Serra Norte), onde predomina um sistema tectônico raso; e a S (bloco Estrela), onde são de médio a alto ângulo e desenvolvidas em fácies xisto verde médio a alto. Há ainda um domínio autóctone, a N da Serra do Sereno e a NW da Serra Norte, onde D3 é apenas incipiente. A clivagem S3 se desenvolve de maneira diferenciada em cada segmento: no bloco Serra Norte, é muito fraca; no bloco Sereno, foi responsável pela formação de crenulação nas rochas estruturadas por D1/D2 e clivagem ardosiana de baixo ângulo nas rochas da Fm. Águas Claras da região de Serra Pelada (S3); em direção ao bloco Estrela, a S, a foliação S3 assume caráter mais penetrativo, chegando a transpor a foliação S1 e se tornando íngreme; no domínio autóctone, quando está presente, é uma clivagem de crenulação aberta, mergulhando suavemente para SE. A lineação L3 é de estiramento e possui caimento médio para SSE. Dobramentos suaves a muito apertados ocorrem nos blocos Sereno e Serra Norte, com planos axiais de baixo ângulo e eixo caindo para SW. No bloco Estrela, dobramentos D3 possuem eixo paralelo ao estiramento, próximo às zonas de empurrão. A reorientação de estruturas D1 é frequente nestas zonas, com lineações L1 e eixos de dobras D1 paralelizadas à direção de estiramento D3. Representa um sistema de imbricação tectônica associado a indentação, com desenvolvimento de falhas transcorrentes sinistrais no limite entre as lascas, como a falha Carajás.

A quarta família (D4) agrupa estruturas de caráter rúptil a rúptil-dúctil. São feixes de falhas subverticais (F4) de direção média E-W a WNW-ESE, assim como zonas de fraturas extensionais subverticais na direção NE-SW a NNE-SSW. Estão encaixadas preferencialmente em estruturas pretéritas, frequentemente associadas a brechas tectônicas e a veios de epidoto, clorita, quartzo, hematita e sulfetos.

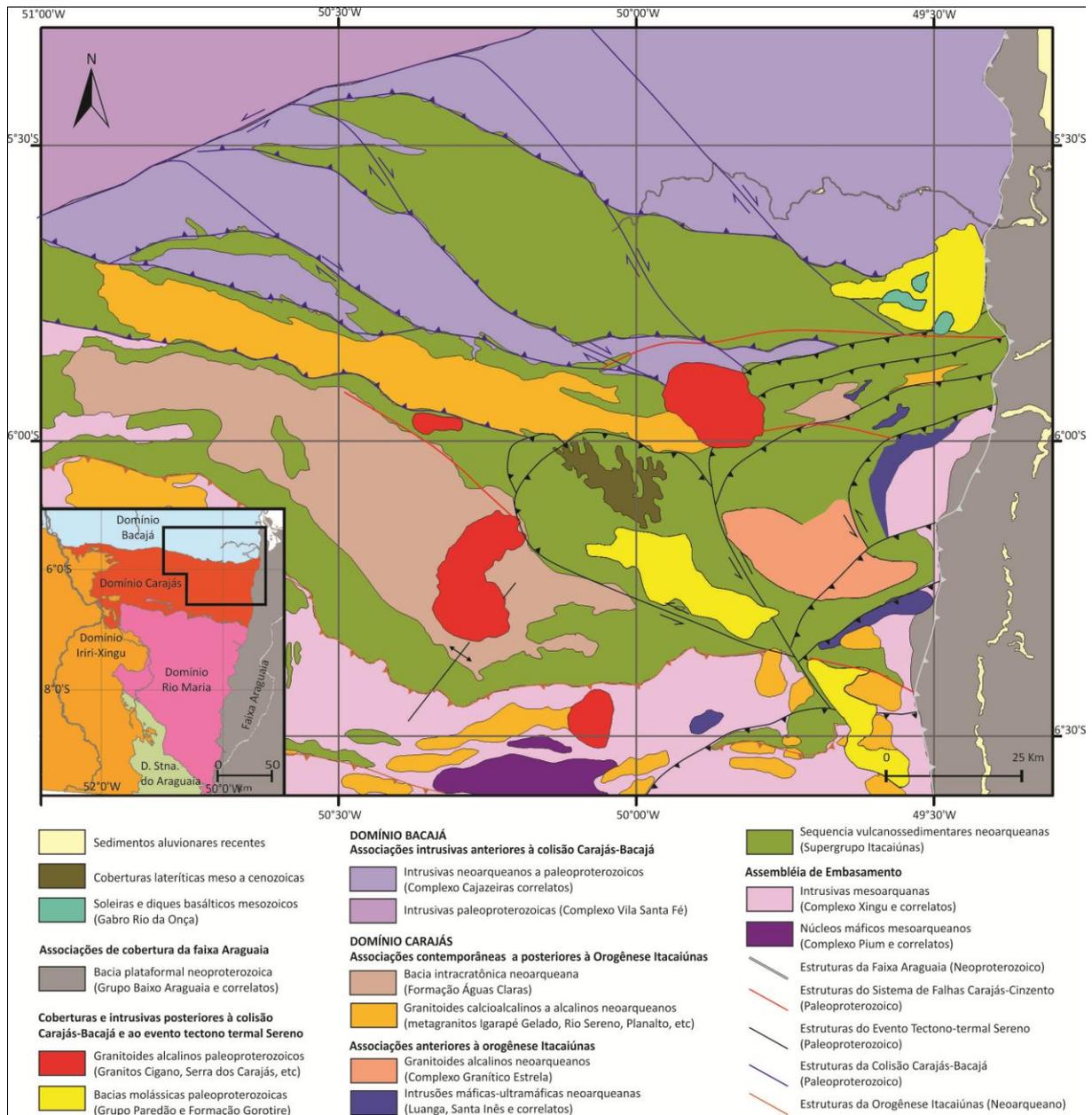


Figura 1: Mapa de associações tectonoestratigráficas do segmento oriental do Domínio Carajás e entorno, destacando as principais estruturas (modif. Vasquez\_& Rosa-Costa, 2008).

## CONCLUSÃO

A partir dos dados apresentados, é possível concluir que as estruturas identificadas por Tavares & Gaia (2012) na folha Serra Pelada possuem continuidade na região estudada. Nesse sentido, corrobora-se a interpretação daqueles autores para o significado e a origem de cada evento estudado. D1 é compreendido como um sistema protocollisional neoarqueano, provavelmente associado à colagem entre os domínios Rio Maria e Carajás, entre 2,74 e 2,71 Ga, denominado Orógeno Itacaiúnas. O subdomínio de transição representaria a sua zona nuclear. D2 representa um sistema colisional paleoproterozoico (2,09 a 2,07 Ga), nomeado como Colisão Carajás-Bacajá, com expressivo empilhamento tectônico e retrabalhamento da borda setentrional da PMC. D3 é interpretado como a franja setentrional de um terceiro orógeno colisional, denominado Evento Tectono-termal Sereno, provavelmente desenvolvido ao redor de 2,0 Ga. Sua origem estaria a SE do Domínio Carajás, em área atualmente encoberta pelo Grupo Baixo Araguaia. D4 é um evento rúptil predominantemente transtensivo, associado à colocação dos corpos graníticos anorogênicos de 1,88 Ga.

Faz-se importante ressaltar que a abordagem apresentada aqui para a interpretação dos conjuntos de estruturas reconhecidas difere consideravelmente daquela proposta por trabalhos anteriores para a evolução tectônica de Carajás, visto que Araújo & Maia (1991), Pinheiro & Holdsworth (2000) e Rosière *et al.* (2005) compreenderam as estruturas dos conjuntos D1 a D4 como pertencentes a um mesmo contexto evolutivo.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, O. J. B. & Maia R.G.N. de. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Programa Grande Carajás - Folha Serra dos Carajás (SB.22-Z-A), Estado do PA. Escala 1:250.000. Mapas, Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.il.2
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T. and Klein, E.L. (Eds.) Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogensis of the Amazonian Craton. Volume and Field Trip Guide. Belém, PRONEX-UFFPA-SBGNO, 99-150.
- Hasui, Y.; Haraly, N.L.E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Manaus. Anais, SBG-NO, p.129-148.
- Pinheiro, R. V. L. ; Holdsworth, R. E. 2000. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na Borda Leste do Craton Amazônico, Pará. Revista Brasileira de Geociências, 30 (4), 597-606.
- Rosière, C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S, Lobato. L.M., Silva L.L.da, Souza S.R.C.de, Mendes G.E. 2005. Structure and iron mineralization of the Carajás Province. Applied Earth Science: IMM Transactions section B, 115: 126-133.
- Santos, J. O. S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi, L. A. et al. (Ed). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 169-226.
- Tavares, F. M. & Gaia, C. M. S. 2012. Carta Geológica – Folha Serra Pelada (SB.22-X-C-VI). Escala 1:100.000. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. Precambrian Research, 42: 213-227.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (org.) 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Belém, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 328p.

## GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS

G.R.L. Feio<sup>a</sup>, R. Dall'Agnol<sup>b,c</sup>, E.L. Dantas<sup>d</sup>, M.J.B. Macambira<sup>b</sup>, J.O.S. Santos<sup>e</sup>, F.J. Althoff<sup>f</sup>, J.E.B. Soares

<sup>a</sup>Faculdade de Geologia (UFPA), campus de Marabá

<sup>b</sup>Programa de pós-graduação e Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências (UFPA)

<sup>c</sup>Instituto Tecnológico Vale, Brazil

<sup>d</sup>Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais (UNB)

<sup>e</sup>Centre for Exploration Targeting (UWA)

<sup>f</sup>Departamento de Geociências (UFSC)

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás, segmento mais antigo do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004, Santos et al. 2000), é dividida em dois domínios: (a) Rio Maria (3.0-2.86, Rolando & Macambira 2003; Almeida et al. 2011) e (b) Carajás (3.0-2.73 Ga, Pidgeon et al. 2000, Dall'Agnol et al. 2006, Vasquez et al. 2008, Feio et al. 2013). O Domínio Carajás compreende o subdomínio de transição (Dall'Agnol et al. 2006, Feio et al. 2013), que é embasamento da Bacia Carajás. A área de Canaã dos Carajás está localizada na porção nordeste do subdomínio de transição. Mapeamento geológico e estudos geocronológicos, geoquímicos e petrológicos realizados nos granitóides arqueanos da área de Canaã dos Carajás permitiram a definição de novas unidades granitóides que vieram a substituir inteiramente o Complexo Xingu, outrora dominante naquela área.

### GEOQUÍMICA

Em termos geoquímicos foram distinguidos dois grandes grupos de granitóides (Figura 1): (A) As unidades tonalítico-trondjemíticas que englobam o Complexo Tonalítico Bacaba e a Suíte Pedra Branca, que são geoquimicamente distintos dos típicos TTG arqueanos, e o Trondjemito Rio Verde similar às séries TTG (Fig. 1a); (B) As unidades graníticas que cobrem mais de 60% da superfície de Canaã e incluem cinco unidades distintas. Os granitos mesoarqueanos Canaã dos Carajás, Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada são compostos essencialmente de biotita leucomonzogranitos, enquanto que as rochas dominantes na Suíte neoarqueana Planalto são biotita-hornblenda monzogranitos a sienogranitos.

Os granitos Canaã dos Carajás e Bom Jesus e a variedade do Granito Cruzadão com razões La/Yb mais elevadas são geoquimicamente similares aos granitos cálcio-alcálicos, enquanto que as outras variedades do Granito Cruzadão são transicionais entre granitos cálcio-alcálicos e alcálicos (Fig.2b). O Granito Serra Dourada tem um caráter ambíguo em termos geoquímicos, pois apresenta similaridades ora com granitos cálcio-alcálicos, ora com os peraluminosos. Os granitos Canaã dos Carajás e Bom Jesus de Canaã são similares aos granitos com Alto-Ca, enquanto que os granitos Cruzadão e Serra Dourada se assemelham mais aos granitos Baixo-Ca do Cráton Yilgarn. As características geoquímicas dos granitos mesoarqueanos de Canaã se aproximam daquelas dos biotita-granitos arqueanos do Cráton Dharwar, mas os últimos são enriquecidos em HFSE e ETRP quando comparados com os granitos mesoarqueanos de Canaã. As variações acentuadas das razões Sr/Y e (La/Yb)<sub>N</sub> observadas nos granitos de Canaã devem refletir predominantemente diferenças composicionais nas fontes dos magmas graníticos com efeito subordinado da pressão. Uma pressão de 8 a 10 kbar e um ambiente crustal foi estimada para a geração dos magmas que apresentaram granada como uma das fases residuais tais como aqueles dos granitos Bom Jesus e similares.

Os granitos neoarqueanos da Suíte Planalto são ferrosos e similares geoquimicamente aos granitos reduzidos do tipo-A, tendo sido assim classificados em trabalhos anteriores, apesar de serem granitos sintectônicos. Porém, o ambiente tectônico e a associação entre a Suíte Planalto e rochas charnoquíticas levou-nos a propor que tais granitos sejam classificados como biotita-hornblenda granitos hidratados associados às séries charnoquíticas. A Suíte Planalto derivou da fusão parcial de rochas máficas a intermediárias toleíticas com ortopiroxênio similares àquelas do Complexo Pium.

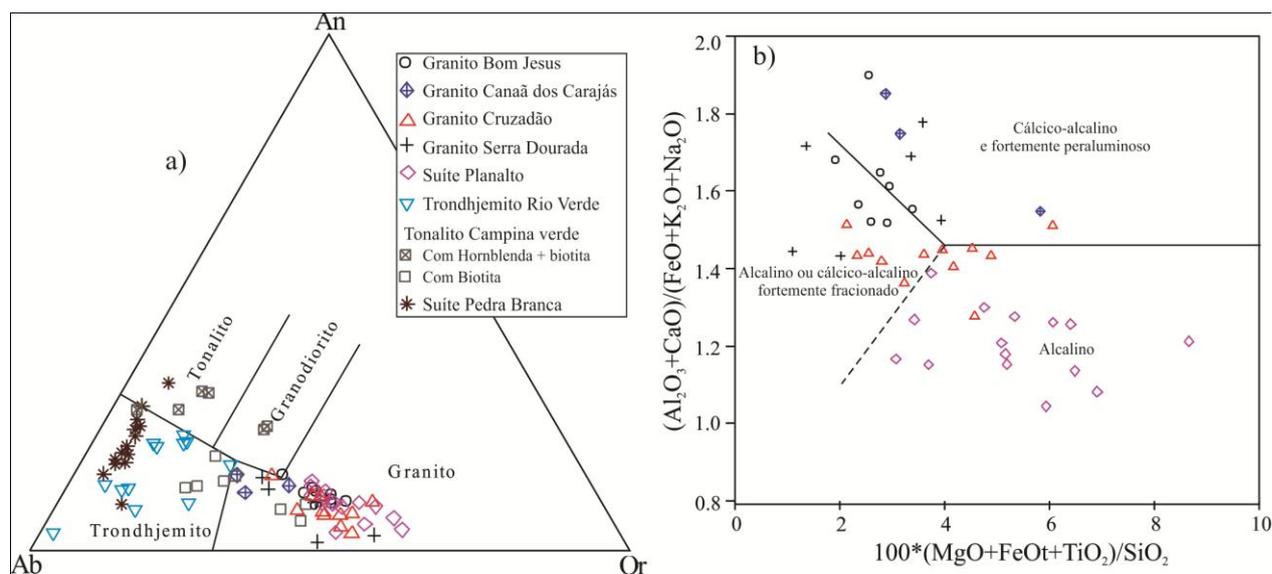


Figura 1: Diagramas geoquímicos mostrando a distribuição dos granitóides da área de Canaã dos Carajás. (a) Diagrama triangular normativo (O'Connor, 1965) com os campos de Barker (1979); (b) Diagrama de discriminação para leucogranitos (Sylvester, 1989).

## GEOCROLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Quatro grandes eventos magmáticos foram identificados, três de idade mesoarqueana e um de idade neoarqueana (Fig.2): (1) em 3,05-3,0 Ga ocorreu a formação do protólito do Complexo Pium e de rochas com idades similares cuja existência foi deduzida somente a partir de zircões herdados encontrados em diversas unidades; (2) em 2,96-2,93 Ga deu-se a cristalização do Granito Canaã dos Carajás e a formação das rochas mais antigas do Trondhjemito Rio Verde; (3) em 2,87-2,83 Ga foram formados o Complexo Tonalítico Bacaba, o Trondhjemito Rio Verde e os granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada; (4) no Neoarqueano, em 2,75-2,73 Ga foram originados as suítes Planalto e Pedra Branca e rochas charnoquíticas.

Entre as unidades Mesoarqueanas, o granito Canaã dos Carajás e Complexo tonalítico Campina Verde apresentam idades modelo Nd entre 3162 a 3050 Ma e  $\epsilon_{Nd}$  negativos -0,04 para -4,09. Por outro lado, os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (t) para o Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada granitos são positivos (2,31 e 0,12) com  $T_{DM}$  variando de 2999 a 2932 Ma. Nos granitóides Neoarqueanos (suítes Planalto e Pedra Branca e charnockitos), o  $T_{DM}$  varia de 3136 Ma a 2952 Ma e  $\epsilon_{Nd}$  é sempre negativo (-0,85 a -2,25), com exceção da amostra AMR-152 da suíte Planalto ( $T_{DM}$  de 2813 Ma e  $\epsilon_{Nd}$  de 1,38).

## DISCUSSÃO E EVOLUÇÃO CRUSTAL

O magmatismo granitóide arqueano de Canaã difere significativamente daquele encontrado na maioria dos crátons arqueanos, incluindo o terreno Rio Maria, porque o magmatismo TTG não é abundante, rochas sanukitóides não foram identificadas e rochas graníticas são dominantes. A Suíte Planalto não possui equivalente no terreno mesoarqueano de Rio Maria, nem tampouco aparentemente nos crátons de Yilgarn e Dharwar. Os contrastes entre Canaã e o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria não favorecem a hipótese de uma evolução tectônica idêntica ou muito similar para estes dois domínios arqueanos da Província Carajás. A crosta arqueana de Canaã não mostra caráter juvenil e a curva de evolução do Nd sugere a existência de uma crosta um pouco mais antiga na área de Canaã em comparação ao Terreno Rio Maria. A crosta de Canaã existe pelo menos desde o Mesoarqueano (ca. 3.2 a 3.0 Ga) e foi fortemente retrabalhada durante o Neoarqueano (2.75 a 2.70 Ga).

Um terreno similar ao da crosta Mesoarqueana de Canaã ou até mesmo a extensão da mesma deve corresponder ao substrato da Bacia Carajás; e o denominado subdomínio de 'Transição' apresentou, provavelmente, uma evolução distinta daquela do Terreno Rio Maria. A evolução Neoarqueana da Província Carajás foi marcada pela ascensão do manto astenosférico em um ambiente extensional, que provocou a formação da Bacia Carajás. Entre 2.73-2.7 Ga, o calor gerado pela colocação de magmas máficos induziu a fusão parcial da crosta inferior máfica e intermediária originando os granitóides das suítes Planalto e Pedra Branca, e os charnoquitos. A estreita relação entre a suíte Planalto e as rochas

charnoquíticas sugerem similaridades de evolução com o magmatismo formado em temperaturas elevadas comumente encontradas em limites de blocos tectônicos ou em sua zona de interação.

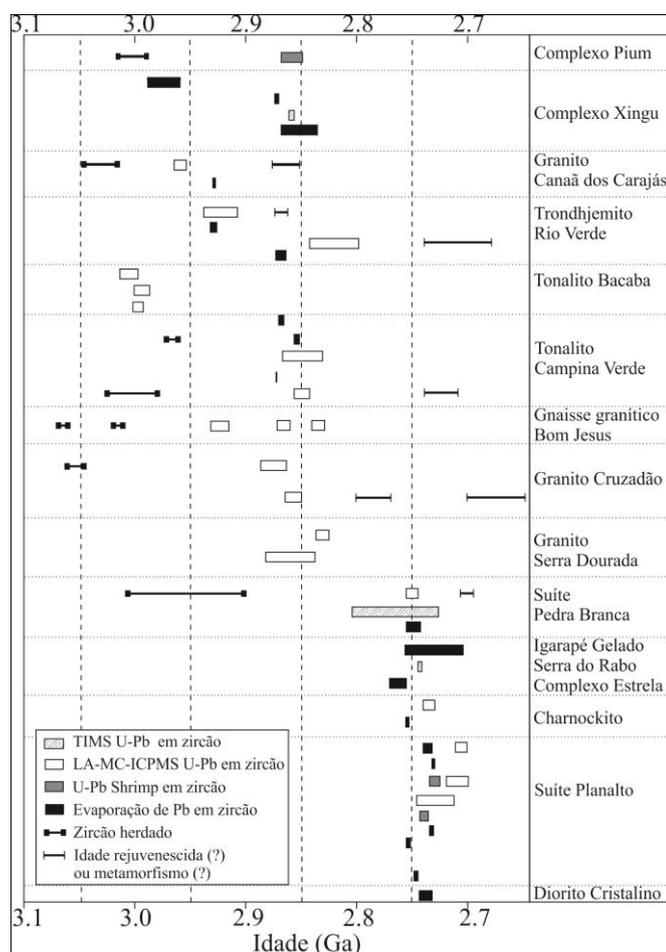


Figura 2: Síntese dos dados geocronológicos do subdomínio de disponíveis na literatura (fonte dos dados: ver tabela 2 em Feio et al. 2013).

## REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology and geo-chemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 187, 201–221.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. (Eds.), *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metal-logenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPA-SBGNO, pp. 99–150 (Volume and Field Trip Guide).
- Feio, G.R.L., R. Dall'Agnol, E.L. Dantas, M.J.B. Macambira, J.O.S. Santos, F.J. Althoff & J. E.B. Soares, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227: 157-185.
- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159–171.
- Rolando, A. P & M. J. B. Macambira, 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: *Expanded Abstracts 4o South American Symposium On Isotope Geology*: CDrom. Salvador.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A

new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 3, 453–488.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M., 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, pp. 471–486.

Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*, 328p.

## A NEW OUTLOOK ON THE GIANT SALOBO IOCG DEPOSIT: A MESOARCHEAN BASEMENT-HOSTED DEPOSIT, CARAJÁS PROVINCE

Gustavo H. C. Melo1(gustavodemelo@ige.unicamp.br), Lena V. S. Monteiro2(lena.monteiro@usp.com.br), Roberto P. Xavier1(xavier@ige.unicamp.br), Érika S. B. Santiago1(esbsantiago@ige.unicamp.br), Antonio F. F. Santos3(fabricio.franco@vale.com), Axel Torres3(axel@vale.com), Benevides Aires3(benevides.aires@vale.com)

1 - Geoscience Institute, University of Campinas – UNICAMP, Campinas, Brazil

2 - Geoscience Institute, University of São Paulo – USP, São Paulo, Brazil

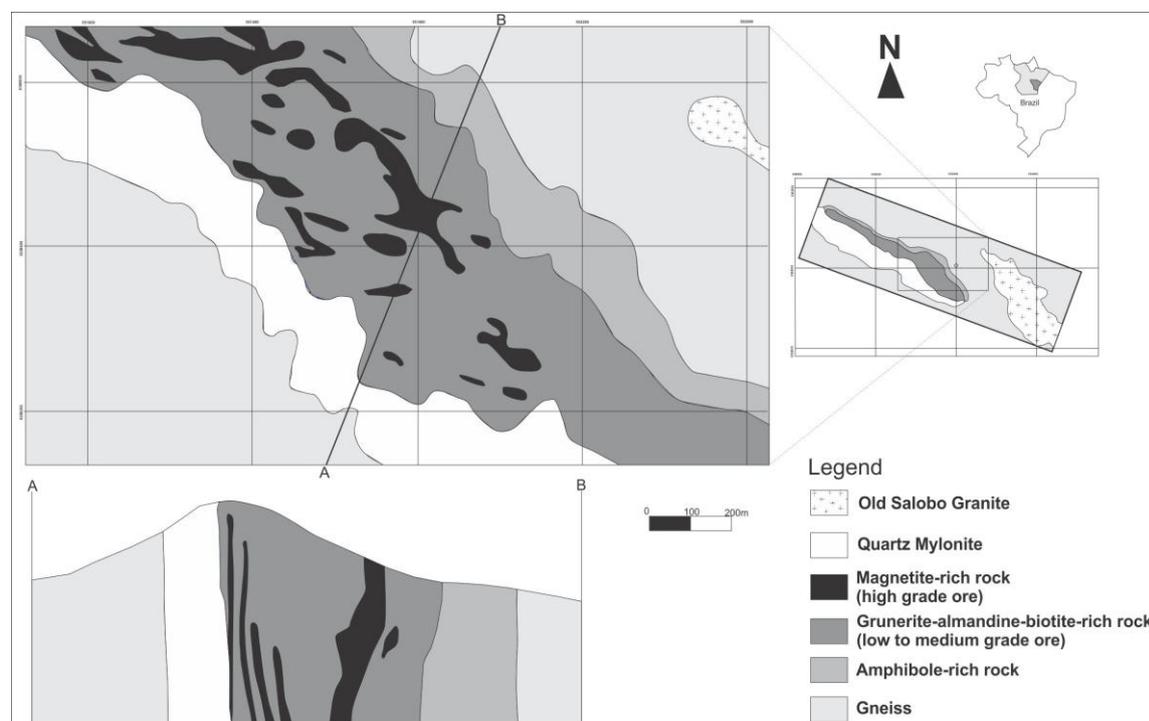
3 - Copper Department - VALE S.A.

### INTRODUCTION

The Carajás Province corresponds to an Archean block in southeastern part of the Amazon Craton and hosts Archean and Paleoproterozoic world-class oxide-copper-gold (IOCG) deposits. Amongst these deposits, Salobo stands out as one of the most important of this class in the world due to its giant reserves of 1.112 billion tons @ 0.69% wt% Cu and 0.43 g/t Au (VALE, 2012). The Salobo deposit occurs along the WNW-ESE-striking Cinzento Transcurrent Shear Zone located in the northern portion of the Carajás Province near to the limit with the Paleoproterozoic Bacajá Domain (Transamazonas Province; 2.26 – 1.90 Ga, Vasquez *et al.*, 2008). However, the evolution of the Salobo deposit has been considered controversial, especially regarding the nature of the host rocks and the relationship of the alteration-mineralization with the 2.56 Ga Old Salobo Granite (Réquia *et al* 2003). New geological, paragenetic and geochronological data presented for the Salobo deposit in this work intend to shed more light to these issues and lead to a new outlook for the evolution of the Salobo deposit.

### GEOLOGY OF THE SALOBO DEPOSIT

The Salobo host rocks were strongly ductilely deformed in the Itacaiúnas (ca. 2.7 Ga) and Cinzento ( $2.555 \pm 4$  Ma; Machado *et al.* 1991) shear zones (**Fig. 1**). Most part of the Salobo area is comprised by basement gneissic rocks. However, least deformed gneisses are recognized only in the outskirts of the shear zones, whereas inboard they display a penetrative NW-SE subvertical mylonitic foliation and incipient hydrothermal alteration.



**Figure 1.** Geological map and profile of the Salobo deposit showing the least-altered and hydrothermally altered rocks of the deposit within a NW-SE-striking shear zone (Modified from VALE).

The central zone of the deposit comprises intensely hydrothermally altered rocks variably mylonitised. Two granites crosscut the Salobo host rocks: the Old Salobo ( $2.573 \pm 2$  Ma; zircon U–Pb; Machado et al. 1991) and the Young Salobo ( $1.880 \pm 80$  Ma; Rb–Sr; Cordani 1981). Quartz mylonite has been identified in the hangwall zone by a crest in the relief of the deposit.

### **LEAST-ALTERED ROCKS**

The gneiss is a foliated rock with compositional banding, with composition ranging from granodiorite to sienogranite, whose plagioclase is oligoclase. Proximal towards ore and shear zone, the gneiss shows a mylonitic foliation and microstructures developed during shearing, such as quartz ribbon, deformation lamellae, undulose extinction, formation of subgrains in quartz, and deformation and bent twins in plagioclase. The mafic minerals seem to be hydrothermal phases represented by hastingsite, actinolite, and biotite. The Old Salobo Granite is alkaline, mesozonal, metaluminous, and syn-tectonic (Lindenmayer 1990). It is represented by foliated rock in some portions, has granodioritic to tonalitic composition, and augite and hastingsite (Lindenmayer 1990) as the mafic minerals. It shows a distinct hydrothermal alteration pattern from the gneiss and the mineralization zones, characterized by potassic alteration with potassium feldspar and propylitic alteration. The Young Salobo Granite is alkaline, metaluminous and anorogenic (Lindenmayer 1990). It is an isotropic rock with granodioritic composition that does not show evidences of expressive hydrothermal alteration.

### **HYDROTHERMAL ALTERATION**

The early stage of the hydrothermal alteration at Salobo is only recognized in distal and very restricted portions of the deposit. Hastingsite formation may represent an early and incipient sodic-calcic alteration related to the first fluid pulses of the hydrothermal system. However, it was observed only where the gneiss has no mylonitic foliation. A better developed and pervasive sodic-calcic alteration with actinolite associated with subordinated allanite, scapolite, and chalcopyrite has also been recognized in gneiss from distal portions of the deposit. Although there are some parts of the gneiss strongly replaced by actinolite, protolith textures may be recognized. The abundance of actinolite accompanies the intensity of hydrothermal alteration towards more deformed zones, where it gradually replaces primary minerals of the gneiss to form amphibole-rich rocks. Silicification occurs in fissural to pervasive style in several stages, showing undulose extinction, subgrain formation and ribbon texture, indicating its pre- to syn-tectonic crystallization.

The main hydrothermal alteration pattern can be recognized almost throughout the central zone of the Salobo deposit and encompasses iron enrichment revealed by the formation of Fe-rich amphibole (grunerite), which replaces the Ca-Na amphibole. Thus, it is possible to determine the evolution from the least altered hastingsite-(actinolite)-bearing gneiss to strongly hydrothermally altered grunerite-(actinolite)-rich rocks. In the latter, protolith characteristics have been completely obliterated. Fayalite also formed in the iron-rich alteration stage, likely representing the mineral phase of highest temperature (over 600 °C) formed during this alteration stage, commonly it has been replaced by greenalite. In the iron-rich alteration zones, there is also a large concentration of hydrothermal almandine and tourmaline. In isotropic portions of the rock, these minerals occur as idioblastic porphyroblasts of up to 4 cm and 2 cm diameter, respectively, and commonly contain grunerite inclusions. Stretched almandine and tourmaline crystals with pressure shadows are common in foliated rocks, indicating that these minerals may have been formed mostly prior the development of the mylonitic foliation. Potassic alteration with biotite also represents an important hydrothermal alteration at Salobo. Biotite replaces primarily the grunerite crystals in the least-altered zones. In strongly altered zones, biotite-rich rocks (over 60% of biotite) also contain almandine, tourmaline, and grunerite. It is also common the presence of stilpnomelane in zones of intense potassic alteration with biotite. Magnetite formation results in magnetite-rich rocks with more than 50% of magnetite, with idioblastic crystals in less deformed zones or highly stretched in more deformed rocks.

The Salobo deposit also shows a post-ore alteration that seems to overprint the hydrothermal alteration related to the main copper-gold mineralization stage, completely distinct from the previous stages. It is characterized by potassic alteration related to (i) an initial stage with potassium feldspar recognized in veins and veinlets; (ii) selective style resulting in replacement of garnet porphyroblasts by potassium feldspar; and (iii) intense pervasive alteration giving a strong red color for the altered rocks. Propylitic alteration composed of epidote, chlorite, sericite, and carbonate was also observed. Hematite

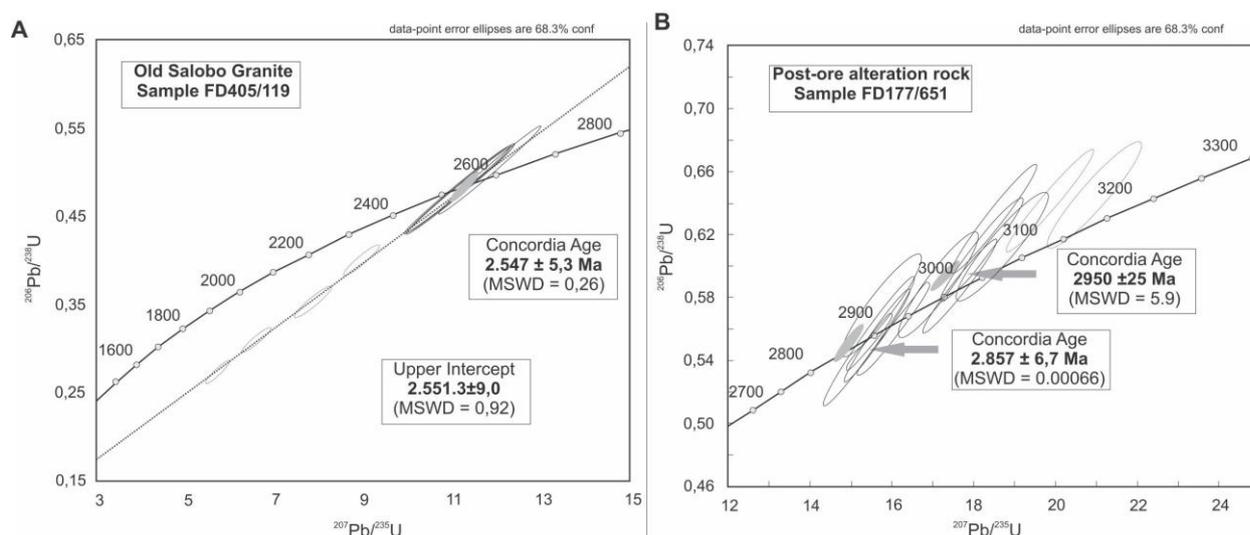
occurs strongly associated with potassium feldspar as tiny inclusions, but also replaces completely garnet and originates rocks variably enriched in hematite. This post-ore alteration pattern is very similar to that identified for the Old Salobo Granite.

### COPPER-GOLD ORE

The copper-gold ore is disseminated or confined in veinlets, commonly in zones of intense potassic alteration I (bt) and accompanied by iron-enrichment, which is denoted by the remarkable abundance of magnetite. The ore consists mainly of bornite and chalcocite commonly with myrmekitic-symplectite texture. Chalcopyrite, molybdenite, uraninite, ilmenite, graphite, Co-pentlandite, covellite, digenite, hematite, native copper, fluorite, and stilpnomelane have been also identified (Lindenmayer 2003). Gold occurs as inclusions in bornite, chalcocite, and chalcopyrite.

### GEOCHRONOLOGY

SHRIMP IIe U–Pb zircon data for host rock affected by late post-ore alteration and the Old Salobo Granite have been acquired at the CPGeo, University of São Paulo. For the Old Salobo Granite, thirteen zircon grains were analyzed and yielded a concordant age of  $2.547 \pm 5.3$  Ma (MSWD = 0.26) and a discordant age with upper intercept in  $2.551.3 \pm 9.0$  Ma (MSWD = 0.92) (Fig 2a). In the host rock affected by post-ore alteration twelve analyzed zircon grains yielded two concordant ages of  $2.950 \pm 25$  Ma (MSWD = 5.9) and  $2.857 \pm 6.7$  Ma (MSWD = 0.00066) (Fig 2b).



**Figure 2.** (a)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  diagrams for the Old Salobo Granite. (b)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  diagrams for host rock with post-ore alteration.

### DISCUSSIONS

Previous studies attributed volcanic rocks of the ca. 2.76 Ga Igarapé Salobo Group, such as basalts and dacites, as the main hosts to the copper-gold mineralization in the Salobo deposit (Lindenmayer 2003; Réquia *et al.*, 2003). Detailed characterization of the host rocks carried out in this study, however, reveal the predominance of variably deformed quartz-feldspathic rocks very similar to the basement migmatite-gneiss represented in the Salobo area by the Cascata and Upper Farias gneiss (Machado *et al.*, 1991). Therefore, it is proposed here that the Salobo deposit is likely hosted by basement rocks, which under high fluid/rock ratio evolved to rocks containing variable amounts of hastingsite-actinolite-, grunerite-almandine-biotite-tourmaline- and magnetite during hydrothermal alteration, which are crosscut by a NW-SE-striking shear zone that may have played an important role in the evolution of the Salobo deposit.

The precipitation of the ore may have been temporally associated with the iron-enrichment alteration, but it was intensified during the potassic alteration with biotite and magnetite formation. Post-ore hydrothermal alteration is distinct from the IOCG alteration. It is marked by potassic alteration with potassium feldspar (with hematite) and propylitic alteration, very similar to that observed in the Old Salobo Granite, suggesting a genetic relationship with its emplacement. Host rocks affected by different hydrothermal alteration stages, including the post-ore alteration, show two zircon population dated in

2.950 ± 25 Ma and 2.857 ± 6.7 Ma, consistent with those attributed to the basement rocks (2.859 ± 2 Ma, Machado *et al.* 1991). These ages are interpreted as the timing of crystallization of the igneous protolith and of medium to high grade metamorphism possibly accompanied by anatexis, respectively. The geochronological data also evidences that the hydrothermal alteration and ore zones have been developed from basement rocks at Salobo. New geochronological data constrain the age of the Old Salobo Granite at 2.547 ± 5,3 Ma, approximately the same age as previously obtained by Machado *et al.* (1991) (2.573 ± 2 Ma; zircon U–Pb).

If the emplacement of the Old Salobo Granite at 2.547 ± 5.3 Ma resulted in post-ore potassic and propylitic alteration that overprints the IOCG hydrothermal alteration and mineralization, an older age for the IOCG mineralization would be expected, without genetic relationship with the granitic intrusion. Previous Re-Os molybdenite dating by Réquia *et al.* (2003) points to ages of 2.576 ± 8 Ma and 2.562 ± 8 Ma, which would be related to a magmatic-hydrothermal system developed due to the Old Salobo Granite crystallization.

## 5 REFERENCES

- Lindenmayer Z.G. 2003. Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão. *In*: Ronchi L.H. & Althoff F.J. (eds). *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. Editora Unisinos, São Leopoldo, p.: 69–98.
- Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. 1991. U–Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 1–26.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**: 727-73.
- Vale. 2012. Vale obtains operation license for Salobo. <http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>. Accessed 04 february 2013.
- Vasquez LV, Rosa-Costa LR, Silva CG, Ricci PF, Barbosa JO, Klein EL, Lopes ES, Macambira EB, Chaves CL, Carvalho JM, Oliveira JG, Anjos GC, Silva HR 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas —SIG*: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará Organizadores, Vasquez ML, Rosa-Costa LT. 1:1.000.000. CPRM, Belém.

## MODELO EVOLUTIVO PARA A BACIA GRÃO PARÁ - PROVÍNCIA CARAJÁS

Joel Buenano Macambira

FAGEO/Instituto de Geociências/UFPA; Projeto INCT-Geociam, Email: joel@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

Na Província Carajás numerosas jazidas minerais foram descobertas nas últimas décadas, principalmente como resultado de programas de prospecção desenvolvidos por diversas empresas visando depósitos de Mn, Fe, Cu, Au, Al, etc. O mapeamento geológico dos depósitos foi detalhado (1:5.000 ou maior), com vistas à exploração, e dele resultaram colunas estratigráficas locais, envolvendo as rochas ocorrentes em cada depósito. Os mapas regionais, em escala 1:250.000 ou menor, inviabilizam a integração e correlação entre essas colunas locais, dificultando o estabelecimento de critérios de prospecção para outros depósitos e a compreensão da evolução geológica da região.

O Grupo Grão Pará (GGP) é uma das unidades litoestratigráficas mais importantes da região de Carajás, não só pelos ricos depósitos minerais que contém como também pela ampla ocorrência areal (6.000 km<sup>2</sup> somente na Folha Serra dos Carajás - SB.22-Z-A, segundo Araújo e Maia, 1991), exposição de significativos segmentos de pacotes rochosos – com até 20 km de extensão, relativa facilidade de estudo devido à ausência de metamorfismo regional (o que preservou o registro das condições de formação das suas rochas), grande disponibilidade de informações de detalhe nas áreas das minas e por representar testemunho de eventos geológicos marcantes na evolução de parte importante da crosta terrestre.

O (GGP) é uma sequência vulcanossedimentar arqueana, constituída, na base, pela Formação Parauapebas com 4 a 6 km de espessura, composta por basaltos com raras intercalações de riolitos. Em seguida, ocorrem os jaspilitos da Formação Carajás (100 a 400m de espessura), que são sobrepostos pelos basaltos e rochas sedimentares clásticas e químicas da Formação Igarapé Cigarra (crono-correlata do Grupo Igarapé Bahia), com 1 a 3 km de espessura. No topo encontram-se os siltitos e folhelhos carbonáticos da Formação Igarapé Boa Sorte (~320m de espessura), ocorrentes na área da Mina de Mn do Azul (Macambira, 2003). O GGP apresenta contatos tectônicos com as unidades subjacentes.

Neste trabalho propõe-se a avaliação de um modelo geológico evolutivo para o Grupo Grão Pará. Tal modelo permitirá situar os depósitos de Fe, as rochas da jazida de Mn do Azul e da jazida de Au do Igarapé Bahia num mesmo arcabouço geológico e evolutivo, a “bacia Grão Pará”.

### METODOLOGIA

Foi selecionada uma área de cerca de 300 km<sup>2</sup> na Serra Norte, envolvendo as jazidas N1 a N5, para o mapeamento geológico na escala 1:40.000. Em virtude da facilidade de acesso, disponibilidade de testemunhos de sondagens, possibilidade de acompanhamento do avanço das frentes de lavra e utilização da infra-estrutura da Vale, foi selecionada a área em torno das jazidas N4E e N4W para detalhamento. Nessa área foram observados os contatos, estabelecido o empilhamento, verificada a situação estrutural e coletadas amostras das formações Parauapebas, Carajás, Igarapé Cigarra e Igarapé Boa Sorte.

Análises petrográficas e minerográficas permitiram definir a composição mineralógica e as transformações que afetaram os jaspilitos e as demais rochas associadas. A determinação da composição química dos jaspilitos (BIFs) da Formação Carajás em seus elementos maiores, menores, traços e terras-raras, visou estabelecer a sua assinatura geoquímica, detectar tendências na sequência deposicional, avaliar as possíveis fontes para os elementos e caracterizar o ambiente de deposição.

A determinação da idade de deposição dos jaspilitos, pelo método Pb-Pb, seguiu a técnica de evaporação de zircão empregada no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA e as análises pelo método U-Pb seguiram a técnica de diluição isotópica TIMS-ID e também foram executadas na UFPA.

### RESULTADOS

As análises petrográficas demonstraram que os basaltos da Fm. Parauapebas e os jaspilitos da Fm. Carajás não foram afetados por metamorfismo regional e que as análises químicas podem representar a composição primária do sedimento que deu origem aos jaspilitos. Dados geoquímicos de Gibbs *et al.* (1986) demonstram evidências de contaminação crustal nos basaltos que, frequentemente, mostram feições diagnósticas de resfriamento brusco, tais como “cacos” de vidro recristalizado (cloritizado) e

cristais de feldspato com estruturas do tipo “hollow center”, “fivela” e “rabo-de-andorinha” indicando que devem tratar-se de hialoclastitos básicos ou mesmo tufos, extravasados sob a água. A presença de amígdalas, frequentes, indica que a profundidade de efusão foi inferior a 2.000 m de lâmina d’água.

O bandamento centimétrico dos jaspilitos é persistente e está perfeitamente preservado, assim como outras numerosas estruturas sedimentares que atestam uma profundidade de deposição entre 100 e 200m, abaixo da ação das ondas. A ausência de sedimentos clásticos intercalados indicam que o local de deposição da camada de BIF deve ter sido distante do litoral, provavelmente em uma plataforma. Foram observados ainda, esferulitos (20 µm de diâmetro) que são interpretados como possíveis microfósseis de algas unicelulares plantônicas. As análises químicas dos jaspilitos, principalmente dos ETR, permitem concluir pela influência hidrotermal submarina na fonte do ferro e do silício. A deposição das BIFs ocorreu num período de quiescência do vulcanismo, que durou de 2.754 a 2.744 Ma, aproximadamente (Macambira, 2003).

Os basaltos da Formação Igarapé Cigarra (FIC) parecem ser menos magnesianos que os da Formação Parauapebas, porém, segundo Gibbs & Wirth (1990) ambos são mineralógica e quimicamente indistinguíveis. Esse segundo vulcanismo, se espalhando diretamente sobre os jaspilitos recém-depositados da Formação Carajás, foi acompanhado da deposição de BIFs, que ocorrem como lentes nos basaltos. Em direção ao topo da FIC ocorrem principalmente quartzo-wackes e quartzo-arenitos, além de chert.

A Formação Igarapé Boa Sorte é composta essencialmente por siltitos com intercalações de folhelhos, ambos carbonosos (kerogênio) e carbonáticos (com presença de rodocrosita), com níveis arenosos em direção à base. Ela representa depósitos carbonáticos associados a sedimentos pelíticos e clásticos finos que poderiam marcar uma fase plataformal de fechamento da “bacia Grão Pará”.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A caracterização do ambiente tectônico onde evoluiu a bacia Grão Pará pode iniciar com a definição da crosta subjacente, se continental ou oceânica. A opção pela crosta continental está baseada principalmente em: 1) O vulcanismo toleítico da Formação Parauapebas apresenta características geoquímicas de contaminação com crosta continental; 2) O GGP foi depositado sobre rochas siálicas e; 3) Há ausência de rochas típicas de crosta oceânica na região. O tipo de movimentação que afetou a bacia poderia ser convergente ou divergente. Considerando a situação de crosta continental, se o movimento tivesse sido convergente levaria ao desenvolvimento de uma cadeia do tipo Himalaia, o que não é observado na região. Em função disso e do extenso vulcanismo da Formação Parauapebas, além da presença dos jaspilitos, atestando ambiente calmo, considera-se como mais provável a movimentação divergente.

Quanto à posição da bacia em relação a uma placa tectônica, ela poderia ser intra-placa ou marginal. O formato alongado e a natureza do preenchimento da bacia sugerem uma situação intraplaca. Uma bacia arqueana ensiálica, alongada, preenchida com rochas vulcânicas e sedimentares, sugere uma situação geotectônica do tipo rift continental. No entanto, a ausência de rochas de crosta oceânica, indica que a abertura não evoluiu até o surgimento dessa crosta e, portanto, admite-se que a situação seja semelhante à de um rift abortado, do tipo que hoje poderia corresponder ao rift do Mar Vermelho.

O rift que teria acolhido a bacia Grão Pará deve ter tido a direção WNW-ESE, que é a direção das principais estruturas do Complexo Xingu na região. Além disso, essa é a direção das ocorrências de rochas do GGP. A Falha Carajás também tem essa direção e é uma descontinuidade reativada várias vezes. Ela poderia representar uma geossutura a partir da qual teria iniciado a abertura do rift.

No Arqueano (pré- 2,76 Ga) a crosta rígida deve ter rompido e permitido o extravasamento de extensos derrames basálticos através de vulcanismo fissural. O magma, ao atravessar e assimilar crosta continental modificou as suas características químicas originais, o que possivelmente ocorreu com os basaltos da Formação Parauapebas.

A interação das lavas basálticas com a água do mar provocou intensa alteração hidrotermal nessas rochas e enriquecimento da água em diversos elementos, tais como Fe e Si. A água enriquecida formaria uma pluma quente que poderia ser deslocada para níveis mais rasos. Correntes de ressurgência poderiam deslocar essa água enriquecida para a plataforma continental, onde o encontro com águas oxigenadas poderia provocar a precipitação do ferro por oxidação. O Si estaria em teor tal, na água do mar, que a sua precipitação, por supersaturação, seria contínua. A deposição do ferro, por outro lado, seria intermitente, pois dependeria da disponibilidade de O<sub>2</sub> nas águas rasas. Esse O<sub>2</sub> poderia ser produzido por organismos,

como, por exemplo, aqueles que deram origem aos esferulitos observados nas BIFs ou aqueles que originaram o kerogênio nos siltitos manganésíferos. A disponibilidade de O<sub>2</sub> dependeria do ciclo de vida (possivelmente sazonal) dos organismos, o que causaria o bandamento tão persistente das BIFs da Formação Carajás.

A Formação Igarapé Cigarra representaria a retomada da atividade vulcânica, seguida pelo predomínio da sedimentação química e clástica, e o assoreamento da bacia. Teria início então o rebaixamento do nível do mar e começado uma fase de regressão marinha.

A presença de dois eventos vulcânicos foi acompanhada de atividade magmática plutônica, representada pela intrusão de corpos máfico-ultramáficos diferenciados (Luanga) atestando que toda a região sofria forte influência termal, a qual seria responsável pela disponibilidade de soluções hidrotermais tanto para precipitação de BIFs como para alteração dos basaltos.

Com a instalação da fase de regressão marinha, desenvolve-se uma nova plataforma que recebe o aporte de sedimentação clástica fina e pelítica associada com carbonatos manganésíferos ricos em matéria orgânica (Formação Igarapé Boa Sorte). Essa seqüência possivelmente não ocupou todo o entorno da bacia e acumulou somente onde condições de plataforma foram estabelecidas, onde hoje estão os depósitos de Mn do Azul, no trecho da estrada Azul-Bahia e possivelmente a sul de N1. A Formação Igarapé Boa Sorte registra o final da fase marinha da Bacia Grão Pará.

O modelo evolutivo proposto para a Bacia Grão Pará integra os depósitos de Fe, Mn e Au num único arcabouço geológico, com empilhamentos litológicos coerentes e idades compatíveis. Essa interpretação, particularmente visualizando o Grupo Igarapé Bahia como equivalente da Formação Igarapé Cigarra, torna o entendimento da estratigrafia da região mais coerente e lógico e pode servir como base para reunir as colunas litoestratigráficas dos diferentes depósitos num modelo integrado de média escala. Eventos localizados posteriores, tais como hidrotermalismo ligado ao alojamento do Granito Central de Carajás, ou tectonismo, ligado à reativação da Falha Carajás, ou mesmo intemperismo, levaram à formação de vários dos ricos depósitos de Carajás, embora seus proto-minérios pertencessem à mesma bacia Grão Pará.

## **AGRADECIMENTOS**

O autor agradece à Vale, pelo acesso aos dados e amostras, à UFPA pelo apoio de infraestrutura e ao INCT-Geociam pelo apoio financeiro.

## **REFERÊNCIAS**

- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.
- Gibbs A.K. & Wirth K.R. 1990. Geologic setting of the Serra dos Carajás Iron Deposits, Brazil. In: J.J Chauvel et al. (eds.) Ancient Banded Iron Formations. Athens, Theophrastus Publications, 83-102.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.S. 1986. Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geociências, 16(2):201-211.
- Macambira, J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. Tese de Doutorado. 217p.

## EVOLUÇÃO GEOLÓGICA MESOARQUEANA DO DOMÍNIO RIO MARIA, PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA CARAJÁS

José de Arimatéia Costa de Almeida<sup>1,2,4</sup> (ari@ufpa.br); Roberto Dall'Agnol<sup>1,2</sup> (robdal@ufpa.br); Marcelo Augusto de Oliveira<sup>1,2,5</sup> (mao@ufpa.br); Albano Antonio da Silva Leite<sup>1,5</sup> (albano@ufpa.br); Fernando Jacques Althoff<sup>1,3</sup> (fjalthoff@gmail.com)

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA);

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – IG – UFPA.

<sup>3</sup>Curso de Geologia – Universidade Federal de Santa Catarina.

<sup>4</sup>Faculdade de Geologia – Campus de Marabá – UFPA.

<sup>5</sup>Terrativa Minerais S.A.

### ASPECTOS GEOLOGICOS E EVOLUTIVOS DO DOMÍNIO RIO MARIA

A evolução magmática do Domínio Rio Maria (porção sul da Província Carajás) ocorreu entre 2,98 a 2,86 Ga e suas litologias são similares aquelas encontradas em outros terrenos arqueanos. As unidades mais antigas são representadas por *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas (2.98-2.90 Ga; metakomatiitos e metabasaltos com rochas metavulcânicas félsicas e intermediárias subordinadas, além de rochas metassedimentares) e por suítes TTG (Tonalito Arco Verde, 2,98 a 2,93 Ga; Trondhjemitó Mogno, ~2,96 Ga; Tonalito Caracol, ~2,93 Ga; e Tonalito Mariazinha, ~2,92 Ga). Após um intervalo de 50 M.a., o Domínio de Rio Maria foi novamente palco de intensa atividade magmática, com geração de suítes sanukitóides (2.87 Ga; Granodiorito Rio Maria, Quartz-diorite Parazônia, Granito Rancho de Deus, e rochas máficas associadas), rochas TTG mais jovens relacionadas ao Trondhjemitó Água Fria (~2.86 Ga), suítes de leucogranodioritos e leucogranitos (2,87 Ga; Suíte Guarantã, Granodiorito Grotão e rochas análogas; Almeida et al., 2010), e leucogranitos potássicos (~2.86 Ga; granitos Xinguara e Mata Surrão, além de rochas similares; Almeida et al., 2013).

Os *greenstone belts* foram derivados a partir de uma crosta oceânica composta principalmente de lavas basálticas e komatiíticas, metamorizadas na fácies xisto verde (Souza et al., 2001). As suítes TTG foram originadas a partir de fontes geoquimicamente similares aos basaltos do Supergrupo Andorinhas (Althoff et al., 2000; Leite, 2001; Almeida et al., 2011). Com base nas variações das razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, três grupos de TTGs foram identificados no Domínio Rio Maria: 1) grupo com alta razão La/Yb, apresentando altas razões Sr/Y e Nb/Ta, originado a partir da fusão de uma fonte de composição máfica, em condições de pressão relativamente elevada ( $\geq 1,5$  GPa), deixando granada e anfibólio no resíduo; 2) grupo com valor moderado da razão La/Yb, derivado de magmas gerados em condições intermediárias de pressão (~1,0-1,5 GPa), porém ainda no campo de estabilidade da granada; 3) grupo com baixa razão La/Yb, e também baixas razões Sr/Y e Nb/Ta, gerado a partir de magma formado em pressões comparativamente menores ( $\leq 1,0$  GPa), proveniente da fusão parcial de fonte anfibolítica, tendo plagioclásio como fase residual. Não há nenhuma correspondência temporal entre os diferentes grupos e os três períodos de formação de magmas TTG em Rio Maria.

A suíte sanukitóide Rio Maria (Oliveira et al., 2009, 2010, 2011) é intrusiva nos *greenstone belts* e nos tonalitos Arco Verde e Caracol e é seccionada pelos leucogranitos potássicos e Trondhjemitó Água Fria. Esta suíte é composta predominantemente por granodioritos, porém subordinadamente ocorrem monzogranitos, quartzo-dioritos e quartzo monzodioritos, além de rochas máficas acamadadas. A Suíte Guarantã compreende os plutons Trairão, Azulona e Guarantã, os quais são intrusivos no Tonalito Arco Verde. O Trondhjemitó Água Fria aflora na porção norte do Domínio Rio Maria e é contemporâneo ao Granito Xinguara. Este último plúton e o Granito Mata Surrão são intrusivos nas suítes TTG mais antigas e sanukitóides, e são as unidades mais representativa do magmatismo leucogranítico potássico do Domínio Rio Maria.

Os dados isotópicos de Nd, sugerem que a crosta de Rio Maria é juvenil e foi formada durante o Mesoarqueano. Somente para o Trondhjemitó Água Fria e para os leucogranitos potássicos, os dados indicam uma possível influência de crosta juvenil antiga na origem de seus magmas.

### MODELO GEODINÂMICO

Para explicar a evolução tectônica do TGGRM, propõe-se um modelo envolvendo a subducção de uma placa oceânica sob um platô oceânico espesso. Neste contexto, o grupo de TTGs com baixa razão La/Yb teria sido derivado de magmas originados pela fusão de metabasaltos da base do platô, em

condições relativamente mais baixas de pressão, ao passo que os grupos com razões La/Yb alta e moderada, seriam gerados a partir da fusão parcial de metabasaltos da crosta oceânica subductada, em condições de pressão mais elevada. Parte dos magmas TTG gerados a partir da fusão da placa oceânica subductada teria reagido com a cunha do manto durante sua ascensão e foi totalmente consumida, levando ao metassomatismo do manto.

Por volta de 2,87 Ga, ou seja, 50 milhões de anos após a formação da crosta tonalítica-trondhjemítica de Rio Maria, manifestações termais, possivelmente relacionadas a processo de *slab-break-off* ou à ação de plumas mantélicas, induziram a fusão do manto metassomatizado e levaram à geração de magmas sanukitóides. A ascensão desses magmas aqueceu a crosta de Rio Maria e possivelmente induziu a fusão de metabasaltos localizados na base da crosta, originando o magma parental do Trondhjemito Água Fria. A mistura desses magmas TTG mais jovens com líquidos graníticos enriquecidos em Ba e Sr oriundos da diferenciação de magmas sanukitóides resultaria na formação dos magmas leucogranodioríticos-leucograníticos que compõem a Suíte Guarantã (Almeida et al., 2010). A alta temperatura alcançada na base da crosta poderia ter induzido a fusão parcial de granitóides TTG, resultando assim na formação dos magmas dos leucogranitos potássicos. O Domínio Rio Maria é um bom exemplo de um terreno que experimentou uma evolução magmática complexa em um curto período de tempo. O alto grau de preservação de suas rochas magmáticas, faz com que este domínio seja uma área favorável para o entendimento da evolução magmática arqueana.

## REFERENCES

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187, 201-221.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for the granite magmatism in the Archean. *Lithos* 120, 235-257.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Leite, A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 103-126.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.-M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research* 104, 187-206.
- Leite, A.A.S., 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Federal University of Para. 330p. PhD Thesis. Graduated Program on Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences (in Portuguese).
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 146-160.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* 51, 2121-2148.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Almeida, J. A. C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos* 127, 192-209.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.-M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research* 109, 293-315.

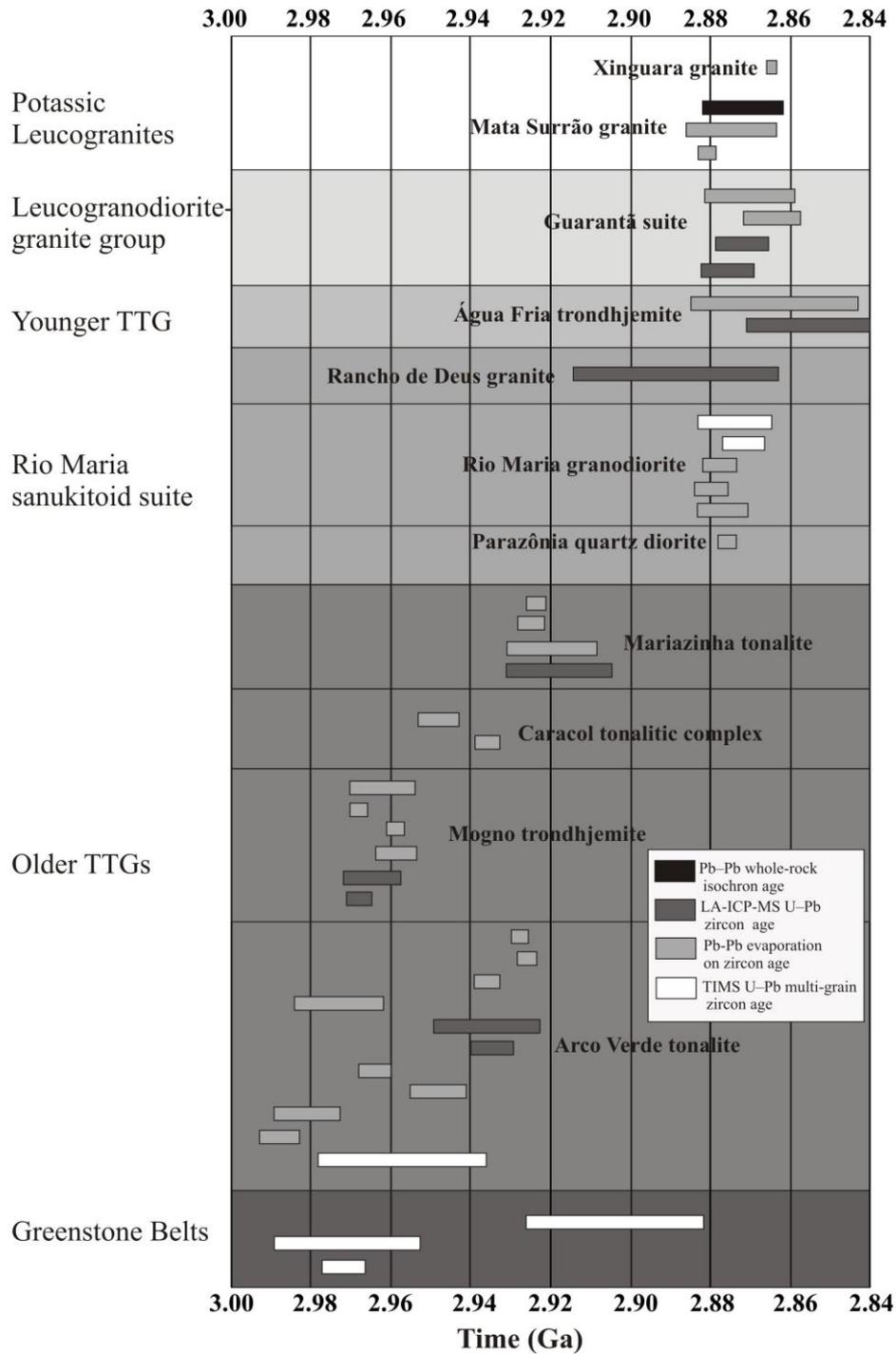


Figura 1 – Dados geocronológicos das unidades arqueanas do Domínio Rio Maria ( Almeida et al., 2010, modificado).

## INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS E SENSORES REMOTOS PARA A GERAÇÃO DE MAPAS LITOGEOFÍSICOS-ESTRUTURAIS NA PROVINCIA MINERAL DE CARAJÁS - PA: EXEMPLO DA FOLHA CALDEIRÃO

*Junny Kyley Mastop de Oliveira<sup>1</sup>, Lúcia Travassos da Rosa Costa<sup>1</sup>, João Batista Freitas de Andrade<sup>1</sup>, Mônica Mazzini Perrotta<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM – junny.oliveira@cprm.gov.br

### INTRODUÇÃO

Uma nova estratégia do Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM para projetos de mapeamento geológico está sendo implementada, com objetivo de agilizar a divulgação de resultados à sociedade. Esta nova abordagem prevê a publicação de um “Mapa Geológico Preliminar” um ano após o início dos projetos, e a divulgação dos produtos finais (Mapa Geológico, SIG e Nota Explicativa) ao final do segundo ano. Sob esta estratégia está sendo realizado o mapeamento geológico de 3 folhas na escala 1:100.000, localizadas no centro-leste do estado do Pará, vinculadas ao Projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil.

O Projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil, vinculado à Diretoria de Geologia e Recursos Mineraias/Departamento de Recursos Mineraias, é um projeto de abrangência nacional da SGB/CPRM, que na Superintendência Regional de Belém tem suas pesquisas direcionadas a cinco áreas específicas, localizadas na região de Carajás, Gurupi, Tapajós, Serra do Inajá e Sapucaia. Na área Carajás, um dos objetivos é cartografia geológica das folhas Caldeirão, Serra dos Carajás e Rio Verde, compatível com a escala 1:100.000, suportada por informações geológicas (novos dados e compilações), dados aerogeofísicos, produtos diversos de sensores remotos, com integração em ambiente SIG. Dados aerogeofísicos gamaespectrométricos e magnetométricos, obtidos com espaçamento de 500 metros entre as linhas de voo, através do Projeto Aerogeofísico Tucuruí (CPRM, 2010), são importantes subsídios para a cartografia geológica na escala de trabalho adotada.

As folhas em questão localizam-se na região de limite entre os domínios Carajás e Bacajá, na concepção de Vasquez & Rosa-Costa (2008), na região mundialmente conhecida como Província Mineral de Carajás (PMC). Os últimos trabalhos de cartografia geológica regional sistemática realizados pelo Governo Federal para a PMC datam da década de 90, realizados nas escalas 1:250.000 e suportados por levantamentos aerogeofísicos de baixa resolução. O nível de conhecimento geológico no que diz respeito à cartografia geológica regional, relações litoestratigráficas e contextualização tectônica ainda não é compatível com a importância metalogenética da região.

Neste trabalho é enfocada a Folha Caldeirão (SB.22-X-C-V – 1:100.000), que integra a Folha Serra Pelada (SB.22-X-C – 1:250.000), a qual foi mapeada na escala de 1:250.000 por Oliveira et al. (1994). Em 2004 e 2008 foram realizadas integrações geológicas nesta área, através dos projetos GIS BRASIL – Folha SB.22 - Araguaia (Faraco et al. 2004) e Mapa Geológico do Estado do Pará (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Com base nos trabalhos citados, pode-se sintetizar a geologia da referida folha como representada por sequências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (grupos Vila União e Rio Novo), pelo Granito Igarapé Gelado, pela Formação Águas Claras, que recobre parte do Supergrupo Itacaiúnas, e pela associação de alto grau representada pelo Complexo Cajazeiras. Todas estas unidades são admitidas como neoarqueanas. É registrado ainda o Granito Igarapé Pojuca, que representa um magmatismo anorogênico paleoproterozoico. No entanto, estima-se um arranjo litoestratigráfico mais complexo e diversificado para esta folha, uma vez que está posicionada no limite entre diferentes domínios tectônicos (Carajás/Arqueano e Bacajá/Paleoproterozoico), onde há associação tectônica de rochas de idades e origens distintas.

### METODOLOGIA

O mapeamento da Folha Caldeirão segue a metodologia do Termo de Referência de Levantamentos Geológicos (CPRM, 2006), no entanto, com algumas alterações propostas pelo novo Termo de Referência (em preparação). As atividades foram iniciadas no segundo semestre de 2012, tendo sido realizada uma fase pré-campo, de julho a agosto, a qual incluiu: 1) o tratamento da base planialtimétrica, com ajustes a partir de imagem Geocover; 2) compilações de dados da literatura e do Geobank em uma base cartográfica preliminar; 3) o tratamento e interpretação de imagens

aerogamaespectrométricas e aeromagnetométricas e de sensores remotos. Esta fase culminou com elaboração de um mapa litogeofísico-estrutural preliminar, focado neste trabalho, que permitiu o planejamento das etapas de campo e perfis geológicos. Foram realizadas 2 campanhas de campo, entre outubro e dezembro, quando foi possível o mapeamento de cerca de 30% da folha, na porção meridional.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesse trabalho é apresentado, como resultado da fase pré-campo, o mapa litogeofísico-estrutural da Folha Caldeirão, produzido a partir da integração de dados geológicos existentes, com imagens aerogeofísicas e de sensores remotos. Este mapa já demonstra avanços na cartografia geológica da área, no que diz respeito ao detalhamento de traços estruturais e à cartografia de unidades geológicas. Além disso, este mapa, a ser refinado com dados de campo e laboratoriais (ex. análises litoquímicas e geocronológicas), subsidiará a seleção de alvos para pesquisas metalogenéticas futuras.

Foram utilizadas na interpretação as imagens aeromagnetométricas Campo Total, Sinal Analítico, 2ª Derivada Vertical, Derivada Horizontal e Inclinação do Sinal Analítico. Estas imagens permitiram a definição de domínios magnéticos, de corpos lenticulares magnéticos, assim como realçaram lineamentos estruturais. Os corpos lenticulares magnéticos encontram-se dispostos em um *trend* NW-SE com inflexões para E-W. Na porção sul da folha, na região do Granito Igarapé Gelado, alguns foram mapeados em campo como corpos magnetíticos hidrotermalizados ou corpos anfíbolíticos. No domínio do Supergrupo Itacaiúnas, esses corpos representam principalmente formações ferríferas bandadas.

As imagens aerogamaespectrométricas utilizadas foram as dos canais individuais de K, Th e U, além do mapa de composição ternária. Estas imagens, conjugadas com imagens de sensores remotos, permitiram definir diversas unidades litogeofísicas, que podem ser previamente correlacionadas a unidades geológicas já conhecidas na literatura (ex. Complexo Vila União, Granito Igarapé Gelado, Complexo Cajazeiras), ou até podem representar novas unidades ainda não conhecidas. Neste contexto são destacados, por exemplo, corpos realçados por elevada concentração de Th e U, que se diferenciam das sequências metavulcanossedimentares circundantes, que exibem caracteristicamente uma assinatura de baixa radiação, assim como corpos realçados por baixas concentrações de K, Th e U na área cartografada como Granito Igarapé Gelado, este exibindo alta radiação.

A interpretação de imagens de sensores remotos (SAR-SIPAM, SRTM, LANDSAT- ETM-453, Pancromática) permitiu realçar os grandes lineamentos estruturais, a análise geométrica destes lineamentos, e a proposição de uma sequência cronológica relativa de formação de estruturas com direções NW-SE, E-W, NE-SW e N-S. Os lineamentos regionais NW-SE são contínuos, anastomóticos e infletem para E-W. Delineam os contatos das grandes unidades litogeofísicas, e são compartimentados/deslocados por lineamentos contínuos, ora retos, ora curvos, de direção NE-SW. Lineamentos N-S não são frequentes, mas recortam os demais, e, provavelmente hospedam diques básicos, conforme sugerem as imagens magnetométricas.

## REFERÊNCIAS

- CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006. Termo de Referência dos Levantamentos Geológicos.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2010. Projeto aerogeofísico Tucuruí: Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro, Lasa Prospecções S/A, 2010.v. 1. il. 17 v. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- Faraco, M.T.L. et al. 2004. Folha SB.22 – Araguaia. In: Shobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B, Leão Neto, R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (Ed.). Carta geológica ao milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília, CPRM. Cd-Rom.
- Oliveira J. R., Silva Neto C. S., Costa, E. J.S. (Org.). 1994. Serra Pelada. Folha SB. 22-X-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, CPRM. 248p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB.
- Vasquez M. L., Rosa-Costa L. T. (org.). 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Belém, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 328p.

## DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DA PROVÍNCIA CARAJÁS: EVOLUÇÃO E SOBREPOSIÇÃO DE EVENTOS ARQUEANOS E PALEOPROTEROZOICOS

Lena V. S. Monteiro<sup>1</sup> (lena.monteiro@usp.br), Carolina P. N. Moreto<sup>2</sup> (carolina.moreto@ige.unicamp.br), Roberto P. Xavier<sup>2</sup> (xavier@ige.unicamp.br), André L.S. Pestilho<sup>2</sup> (andrepestilho@gmail.com), Gustavo H. C. Melo<sup>2</sup> (gustavodemelo@ige.unicamp.br), Caetano Juliani<sup>1</sup> (cjuliani@usp.br), Marco A.S. Delinardo<sup>2</sup> (marcodelinardo@gmail.com), Érika S.B. Santiago<sup>2</sup> (esbsantiago@gmail.com)

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, SP

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Campinas, SP

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás apresenta a maior concentração conhecida de depósitos de cobre-(ouro) de alta tonelagem caracterizados por elevado conteúdo de magnetita-(hematita) e por sua associação com extensas zonas de alteração hidrotermal. Tais depósitos, que incluem Salobo, Igarapé Bahia/Alemão, Sossego, Cristalino, Alvo 118, além de vários outros em avaliação (Polo, Furnas, Visconde, Bacaba, Castanha, Bacuri, Jatobá) têm sido atribuídos a classe dos *iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits* (Huhn & Nascimento, 1997, Réquia *et al.*, 2003, Tallarico *et al.*, 2005, Monteiro *et al.*, 2008, Xavier *et al.*, 2012).

Os depósitos IOCG de Carajás compartilham evolução paragenética semelhante, com alteração sódica inicial (albita-escapolita), seguida por estágios de alteração sódica-cálcica (albita-actinolita) e potássica (biotita-ortoclásio), em geral sincrônica à mineralização. Esses depósitos também refletem evolução fluidal similar, com predominância de fluidos hipersalinos e quentes (> 500 °C) nos estágios iniciais e mistura progressiva com fluidos diluídos e frios em estágios tardios (Monteiro *et al.*, 2008, Xavier *et al.*, 2012).

A associação de todos esses depósitos com distintas porções de extensos sistemas hidrotermais regionais, contudo, é dificultada, uma vez que dados geocronológicos precisos não suportam a sincronidade dos eventos mineralizantes nesses depósitos. Na parte norte do Domínio Carajás, um importante evento metalogenético em ca. 2,57 Ga foi caracterizado nos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia (Réquia *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2005). Entretanto, estudos geocronológicos realizados por Moreto *et al.* (2013) nos depósitos do Cinturão Sul do Cobre não permitem associar todos os depósitos IOCG de Carajás a um único evento neoarqueno. Esses estudos revelam a importância de eventos múltiplos entre 2,71 Ga e 2,68 Ga associados à formação dos corpos Sequeirinho-Pista da Mina Sossego e dos depósitos Bacuri, Bacaba e, possivelmente, Castanha. Adicionalmente, eventos hidrotermais paleoproterozoicos foram também registrados no depósito Bacaba (ca. 2,05 Ga) e nos corpos Sossego-Curral (Mina Sossego) em ca. 1,90 a 1,87 Ga, em concordância com a idade atribuída à mineralização do depósito Alvo 118 (ca. 1,88 Ga; Tallarico 2004).

A compreensão da natureza dos múltiplos eventos de formação de depósitos IOCG no contexto da evolução tectônica da Província Carajás, assim como o reconhecimento dos efeitos da sobreposição desses eventos, representam novos desafios. A integração e reinterpretação do conjunto de dados litoquímicos e isotópicos dos depósitos IOCG de Carajás, a luz dos novos dados geocronológicos, contudo, possibilita a reconstituição da história evolutiva desses depósitos.

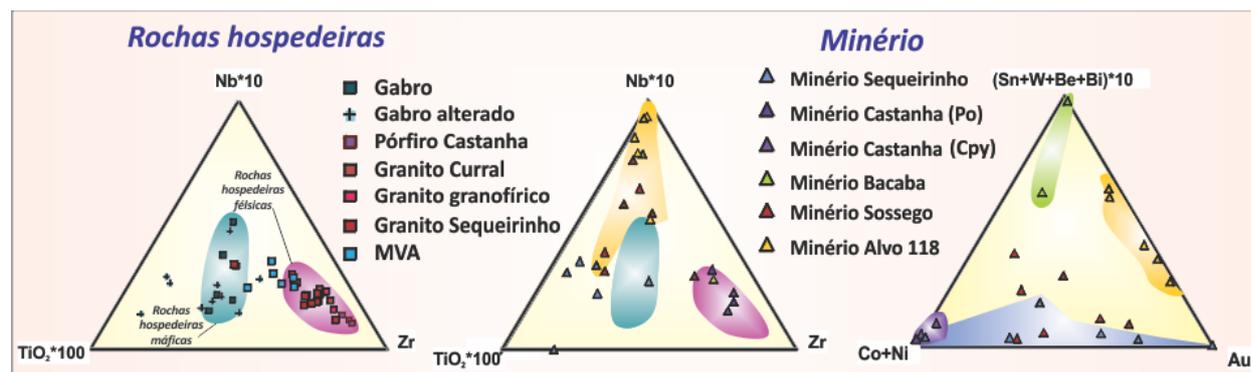
### RESULTADOS

Os depósitos IOCG do Cinturão Sul do Cobre são hospedados por unidades mesoarqueanas de ca. 3,0 Ga (Granito Sequeirinho e Tonalito Bacaba), ca. 2,97 Ga (rochas metavulcânicas félsicas com lentes de rochas metaltramáficas) e ca. 2,84 Ga (Granito Serra Dourada) e neoarqueanas, incluindo o Granito Granofírico Sossego, o Pórfiro Castanha e corpos de gabros e gabronoritos de ca. 2,74 Ga (U-Pb SHRIMP em zircão; Moreto *et al.*, 2013).

Os dados litoquímicos dos depósitos IOCG indicam que a assinatura geoquímica do minério nos depósitos arqueanos apresenta forte herança de suas rochas hospedeiras, principalmente quando considerados os conteúdos de (Nb\*10)-(TiO<sub>2</sub>\*100)-Zr (Figura 1). Como exemplo, os conteúdos de Nb-Ti-Zr do minério do Corpo Sequeirinho são semelhantes aos dos gabros e gabronoritos, enquanto a assinatura do minério do depósito Castanha é análoga a do Pórfiro Castanha que o hospeda. As amostras de minério dos depósitos paleoproterozoicos (Alvo 118 e Corpo Sossego), entretanto, apresentam

assinatura geoquímica distinta de todas as rochas hospedeiras identificadas na área dos depósitos, especialmente devido aos conteúdos mais elevados de Nb do minério. No depósito Bacaba, no qual sobreposição de evento hidrotermal paleoproterozoico foi identificada, as amostras de minério mostram composição intermediária entre a de suas rochas hospedeiras, tais como o Tonalito Bacaba e o Granito Serra Dourada, mesoarqueanos, e aquela do minério dos depósitos IOCG paleoproterozoicos.

Amostras de minério dos depósitos arqueanos (Sequeirinho e Castanha) também apresentam os conteúdos mais elevados de Ni+Co, enquanto o minério do Alvo 118 tem maiores conteúdos de Sn, W, Be, Bi e Y. Tanto o minério do Corpo Sossego como do depósito Bacaba apresentam composições intermediárias desses elementos. Razões entre ouro e urânio definem campos composicionais distintos separando os depósitos arqueanos daqueles que formaram-se ou registraram sobreposição de eventos paleoproterozoicos, devido aos conteúdos mais elevados de ouro nos últimos.

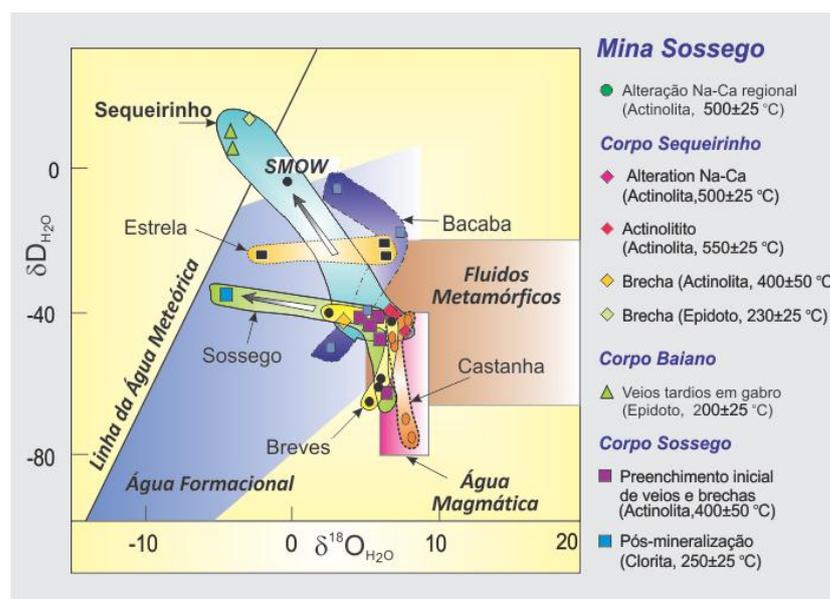


**Figura 1.** Diagramas ternários para rochas hospedeiras e amostras de minério dos depósitos IOCG Sossego, Castanha, Bacaba e Alvo 118.

Nos depósitos IOCG arqueanos, assinatura predominantemente magmática para os fluidos hidrotermais ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 6,0$  a  $7,8\text{‰}$  a  $550$  °C) e para a fonte de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}} = 0,9$  a  $3,5\text{‰}$ ) é característica do minério de Cu-Ni-Zn com predominância de pirrotita-pentlandita em associação com corpos de magnetitos do depósito Castanha (Pestilho, 2011). O minério do Corpo Sequeirinho foi formado por processos de mistura envolvendo fluidos magmáticos e externamente derivados, possivelmente marinhos ou meteóricos de baixa latitude, durante a exumação progressiva do sistema (Figura 2).

Eventos de sobreposição paleoproterozoicos no depósito Bacaba, arqueano, são também revelados pelas composições isotópicas da calcopirita ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}} = 1,3\text{‰}$  a  $5,4\text{‰}$ ) e dos fluidos hidrotermais ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 5$  a  $2\text{‰}$ ;  $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -50$  a  $-10\text{‰}$  a  $400$  °C), que apontam para contribuição de enxofre proveniente de redução termoquímica de sulfatos e participação significativa de água do mar (Figura 2) para o paleossistema hidrotermal (Pestilho, 2011).

Nos depósitos IOCG paleoproterozoicos a contribuição de fluidos superficiais ( $300$  a  $< 250\text{°C}$ ; salinidade  $< 10\%$  equiv. NaCl e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = -0,4$  a  $-5,2\text{‰}$  a  $300$  °C; Monteiro *et al.*, 2008; Torresi *et al.*, 2012) foi importante para a mineralização de cobre-ouro no depósito Alvo 118 e no Corpo Sossego. Nesses depósitos, formados em níveis crustais mais rasos, os valores mais elevados de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{cpy}} (>7,5\text{‰})$  também sugerem contribuição de sulfatos e de fluidos meteóricos (Figura 2), possivelmente vinculados aos paleoquíferos associados à Formação Águas Claras.



**Figura 2.** Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio do fluido hidrotermal em equilíbrio com minerais hidrotermais de depósitos cupro-auríferos de Carajás. Fonte dos dados: Sossego (Monteiro *et al.*, 2008a); Bacaba e Castanha (Pestilho, 2011), Estrela (Lindenmayer *et al.*, 2005) e Breves (Botelho *et al.*, 2005).

## CONCLUSÕES

A integração dos dados de isótopos estáveis indicam que os sistemas hidrotermais IOCG arqueanos (ca. 2,71 Ga a 2,68 Ga) foram híbridos e suas distintas porções revelam variável contribuição de fluidos magmáticos e externamente derivados. Assinaturas magmáticas são reconhecidas notadamente nos depósitos IOCG arqueanos com predominância de corpos de magnetitos com apatita (Castanha e Corpo Sequeirinho). Possivelmente essa assinatura reflete herança a partir de mecanismos de interação fluido-rocha envolvendo rochas hospedeiras reativas ricas em  $Fe^{2+}$  ou feldspato, principalmente relacionadas ao magmatismo bimodal de ca. 2,74 Ga, tais como os gabronoritos e rochas intrusivas félsicas de colocação rasa (Granito Granofírico Sossego e Pórfiro Castanha).

A assinatura química dos depósitos IOCG paleoproterozoicos indica afinidade com fluidos derivados de magmas graníticos reduzidos, alcalinos a subalcalinos, com maiores conteúdos de Nb, Sn, W, Be e Bi, embora tais rochas não sejam reconhecidas nas zonas mineralizadas. Tais dados sugerem mecanismos de interação dos fluidos hidrotermais com os granitos tipo A de ca. 1,88 Ga, ao longo da intersecção de falhas NE e NW com importantes descontinuidade translitosféricas arqueanas reativadas de direção aproximada E-W. Mistura com fluidos meteóricos favoreceram a deposição do minério, de modo análogo ao verificado em outros depósitos cupro-auríferos paleoproterozoicos, como Breves (Botelho *et al.*, 2005).

Sobreposição de eventos hidrotermais paleoproterozoicos em depósitos IOCG arqueanos, como no depósito Bacaba, resultam em assinaturas químicas e isotópicas intermediárias entre os depósitos arqueanos e paleoproterozoicos, o que se reflete na participação de água do mar e fontes oxidadas de enxofre (sulfatos) nos paleossistemas hidrotermais, condizentes com a evolução da composição química dos oceanos apenas após o Grande Evento de Oxidação.

Conjuntamente os dados litoquímicos e isotópicos permitem a identificação de: (i) grande diversidade de depósitos IOCG arqueanos em função de mecanismos de interação fluido-rocha ao longo dos corredores estruturais importantes e variável participação de fluidos com assinatura magmática e marinha, (ii) sobreposição de eventos hidrotermais arqueanos e paleoproterozoicos possivelmente refletindo a evolução tectônica do Domínio Bacajá em ca. 2,05 Ga, e (iii) a instalação de novos sistemas hidrotermais no Paleoproterozoico com herança tanto dos depósitos IOCG arqueanos preexistentes como do magmatismo tipo A de ca. 1,88 Ga.

**AGRADECIMENTOS:** Agradecimentos especiais são devidos à VALE, em especial a Márcio Godoy, Benevides Aires e Cleive Ribeiro. Essa pesquisa foi financiada com recursos de Projetos de Auxílio à Pesquisa CNPq (555065/2006-5, 472549/2009-0 e 303359/2008-0) e com apoio do INCT GEOCIAM (CNPq/ MCT/ FAPESPA 573733/ 2008-2) e ICAAF 053/2011 Convênio VALE/FAPESPA.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Botelho, N.F., Moura, M.A., Teixeira, L.M., Olivo, G.R., Cunha, L.M., Santana, M.U. 2005. Caracterização Geológica e Metalogenética do Depósito de Cu (Au, W, Mo, e Sn) Breves, Carajás. In: O.J. Marini, E.T. Queiroz, B.W. Ramos. (Org.). Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 339-389.
- Huhn, S.R.B., Nascimento, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (Coord.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém, SBG-Núcleo Norte, v. 1, p. 143-160.
- Lindenmayer, Z.G., Fleck, A., Gomes, C.H., Santos, A.B.S., Caron, R., Paula, F. de C., Laux, J.H., Pimentel, M.M., Sardinha, A.S. 2005. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: O.J. Marini, B.W. Ramos, E.T. Queiroz. (Orgs.). Caracterização de Depósitos Mineraiis de Distritos Mineiros da Amazônia. Brasília. DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 137-205.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43, 129-159.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D. 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Anais, Gramado, RS [CDROM]
- Pestilho A.L.S. 2011. Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 71 p
- Réquia, K., Stein, H., Fontboté, L., and Chiaradia, M., 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, 38, 727-738.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., McNaughton, N.J., Fletcher I.R., and Rego J.L., 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, 100, 7-28.
- Torresi I., Bortholoto, D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47, 299-323.
- Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., and Silva, F.H.F., 2012. The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. In: *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: a Tribute To Richard Sillitoe*. Special Publication of the Society of Economic Geologists.

## PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA PEDREIRA NOVO NASCIMENTO, PORÇÃO NORTE DE XINGUARA- PARÁ

Lilia Paula Almeida da Silva<sup>1</sup>; Davis Carvalho de Oliveira<sup>1</sup>

Universidade Federal do Pará<sup>1</sup>; e-mails: lilian.silva@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A área alvo deste trabalho de pesquisa está inserida no contexto geológico da Província Carajás (PC), no Domínio Rio Maria (VASQUEZ et al. 2008), sudeste do Estado do Pará. O Domínio Rio Maria é um terreno Arqueano onde ocorrem sequências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*, granitóides arqueanos, granitos anorogênicos paleoproterozóicos e diques associados (MACAMBIRA e LAFON 1995, MACAMBIRA e LANCELOT 1996, ALTHOFF et al. 2000, SOUZA et al. 2001, LEITE 2001, LEITE et al. 2004).

Trata-se da Pedreira Novo Nascimento localizada na região de contato entre os granitóides TTGs Tonalito Caracol, Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Água Fria com o Granito Xinguara (LEITE, 2001). Para tanto, foi proposto um estudo de caracterização petrográfica e mineralógica dos granitóides que afloram na referida pedreira.

### OBJETIVOS

O presente estudo tem como o objetivo caracterizar petrograficamente e mineralogicamente os granitóides arqueanos que ocorrem na região de contatos entre os granitóides TTGs e o Granito Xinguara incluindo a obtenção de composições modais para permitir a classificação das variedades de rochas identificadas e comparar os petrográficos e mineralógicos dessas rochas com outras unidades geológicas similares que ocorrem nas áreas circunvizinhas.

### METODOLOGIA

#### Pesquisa bibliográfica

Foi realizado levantamento bibliográfico com ênfase nos granitoides arqueanos da região de Xinguara, suas características petrográficas, relações de campo, geocronologia e química.

#### Trabalhos de Campo

Parte das amostras de rochas foi coletada em etapas prévias de campo e outra parte durante uma viagem de campo especificamente voltada para o trabalho.

#### Petrografia

A caracterização petrográfica contou com a descrição mesoscópica, seguida de estudos de lâminas delgadas que consistiu na descrição mineralógica detalhada das relações texturais nos granitoides estudados.

### RESULTADOS

O trabalho de campo permitiu a identificação de 3 unidades principais aflorantes na pedreira Novo Nascimento. Baseado na descrição macroscópica, caracterização petrográfica e análise modal foi possível constatar a ocorrência das três unidades que foram denominadas Grupo 1, Grupo 2 e Grupo 3. Os resultados foram plotados em diagramas Q-A-P (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 2002) e Q-A+P-M'. Em termos dos constituintes essenciais a proporção de feldspatos é o que difere essencialmente as rochas entre si.

O Grupo 1 é caracterizado por rocha de coloração cinza, textura fanerítica, equigranular média, hololeucocrática (Máficos ≈ 8 %) e levemente anisotrópica. Localmente é possível observar que amostras mais deformadas apresentam orientação de minerais, principalmente de máficos. É composta essencialmente por plagioclásio e quartzo, podendo conter ainda feldspato alcalino, além de minerais máficos (principalmente biotita).

Foram feitas análises modais em 05 amostras representativas deste grupo (PPA-03, ALP-1, PPB-04, PPD-06, PPC-02). A composição modal dos minerais essenciais apresenta variações nas proporções de plagioclásio (37,7-64,8%), quartzo (22,5%-46,8%) e feldspato alcalino (1,8-5%). Os minerais varietais são basicamente biotita (5,3-7,6%), muscovita (0,3-1,9%) e epidoto (0,4-1,7%). Zircão, opacos, titanita,

apatita e allanita entram na análise modal como acessórios primários que não foram registrados na contagem modal, com exceção da amostra PPC-02, com 1,2% de minerais opacos na contagem.

Das 5 amostras em que foram feitas análises modais 4 plotam exclusivamente no campo dos tonalitos e trondhjemitos (<10% de máficos; Le Maitre, 2002). Apenas uma amostra (PPB-04), apresenta maior concentração de feldspato alcalino em relação às demais, fazendo com que esta plote no campo granodiorítico, sendo bem próximo ao limite do campo tonalítico. Desta forma todas são consideradas de comportamento similar ao das séries cálcico-alcálicas trondhjemíticas/tonalíticas de baixo potássio (Lameyre e Bowden, 1982).

Microscopicamente a rocha tem textura principal granular hipidiomórfica e subordinadamente xenomórfica. É caracterizada por cristais bem desenvolvidos de plagioclásio com bordas recristalizadas, envolvidos por matriz incipiente granoblástica fina marcada por contatos em junção tríplex. Os constituintes máficos são em maior proporção biotita e epidoto e subordinadamente titanita. Tem como minerais acessórios muscovita, allanita, apatita, zircão, opacos.

O Grupo 2 é caracterizado por rocha com coloração cinza, textura fanerítica, equigranular grossa, leucocrática (Máficos ≈ 12 %) e anisotrópica. De modo geral está deformada sendo possível observar orientação de minerais, principalmente de máficos. É composta essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, além de minerais máficos (principalmente biotita). As medidas do padrão estrutural obtidas na fase de campo, da foliação presente neste litotipo, tem direção dominante NE-SW a N-S.

Sua composição modal apresenta variações nas proporções de plagioclásio (49,7 a 58,4%), quartzo (32,8% e 40,6%); feldspato alcalino (0,1-1,2%). Os minerais varietais são biotita (10,5-13%), epidoto (2,3%). Muscovita (0,4%-1,7%). Zircão, opacos, titanita, apatita e allanita entram na análise modal como acessórios primários (presente na rocha, mas não registrado na contagem modal). Das 5 amostras selecionadas para a análise modal todas plotam exclusivamente no campo dos tonalitos e trondhjemitos, sendo estas denominadas de tonalitos ( $M' > 10\%$  de máficos; Le Maitre, 2002). São consideradas de comportamento similar ao das séries cálcico-alcálicas trondhjemíticas/tonalíticas de baixo potássio (Lameyre e Bowden, 1982).

Em escala microscópica a rocha tem textura principal granular variando de hipidiomórfica a xenomórfica. Mineralogicamente é similar ao Grupo 1, sendo caracterizada por fenocristais de plagioclásio que variam de hipidiomórficos a fortemente xenomórficos envolvidos em matriz média a fina recristalizada. Desta forma duas características principais diferem este grupo do Grupo 1: granulação e intensidade de recristalização na rocha.

O Grupo 3 corresponde a rocha com coloração rosa claro, textura fanerítica, equigranular média, hololeucocrática (≈ 3%) e levemente anisotrópica. Nesta unidade ocorre uma variação local para granulação grossa a muito grossa, com porções com texturas pegmatóides. É composta essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino. Ocorrem ainda veios pegmatóides de composição granítica cortando toda a rocha.

A composição modal dos minerais essenciais apresenta variações nas proporções de plagioclásio (22,2-58%), quartzo (27,4%-44,9%) e feldspato alcalino (27,2-49,1%). Os minerais varietais são basicamente biotita (0,6-7%), muscovita (0,3-1,9%). Epidoto (0,2-0,9%) e opacos (0,2-0,7%) aparecem como acessórios. Zircão, titanita, apatita e allanita entram na análise modal como acessórios primários (Tr - mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal). O epidoto associado à saussuritização do plagioclásio e carbonato são os minerais acessórios secundários.

Apesar da diferença textural entre as amostras do litotipo, das 6 amostras selecionadas para a análise modal 1 plota no campo dos monzogranitos (PPA-04) e 2 plotam no campo dos sienogranitos (ALP-3 e PPA-05) mostrando que as variações composicionais são pequenas. As amostras correspondentes às bordas deste litotipo plotam no campo dos granodioritos (PPA-06, PPA-07 e PPB-05). Para tanto este trabalho considera apenas os monzogranitos e sienogranitos como representantes da composição deste grupo, pois as porções de composição granodiorítica tratam-se da borda do corpo rochoso.

Microscopicamente a rocha tem textura principal granular hipidiomórfica. É caracterizada por cristais bem desenvolvidos de plagioclásio e feldspato alcalino, com bordas recristalizadas envolvidos em matriz incipiente granoblástica fina.

## CONCLUSÕES

A partir da reunião de dados petrográficos e de análise modal, foi possível a distinção de 3 unidades na Pedreira Novo Nascimento. O Grupo 1 corresponde a um trondhjemitóide levemente anisotrópico, o Grupo 2 corresponde a um tonalito com bandamento magmático e o Grupo 3 corresponde a um granito com variação composicional de monzogranito a sienogranito. Petrograficamente e composicionalmente os grupos 1, 2 e 3, definidos neste trabalho podem ser correlacionados aos granitoides identificados na área em estudos anteriores e, poderiam corresponder respectivamente ao Trondhjemitóide Água Fria, Tonalito Mariazinha (medidas de padrão auxiliaram esta correlação) e Granito Xingura, no entanto estudos mais aprofundados estão sendo realizados para a correlação destes grupos de rochas com os granitoides da região.

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*.
- Dall'agnol, R., Oliveira, D.C., 2006. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites.
- Leite, A.A.S., 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xingura, SE do Cráton Amazônico. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, tese de doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa.
- Leite, A. A. S., Dall'agnol, R., Macambira, M. J. B., Althoff, F. J., 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xingura (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*.
- Macambira, M. J. B., Lafon, J.-M., 1995. Geocronologia da província mineral da Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Serie Ciências da Terra* 7.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará: escala 1:1.000.000*. Belém: CPRM, 2008.

## GRANITÓIDES NEOARQUEANOS (2,73 – 2,75 Ga) ASSOCIADOS AO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, CANAÃ DOS CARAJÁS (PA)

Marco Antonio Galarza<sup>1</sup>, Davis Carvalho de Oliveira<sup>2</sup>, Edson Alves Rodrigues<sup>3</sup>,  
Ana Cláudia Martins<sup>3</sup>, Arlete Neves dos Santos<sup>3</sup>

<sup>1-2</sup>INCT GEOCIAM, PPGG, IG-UFGA, antogt@ufpa.br, <sup>3</sup> Faculdade de Geologia, IG-UFGA

### INTRODUÇÃO

O Diopsídio-norito Pium aflora entre as localidades de Vila Feitosa e Cedere III, município de Canaã dos Carajás, localizado na porção do subdomínio de Transição entre os Domínios Rio Maria e Carajás. É um corpo alongado de aproximadamente 35 km, paralelo a foliação regional E-W, sendo formado por rochas de composição norítica a gabrítica e os granitóides associados e inclusos no Diopsídio-Norito Pium são rochas que apresentam similaridades com o magmatismo tipo Planalto e com a Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás. O trabalho apresenta os resultados obtidos através de análises petrográficas e geocronológicas de granitóides associados e inclusos na região do Diopsídio-norito Pium e faz algumas contribuições para o avanço do conhecimento geocronológico bem como a compreensão da evolução crustal deste segmento da Província Carajás.

### METODOLOGIA

(a) levantamento bibliográfico; (b) viagem de campo e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geocronológicos; (c) petrografia: para a caracterização petrográfica foi realizado um estudo macroscópico prévio que serviu de base para a seleção de 14 amostras visando à confecção de lâminas delgadas. Posteriormente foram feitas descrições e classificação destas amostras. A classificação das diferentes variedades faciológicas das rochas baseou-se de acordo com análises modais em amostras representativas dos granitóides estudados, utilizando-se um contador de pontos da marca Swift, onde foram contados em média 1800 pontos por amostra. Os dados obtidos foram plotados no diagrama QAP para classificação (Streckeisen 1976), permitindo a classificação adequada das rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS; (d) geocronologia: para o estudo geocronológico foram utilizados os métodos: Pb-Pb em zircão (Kober 1986, Gaudette et al. 1998), utilizando um espectrômetro de massa Finnigan MAT262 e Sm-Nd, idade modelo -  $T_{DM}$ , utilizado um espectrômetro de massa com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) do Laboratório de Geologia Isotópica do IG / UFGA (PARÁ-ISO).

### RESULTADOS E CONCLUSÕES

O magmatismo granítico associado e/ou incluso na região onde aflora o Diopsídio-norito Pium de idade 2,74 Ga (Santos 2012) apresenta similaridade com os granitóides aflorantes na região de Canaã dos Carajás e regiões circunvizinhas, assim como é também intensamente afetado por eventos tectônico-magmáticos relacionados à evolução da Bacia Carajás (Dall'Agnol et al. 2006). As unidades do Subdomínio de Transição são rochas arqueanas a neoarqueanas, sendo presentes nessa região rochas do Diopsídio-norito Pium, Complexo Xingu, Granito Planalto e Suíte Plaquê (Figura 1).

Este magmatismo é constituído essencialmente por rochas leucocráticas (5 a 20% de máficos) de composição sienograníticas a tonalíticas. Apresentam cores cinza esbranquiçada com tons rosa e preto que correspondem a minerais máficos. A textura é fanerítica, equigranular de granulação média a grossa, anisotrópica. Os corpos graníticos apresentam-se moderada a fortemente deformados, o que possibilitou a produção de uma orientação preferencial moderada a forte dos minerais, sobretudo do quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e minerais máficos, definindo assim uma foliação. No entanto estas rochas apresentam microscopicamente feições magmáticas, de granulação média a grossa, com a presença de cristais maiores e outras ocasionadas pela deformação, que desestabilizou os minerais primários formando os neoblastos mais finos. O estudo petrográfico e de acordo a classificação de Streckeisen (1976) mostrou que as rochas possuem variações texturais e mineralógicas que permitiram identificar quatro variedades petrográficas: Biotita-Hornblenda Tonalito (amostra AMD-01A); Biotita-Hornblenda Granodiorito (amostras: CMD-01, CMD-02 e TDM-13); Monzogranito com ou sem hornblenda e/ou biotita (amostras: AMD-02, AMD-03, TDM-01, TDM-02, TDM-03, TDM-04, TDM-05 e FDM-02) e Biotita Sienogranito com ou sem hornblenda (amostras: AMD-01B e TDM-09).

Os dados geocronológicos apresentaram idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  com sentido geológico muito semelhante às idades já lançadas na literatura para o Subdomínio de Transição (Feio et al. 2013, 2012; Oliveira et al. 2010). As idades médias obtidas pelo método de evaporação-ionização de Pb em monocristais de zircão para os Biotita-Hornblenda Monzogranitos (AMD-02, AMD-03, TDM-01 e TDM-03) foi de  $2732\pm 1$  Ma,  $2735\pm 2$  Ma,  $2742\pm 1$  e  $2740\pm 1$  Ma-) e para os Biotita-Hornblenda Granodioritos (CMD-01, CMD-02 e TDM-13) foram de  $2733\pm 1$  Ma,  $2740\pm 1$  Ma e  $2739\pm 1$  Ma, respectivamente. O Biotita-Hornblenda Tonalito (AMD-01A) forneceu a idade de  $2741\pm 1$  Ma e o Biotita-Hornblenda Sienogranito (AMD-01B) apresentou a idade de  $2736\pm 2$  Ma. As idades foram interpretadas como idades de cristalização para essas rochas (Figura 2).

As análises Sm-Nd em rocha total foram realizadas em 12 amostras de rochas das principais variedades que compõem os granitóides estudados. O objetivo foi determinar as suas idades-modelos  $T_{\text{DM}}$  e o valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , sendo estas calculadas através das idades de cristalização. Os valores de Sm variam de 4,68 a 34,05 ppm e de Nd entre 33,9 a 199,92 ppm. Estes valores são elevados e considerados esperados para esse tipo de rocha. As idades modelos  $T_{\text{DM}}$  calculadas através da equação de DePaolo (1981) para essas rochas situam-se no intervalo de tempo entre 3,11 a 2,91 Ga sugerindo que as rochas são derivadas de protólitos mais antigos separados do manto a 3,0 Ga sendo fortemente retrabalhados durante o Neoarqueano (2,75 - 2,73 Ga), em concordância com o último evento magmático proposto por Feio et al. (2013), enquanto que os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  entre -2,22 e 0,30 indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese (Figura 3). Com base nos dados geocronológicos e de geoquímica isotópica pode-se sugerir para estes granitóides um típico ambiente transpressional, associado ao estágio de inversão da Bacia, como discutido por (Feio et al. 2013), sugerindo que os granitóides foram formados nesse ambiente relacionado à deformação regional neoarqueana que afetou o Domínio Carajás. Assim, as idades modelo obtidas confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano como fora proposto por vários autores para a região do Domínio Carajás (3,2 - 2,9 Ga); Domínio de Transição (3,1 - 2,9 Ga) e Domínio Rio Maria (3,0 - 2,9 Ga).

## REFERÊNCIAS

- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogeneses of the Amazonian Craton. Abstracts, Belém, PRONEX/SBG-NO, 150p.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo D.J. & Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotope variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Danta E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.*, 227:157-185.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Oliveira D.C., Macambira M.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73.
- Galarza M.A., Santos A.N., Martins A.C.F., Oliveira D.C., Santos P.J.L. 2011. Geocronologia do Magmatismo tipo Planalto associado ao Complexo Pium, porção Oeste de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás, Província Carajás In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 12, Boa Vista, Res. Expandido. CD-ROM.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11:351-363.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjémítica na região de Canaã dos Carajás: TTGs com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(1):182-193.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Miner. Petrology*, 93: 482-490.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., SILVA M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás, In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, CD-ROM.

Santos R.D. 2012. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-norito Pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás. Dissertação, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 82p.

Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Review, 12: 1-33.

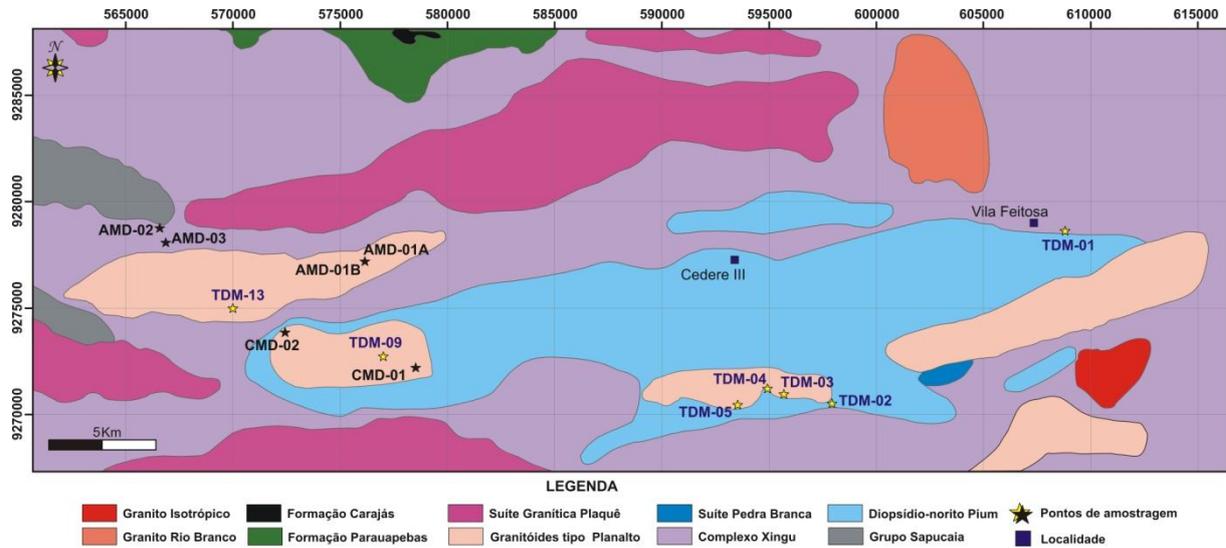


Figura 1. Mapa geológico e de amostragem da área de estudo (Modificado de Gomes & Dall’Agnol 2007).

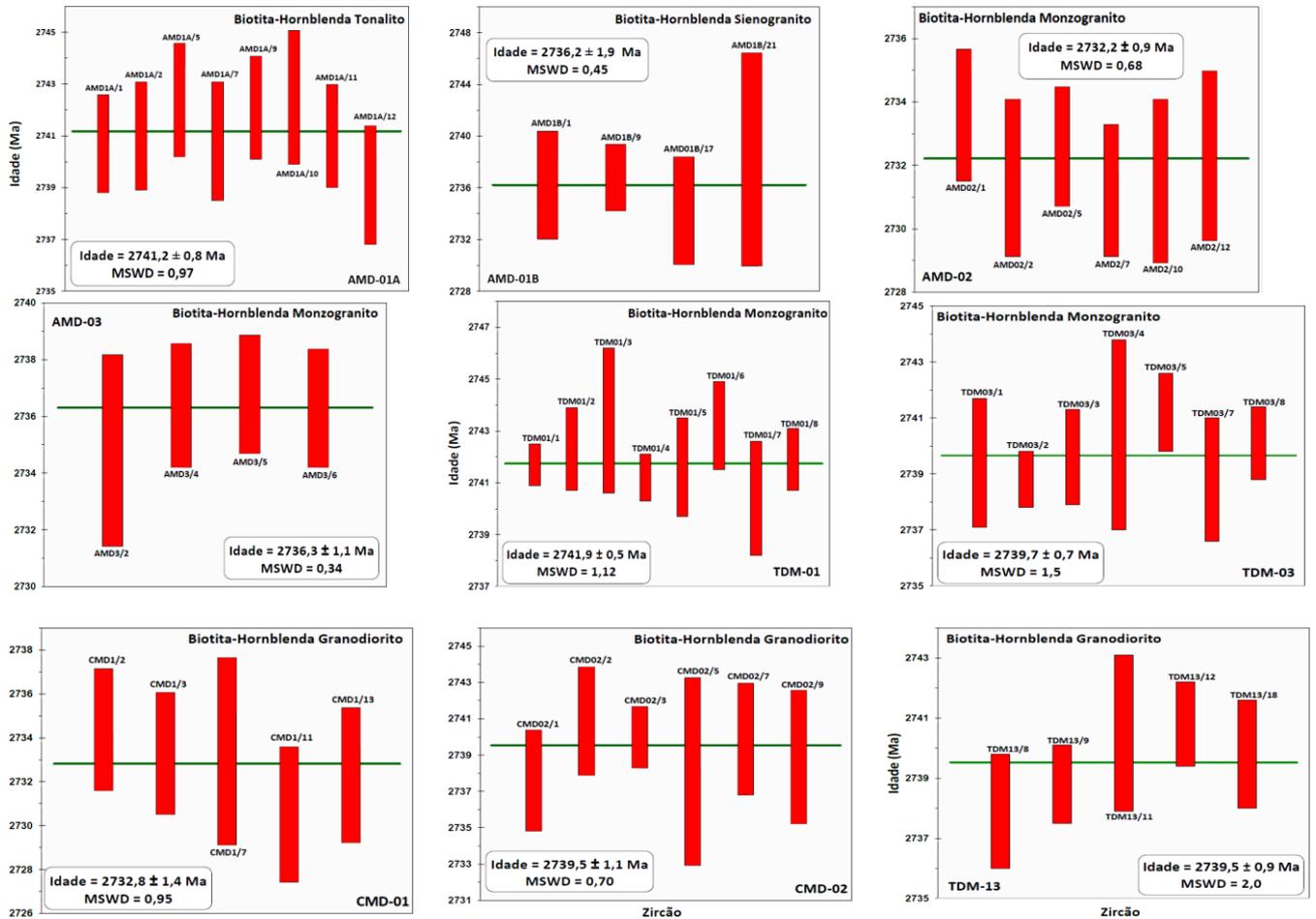


Figura 2. Espectro de idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (em Ma) para os zircões dos granitóides estudados.

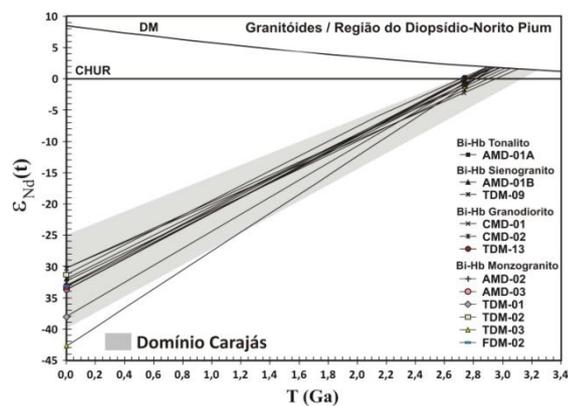


Figura 3. Diagrama  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd das rochas granitóides.

## GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS – PARÁ

Patrick Araujo dos Santos<sup>1,2\*</sup>, Mayara Fraeda Teixeira<sup>1,2</sup>, Roberto Dall'Agnol<sup>1,2,3</sup>, Fabriciana Vieira Guimarães<sup>1,2</sup>

1 - Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e INCT de Geociências na Amazônia (GEOCIAM), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém (PA), Brasil.

2 - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), IG-UFPA, Belém (PA), Brasil.

3 - Instituto Tecnológico Vale (ITV), Belém (PA), Brasil

patrick.santos86@gmail.com, mayfraeda@gmail.com, robdal@ufpa.br, fabricia@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC), situada no norte do Brasil, é o mais importante segmento arqueano do Cráton Amazônico (Vasquez *et al.* 2008). Recentes estudos efetuados no extremo leste do Subdomínio de Transição (SDT) da PC (Santos *et al.* submetido), nas proximidades do município de Sapucaia, sudeste do estado do Pará, revelaram que dominam naquela área associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) com características compatíveis com as típicas suítes TTG arqueanas (Moyen & Martin, 2012). Esses estudos encontram-se sumarizados neste trabalho e representam uma contribuição para os avanços na compreensão das associações TTG e da evolução magmática e tectônica do Subdomínio de Transição e de suas relações com os diferentes domínios da PC.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás compreende dois importantes domínios tectônicos: (1) Domínio Rio Maria (DRM) e (2) Domínio Carajás (Souza *et al.* 1996, Dall'Agnol *et al.* 2006, Vasquez *et al.* 2008). O DRM apresenta um quadro estratigráfico bem conhecido, sendo formado por greenstone-belts, suítes TTG, associações sanukitóides e diferentes variedades de granitos potássicos (Oliveira, M.A. *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2011, 2013). O Domínio Carajás (DC) apresenta dois subdomínios distintos: ao norte, a Bacia Carajás (BC), formada principalmente por unidades supracrustais neoarqueanas (Docegeo 1988), e ao sul, o Subdomínio de Transição (Feio *et al.* 2013). O quadro estratigráfico deste último vem sendo progressivamente melhor definido e novas unidades granitoides arqueanas estão sendo gradualmente individualizadas (Oliveira, D.C. *et al.* 2010, Feio *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2011, Gabriel 2012, Silva 2012, Santos 2012). De modo geral, o SDT é dominado por granitoides arqueanos com rochas granulíticas ou charnoquíticas subordinadas (Vasquez *et al.* 2008). Estudos recentes apontam a ocorrência de rochas granitoides mesoarqueanas, representadas pelo Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemito Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde, Granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada (Feio *et al.* 2013), granodioritos de alto Mg, representados pelos Granodioritos Agua Azul e Agua Limpa (Gabriel 2012), rochas tonalíticas distintas das associações TTGs clássicas (Tonalito São Carlos), típicas suítes TTG arqueanas (Trondhjemito Colorado) e diversos tonalitos, granodioritos e granitos com biotita e anfibólio, agrupados na associação granítica Vila Jussara (Silva 2012).

### ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DA ASSOCIAÇÃO TTG

A associação TTG aflora na forma de blocos ou lajedos, geralmente em áreas de relevo arrasado. São rochas de cor cinza e granulação média, mostrando bandamento composicional ou, por vezes, aspecto homogêneo, frequentemente englobando enclaves quartzo-dioríticos. Apresentam-se intensamente deformadas, com foliação dominante segundo E-W e mergulhos fortemente inclinados a subverticais. Localmente apresentam estruturas NE-SW, transpostas por cisalhamentos E-W. Em algumas ocorrências, exibem feições miloníticas a protomiloníticas, registradas nas formas ovaladas dos porfiroblastos de plagioclásio ou de veios leucograníticos boudinados.

Apresenta duas variedades petrográficas, biotita-trondhjemito e, subordinados, biotita-granodioritos, ambos com conteúdos modais variáveis de muscovita e epidoto. Essas variedades possuem aspectos texturais similares e mostram trama ígnea pouco preservada, mascarada por intensa recristalização, acompanhada do desenvolvimento de foliação milonítica incipiente a marcante.

## GEOQUÍMICA

As rochas estudadas possuem conteúdos de sílica variando de 59,3 a 74,35%, com os enclaves mostrando os menores valores. Com exceção dos enclaves, todas as amostras analisadas apresentaram conteúdo de elementos ferromagnesianos relativamente baixos ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$ ) e valores de #Mg moderados (0,27 – 0,47). A alumina é alta na maioria das amostras ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ) e tende a decrescer nas variedades mais ricas em sílica. Nos tonalitos e trondhjemitos,  $\text{K}_2\text{O}$  varia de 0,7 a 2,0% e  $\text{Na}_2\text{O}$  é superior a 5% na maioria das amostras, enquanto que nos granodioritos  $\text{K}_2\text{O}$  varia de 2,2 a 3,64% e  $\text{Na}_2\text{O}$  se situa geralmente entre 4 e 5%. Os trondhjemitos têm baixas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (média de 0,26), as quais são acompanhadas por teores relativamente elevados de CaO (média de 2,81%), quando comparados com os granodioritos, que apresentam razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  média de 0,63 e conteúdo médio de CaO de 2,16%. O comportamento dos principais elementos-traço mostra-se muito irregular, com variações acentuadas nos seus conteúdos em amostras com teores semelhantes de  $\text{SiO}_2$ , o que impede a definição de tendências evolutivas. Em termos dos elementos litófilos, os trondhjemitos diferem dos granodioritos por serem empobrecidos em Rb e Ba, bem como por apresentarem razões Rb/Sr relativamente mais baixas. O Rb mostra comportamento análogo ao do  $\text{K}_2\text{O}$ , com correlação negativa em relação à sílica para tonalitos e trondhjemitos e ampla dispersão de valores nos granodioritos. O Ba também mostra distribuição contrastante em tonalitos/trondhjemitos vs. granodioritos, notando-se notável enriquecimento neste elemento em diversas amostras dos granodioritos. No caso do Sr, os conteúdos nas duas variedades de rocha tendem a se superpor. Em razão do exposto, as razões Sr/Ba são mais elevadas nos tonalitos e trondhjemitos (média de 1,24) do que nos granodioritos (média de 0,42), ao passo que ocorre o inverso com a razão Rb/Sr com valores médios de 0,09 e 0,18, respectivamente nos tonalitos/trondhjemitos e granodioritos. De modo geral, Y e Yb apresentam teores relativamente constantes para as diferentes amostras. O Zr apresenta certa dispersão, mas tende a definir correlação negativa com a sílica. Os padrões de elementos terras raras (ETR) revelam que os trondhjemitos exibem um acentuado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves ( $22,03 < [\text{La}/\text{Yb}_N] < 132,85$ ), com anomalias de Eu muito discretas ou ausentes ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  variando geralmente entre 0,8 e 1,2). Os granodioritos apresentam padrões de elementos terras raras muito similares aos dos trondhjemitos, mas com algumas amostras exibindo conteúdo de  $\sum \text{ETR}$  levemente mais elevado e padrões de ETR pesados ligeiramente côncavos. As feições geoquímicas observadas são coincidentes com as reconhecidas nos típicos TTGs arqueanos (Moyen & Martin 2012).

Os estudos litogeoquímicos identificaram duas associações distintas, uma de afinidade trondhjemitica (dominante) e outra granodiorítica e cálcico-alcalina. A primeira apresenta características típicas das suítes TTG arqueanas. A última mostra enriquecimento em LILE, especificamente  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb e Ba, quando comparada com os trondhjemitos dominantes, mas ainda preserva alguns aspectos geoquímicos das associações TTG arqueanas.

## DISCUSSÃO

Diferentes mecanismos são propostos para explicar a origem e evolução desses dois litotipos. Os dados geoquímicos são inconsistentes com as hipóteses de diferenciação desses dois grupos de rochas por meio de processos de cristalização fracionada a partir de magma tonalítico/trondhjemitico ou derivação dos granodioritos por anatexia das rochas TTG dominantes. Os tonalitos e trondhjemitos exibem afinidade com os grupos de TTG de alta razão La/Yb e Sr/Y da Província Carajás (Almeida *et al.* 2011), sugerindo que foram derivados de fontes à base de granada anfíbolitos em altas pressões (ca. 1,5 GPa), ou no mínimo apresentam uma evolução magmática controlada pelo fracionamento de granada, fato normalmente admitido para os TTG arqueanos. O estudo comparativo apontou maiores similaridades entre os TTG estudados e o Tonalito Mariazinha e o Trondhjemitito Mogno, do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011), e com o Trondhjemitito Colorado (Silva 2012) e, em menor grau, Trondhjemitito Rio Verde (Feio *et al.* 2013), do Domínio Carajás. As características geoquímicas particulares das rochas granodioríticas podem ser devidas à contaminação de magmas ou rochas TTG a partir de metassomatismo litosférico ou à assimilação de sedimentos oriundos da crosta oceânica em subducção durante a gênese do líquido trondhjemitico. Em ambas as hipóteses, haveria a preservação de parte das características de associações TTG. As associações arqueanas identificadas neste trabalho implicam existência expressiva de rochas TTG no Subdomínio de Transição. Esse fato sugere que a porção extremo leste do Subdomínio de Transição pode corresponder a uma extensão do Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano.

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*. 187: 201-221.
- Almeida J. A. C, Dall'Agnol R. & Leite A. A. S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 103-126.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 99-150.
- Docegeo, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Anais...SBG. p. 10-54. (anexo).
- Feio G.R.L, Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*. 227: 157-185
- Gabriel, E. O. 2012. Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água Azul do Norte, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Belém.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S. Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789–811.
- Moyen J.F., Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148:312–336.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B.. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDROM.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:146-160.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121-2148.
- Santos R.D., 2012. Geologia, geoquímica e geocronologia do diopsídio-norito pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 82p.
- Santos, P.A. Teixeira, M. F. B., Dall'Agnol, R., Guimarães, F. V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalítico-Trondhjémítico-Granodiorítica (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará. submetido. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais.
- Silva, A. C. 2012. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos da área de Vila Jussara, Província Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.
- Souza, S. Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., Leite, A. A. S.; Barros, C. E. M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília, 1996, Extended abstracts. SBG. p. 31-32.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p.

## SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE NOVA CANADÁ – PROVÍNCIA CARAJÁS

*Paulo Sérgio da Costa Pinto Júnior; Davis Carvalho de Oliveira; Pablo José Leite dos Santos; Roberta Cavalcante de Azevedo; Caroline da Cunha Ferreira Santos;*

Universidade Federal do Pará; E-mails: paulosergiocosta@gmail.com; davis@ufpa.br pablosleite@hotmail.com; roberta.azevedo@ig.ufpa.br; caroline.santos@ig.ufpa.br;

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) está localizada na porção sul-oriental do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), o qual compreende terrenos arqueanos e proterozóicos. Tassinari & Macambira (1999) consideram que o Cráton Amazônico é dividido em províncias geocronológicas, formadas em torno de um núcleo arqueano alongado na direção NW/SE, seguido de retrabalhamentos e acreção crustal ao longo de cinturões móveis, sendo a PC pertencente a Província Amazônia Central.

Dall' Agnol *et al.* (1997) propuseram uma divisão tectônica da PC em Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria a sul, Bacia Carajás a norte e Domínio de Transição entre as duas primeiras. Posteriormente Feio (2011) reclassificou o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição, sendo este uma porção mais deformada do Domínio Carajás.

Na região de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte, no Subdomínio de Transição, foram identificadas por Santos e Oliveira (2012) duas gerações de leucogranitos de idade meso a neoarqueanas com mineralogia muito semelhante: Leucogranodiorito Velha Canadá (LGrdVC) e Leucogranodiorito Nova Canadá (LGrdNC), inequigranulares e equigranulares, respectivamente. Porém muito ainda precisa ser estudado à respeito destas rochas e é com intuito de estabelecer novos parâmetros para caracterização dos dois leucogranodioritos e separação destes em relação as demais rochas da região que este estudo de suscetibilidade magnética (SM) foi elaborado.

### METODOLOGIA

Foi feito levantamento bibliográfico com ênfase no magmatismo do complexo Xingu e artigos de aplicação de SM em estudos de evolução magmática e petrogênese. Posteriormente foram realizadas medidas SM em um total de 83 amostras no Laboratório de Petrologia Magnética da UFPA, utilizando o suscetibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH Instruments*, que permite medidas em materiais com SM variando até  $1 \times 10^{-7}$  SI. O tratamento estatístico dos dados foi realizado com o programa Minitab 16, resultando em diagramas de probabilidade e histogramas de frequência onde foram caracterizadas populações magnéticas.

### RESULTADOS

Os valores de SM no LGrdVC variam entre  $0,043 \times 10^{-4}$  e  $247,000 \times 10^{-4}$  SI-emu (SIv) (Tabela 1), distribuídos em duas fácies: Biotita Leucogranodiorito Equigranular (Bt LGrdE), que é a fácies predominante e Biotita Leucomonzogranito Equigranular (Bt LMzgE).

Tabela 1 – Dados de SM do Leucogranodiorito Velha Canadá.

Pop	Nº	Amostra	K (SIv)x10 <sup>-4</sup>	Log K	Fácies	Pop	Nº	Amostra	K (SIv)x10 <sup>-4</sup>	Log K	Fácies
C	1	MRS 12	247,000	-1,6073	Bt LGrdE	B	25	PDE 44	29,514	-2,5300	Bt LGrdE
	2	MRS 11A	126,400	-1,8983	Bt LGrdE		26	ADK 17	29,340	-2,5325	Bt LGrdE
	3	PDR 13	107,800	-1,9674	Bt LGrdE		27	PDE 46	28,100	-2,5513	Bt LGrdE
	4	PDE 154	82,325	-2,0845	Bt LGrdE		28	PDR 28	25,920	-2,5864	Bt LGrdE
	5	MRS 30B	76,680	-2,1153	Bt LGrdE		29	PDR 02	25,548	-2,5927	Bt LGrdE
	6	PDE 64	67,060	-2,1735	Bt LGrdE		30	PDE 45	25,000	-2,6021	Bt LMzgE
	7	PDR 07	61,075	-2,2141	Bt LMzgE		31	CP 31	22,740	-2,6432	Bt LMzgE
	8	PDE 30	60,620	-2,2174	Bt LMzgE		32	PDE 58	22,360	-2,6505	Bt LMzgE
B	9	PDE 59	60,367	-2,2192	Bt LGrdE	A	33	PDE 39	22,125	-2,6551	Bt LGrdE
	10	ADK 94	60,100	-2,2211	Bt LGrdE		34	PDE 43	20,883	-2,6802	Bt LGrdE
	11	MRS 11B	54,000	-2,2716	Bt LMzgE		35	MRS 05A	17,820	-2,7491	Bt LGrdE
	12	ADK 18	53,267	-2,2735	Bt LMzgE		36	PDE 152	16,500	-2,7825	Bt LGrdE
	13	PDR 16	49,920	-2,3017	Bt LGrdE		37	MRS 53	16,260	-2,7889	Bt LGrdE
	14	MRS 39	47,883	-2,3198	Bt LGrdE		38	MRS 52A	14,825	-2,8290	Bt LGrdE
	15	PDR 01	45,175	-2,3451	Bt LGrdE		39	MRS 37	13,555	-2,8679	Bt LGrdE
	16	MRS 45	40,500	-2,3925	Bt LGrdE		40	MRS 07	13,117	-2,8822	Bt LGrdE
	17	MRS 29	38,929	-2,4097	Bt LGrdE		41	PDE 47	12,875	-2,8903	Bt LGrdE
	18	PDE 69	38,733	-2,4119	Bt LGrdE		42	CP 30	12,200	-2,9136	Bt LGrdE
	19	MRS 22	38,100	-2,4191	Bt LGrdE		43	PDE 56	8,675	-3,0617	Bt LGrdE
	20	PDE 153	35,980	-2,4439	Bt LGrdE		44	PDE 37	3,358	-3,4739	Bt LGrdE
	21	PDE 31	33,000	-2,4815	Bt LMzgE		45	PDE 38	0,880	-4,0555	Bt LGrdE
	22	PDE 63	32,450	-2,4888	Bt LGrdE		46	MRS 24	0,718	-4,1442	Bt LGrdE
	23	PDE 48	31,275	-2,5048	Bt LMzgE		47	MRS 06	0,158	-4,8013	Bt LGrdE
	24	PDE 151	30,125	-2,5211	Bt LGrdE		48	PDE 42	0,043	-5,3716	Bt LMzgE

A análise destes dados por meio de histogramas e polígonos de frequência (Figura 1a e b), exibiu um padrão unimodal de distribuição dos valores destas amostras.

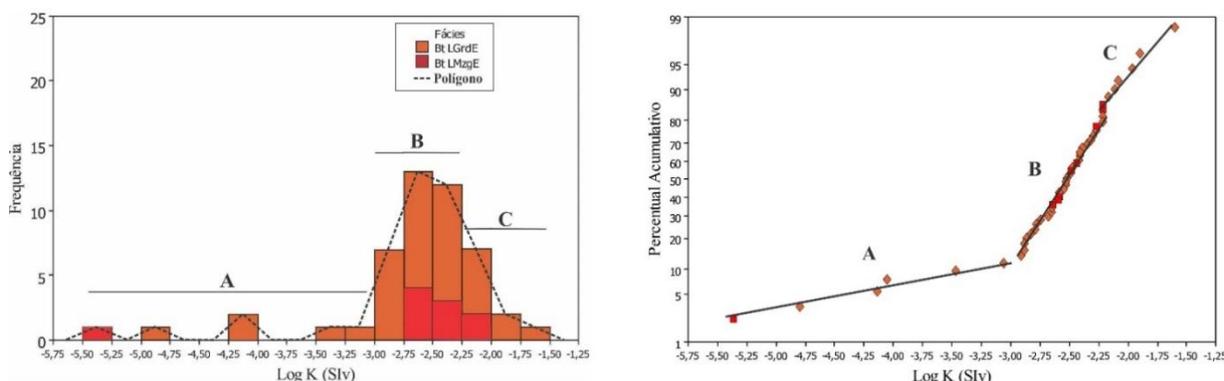


Figura 1: A) Histograma e polígono de frequência exibindo a distribuição das principais fácies do LGrdVC. B) Diagrama de probabilidade normal do LGrdVC.

Quando plotados em gráficos de probabilidade normal, estes dados de SM mostraram-se arranjados em 3 (três) populações designadas de maneira genérica por “A”, “B” e “C”, definidas a partir do agrupamento dos mesmos segundo segmentos de retas (Figura 1b). Os valores de SM aumentam no sentido da população “A” para a população “C”.

Os valores de SM no LGrdNC variam entre 0,780x10<sup>-4</sup> e 38,935x10<sup>-4</sup> SI-emu (SIv) (Tabela 2), com valor médio de 20,411x10<sup>-4</sup> SI, distribuídos em duas fácies: Biotita Leucogranodiorito Heterogranular (Bt LGrdH), que é a fácies predominante e Biotita Leucomonzogranito Heterogranular (Bt LMzgH).

Tabela 2 – Dados de suscetibilidade magnética (SM) do Leucogranodiorito Nova Canadá.

Pop	Nº	Amostra	K (SIv)x10 <sup>-4</sup>	Log K	Fácies	Pop	Nº	Amostra	K (SIv)x10 <sup>-4</sup>	Log K	Fácies
C	1	PDE 77	38,935	- 2,4097	Bt LGrdH	B	1 9	PDE 09	18,113	- 2,7420	Bt LGrdH
	2	PDE 75	37,400	- 2,4271	Bt LGrdH		2 0	ADK 108	17,550	- 2,7557	Bt LGrdH
	3	PDE 79	36,120	- 2,4423	Bt LGrdH		2 1	PDE 53	17,533	- 2,7561	Bt LGrdH
	4	PDE 82	33,100	- 2,4802	Bt LMzGH		2 2	PDE 24A	17,100	- 2,7670	Bt LGrdH
	5	PDE 85	31,300	- 2,5045	Bt LMzGH		2 3	PDE 87	16,880	- 2,7726	Bt LGrdH
	6	PDE 23	31,275	- 2,5048	Bt LMzGH		2 4	ADK 119	16,280	- 2,7883	Bt LGrdH
	7	PDE 26B	31,157	- 2,5064	Bt LGrdH		2 5	PDE 81	16,140	- 2,7921	Bt LGrdH
B	8	ADK 113	27,700	- 2,5575	Bt LMzGH	2 6	ADK 120	16,000	- 2,7959	Bt LGrdH	
	9	PDE 03	27,253	- 2,5646	Bt LGrdH	2 7	PDE 76	15,740	- 2,8030	Bt LGrdH	
	10	PDE 150	25,160	- 2,5993	Bt LGrdH	2 8	PDE 10	15,357	- 2,8137	Bt LGrdH	
	11	PDE 25	24,640	- 2,6084	Bt LMzGH	2 9	ADK 04	14,450	- 2,8401	Bt LMzGH	
	12	PDR 27A	22,920	- 2,6398	Bt LGrdH	3 0	PDE 90	12,558	- 2,9011	Bt LGrdH	
	13	ADK 02	22,580	- 2,6463	Bt LMzGH	3 1	MRS 55	11,575	- 2,9365	Bt LMzGH	
	14	PDE 86	21,240	- 2,6728	Bt LGrdH	3 2	PDE 16	9,314	- 3,0309	Bt LGrdH	
	15	ADK 121B	20,320	- 2,6921	Bt LGrdH	3 3	PDE 83	6,770	- 3,1694	Bt LGrdH	
A	16	PDE 29	19,342	- 2,7135	Bt LGrdH	3 4	PDE 07	4,380	- 3,3586	Bt LGrdH	
	17	PDE 70	19,233	- 2,7159	Bt LGrdH	3 5	MRS 49	0,780	- 4,1079	Bt LMzGH	
	18	PDE 73	18,175	- 2,7405	Bt LGrdH						

Quando plotados em histogramas (Figura 2a), estes dados agrupam-se de maneira unimodal, definindo uma distribuição de valores normal e nos gráficos de probabilidade normal estes dados de SM mostraram-se arranjados em 3 (três) populações nomeadas de maneira genérica por “A”, “B” e “C” (Figura 2b), onde os valores de SM aumentam no sentido da população “A” em direção a população “C”.

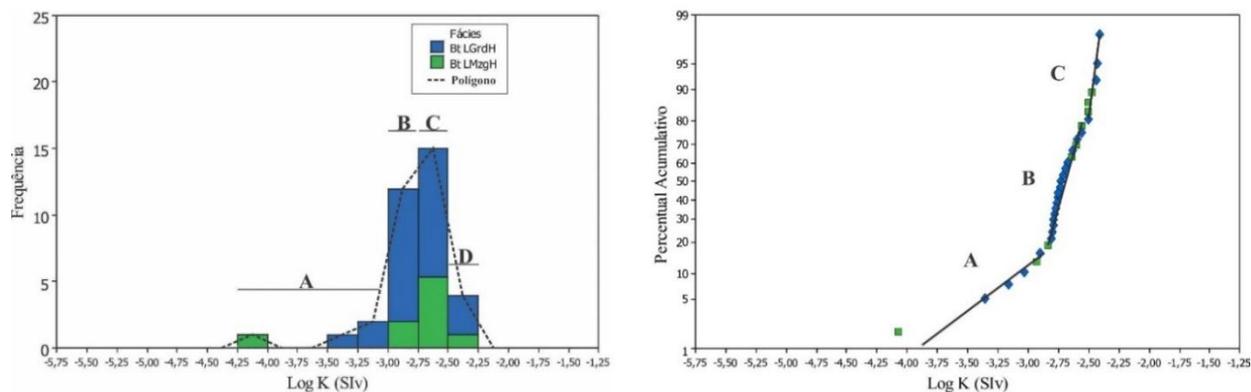


Figura 2: A) Histograma e polígono de frequência exibindo a distribuição das principais fácies do LGrdNC. B) Diagrama de probabilidade normal do LGrdNC.

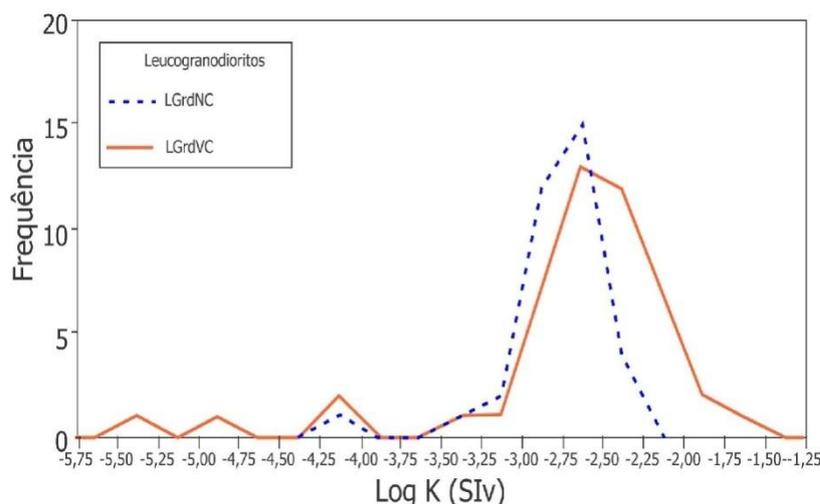


Figura 3- Gráfico comparativo dos histogramas do LGrdVC e LGrdNC.

### CONCLUSÕES

Os valores de SM do LGrdVC possuem maior média e maior dispersão, variando dentro de um intervalo maior se comparados aos do LGrdNC, com população “C” do LGrdVC responsável pelos maiores valores de SM nestas rochas. Sendo assim o LGrdVC é mais magnético que o LGrdNC e estudos mais aprofundados de caracterização dos minerais responsáveis por este comportamento para entendimento da evolução magmática e petrogênese destes granitoides já estão em andamento.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Clark D. A. 1999. Magnetic Petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30:5-26.
- Dall’Agnol R., Souza Z.S., Althoff F. J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 2, Excution guide, Salvador, p.135-161.
- Feio G.R.L. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 190p.
- Frost B.R. 1991. Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. *In: D.H. Lindsley (Ed.) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*.
- Santos P.J.L. 2009. Geologia, petrografia e geocronologia dos granitoides do Complexo Xingu da região de Vila Nova Canadá, porção NE do município de Água Azul do Norte- Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso. FAGEO. Marabá: Universidade Federal do Pará, 130p.
- Santos P.J.L., Oliveira D.C., 2012. Geologia, petrografia e geoquímica das associações granodioríticas-graníticas de Nova Canadá, Subdomínio de Transição, Província Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Anais, Santos, CD-rom.

## GEOLOGIA DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO DO DOMÍNIO CARAJÁS – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO ARQUEANA DA PROVÍNCIA CARAJÁS – PARÁ

*Roberto Dall'Agnol<sup>1,2,3</sup>, Davis C. Oliveira<sup>1,2</sup>, Fabriciana V. Guimarães<sup>1,2</sup>, Eleilson O. Gabriel<sup>1,2</sup>, Gilmar R. Lima Feio<sup>1,4</sup>, Claudio N. Lamarão<sup>1,2</sup>, Fernando J. Althoff<sup>1,5</sup>, Patrick A. Santos<sup>1,2</sup>, Mayara F. B. Teixeira<sup>1,2</sup>, Alice C. Silva<sup>1,2</sup>, Daniel S. Rodrigues<sup>1,2</sup>, Max J. P. Santos<sup>1,2</sup>, Chrystophe R. P. Silva<sup>1,2</sup>, Roseli D. Santos<sup>1,2</sup>, Pablo J. L. Santos<sup>1,2</sup>*

1 Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e INCT de Geociências na Amazônia (GEOCIAM), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará; 2 Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica IG-UFGA; 3 Instituto Tecnológico Vale; 4 Faculdade de Geologia, Campus de Marabá, UFPA; 5 Departamento de Geociências, UFSC; robdal@ufpa.br, davis@ufpa.br, fabricia@ufpa.br, eleilson\_gabriel@hotmail.com

### INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) é o mais importante bloco arqueano do Cráton Amazônico. Ela foi subdividida nos domínios Rio Maria e Carajás (Vasquez et al. 2008). O Domínio Rio Maria, formado durante o final do Mesoarqueano (3,0 a 2,86 Ga), foi extensivamente estudado e os principais aspectos de sua evolução se encontram relativamente bem definidos, em particular no que diz respeito ao magmatismo granitóide (Dall'Agnol et al. 2006, Oliveira, M.A. et al. 2009, Almeida et al. 2011). A porção sul do Domínio Carajás foi denominada informalmente de Subdomínio de Transição (SDT), o qual foi interpretado como uma possível extensão do Domínio Rio Maria afetada pelos eventos neoarqueanos que moldaram a Bacia de Carajás (Dall'Agnol et al. 2006), correspondente a porção norte daquele domínio. Porém o SDT fora muito pouco estudado e havia um desconhecimento quase total em relação ao seu magmatismo granítico. Em razão disso, pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) do IG-UFGA concentraram esforços nos últimos cinco anos para caracterizar os principais granitoides arqueanos presentes no SDT e contribuir assim para avanços na compreensão de sua evolução. Foram desenvolvidas no período nove dissertações de mestrado e uma tese de doutorado e duas outras teses se acham em execução.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Existem importantes diferenças entre o Domínio Rio Maria e a Bacia Carajás (Souza et al. 1996, Althoff et al. 2000, Dall'Agnol et al. 2006). Porém, uma das questões mais discutidas da evolução tectônica da Província Carajás é a passagem entre o Domínio Rio Maria (DRM) e o Domínio Carajás (DC). Não se encontra claramente definido o limite entre os dois domínios, nem tampouco o significado geológico e tectônico do mesmo. A porção norte da Província Carajás corresponde ao Domínio Carajás, cujo limite com o Domínio Rio Maria estaria situado a sul (Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, Costa et al. 1995) ou a norte (Dall'Agnol et al. 2006) de Xinguara. Por outro lado, levantamentos aeromagnetométricos indicam a presença de importante descontinuidade crustal disposta segundo E-W um pouco a norte de Sapucaia.

O DRM apresenta um quadro estratigráfico bem conhecido, sendo formado por greenstone-belts, suítes TTG, associações sanukitóides e diferentes variedades de granitos potássicos (Oliveira et al. 2009, 2010, Almeida et al. 2011, 2013). Quanto ao Domínio Carajás, seu segmento norte, a Bacia Carajás (BC), é formado principalmente por unidades supracrustais neoarqueanas (Vasquez et al. 2008), seccionadas por granitos neoarqueanos, ao passo que o Subdomínio de Transição, embora seja comprovadamente formado por unidades mesoarqueanas intrudidas por granitoides neoarqueanos, é bem mais complexo do que inicialmente admitido.

### NOVOS DADOS GEOLÓGICOS

Os estudos desenvolvidos recentemente no SDT (Oliveira et al. 2010, Feio et al. 2013, Moreto et al. 2011, Gabriel 2012, Silva 2012, Santos, 2012, Santos, 2013, Teixeira, 2013) permitiram melhor visualização de seu contexto geológico. De modo geral, o SDT é dominado por granitoides arqueanos com rochas granulíticas ou charnoquíticas subordinadas (Vasquez et al. 2008). Os estudos efetuados em Canaã dos Carajás, na porção norte do SDT, junto à borda sul da Bacia Carajás, revelaram a ocorrência de rochas granitoides mesoarqueanas, representadas pelo Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemitó Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde, Granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada (Feio et al. 2013),

seccionadas pelos granitos da Suíte Planalto (Feio et al. 2012) e tonalitos e trondhjemitos da Suíte Pedra Branca (Gomes & Dall'Agnol 2007, Feio et al. 2013), todos de idade neoarqueana. Feio et al. (2013) mostraram evidências geológicas e isotópicas que a região de Canaã dos Carajás apresenta evolução distinta daquela do DRM, enfraquecendo assim a hipótese de que a porção norte do SDT represente uma simples extensão daquele domínio, retrabalhada durante o Neoarqueano. Além disso, o Complexo Pium, para o qual fora admitida idade mesoarqueana (Pidgeon et al. 2000), foi reinterpretado como sendo uma associação charnoquítica formada durante o Neoarqueano (Vasquez et al. 2008, Santos 2012).

Por outro lado, as pesquisas efetuadas na porção centro-leste do SDT, se estendendo de Água Azul do Norte até as proximidades de Sapucaia, no limite do Cráton Amazônico com o Cinturão Araguaia, revelaram um quadro geológico bem distinto daquele de Canaã dos Carajás e mais próximo do que se observa no DRM. Nesta área dominam amplamente associações TTG e também foram encontrados granodioritos de alto Mg, representados pelos Granodioritos Água Azul e Água Limpa (Gabriel 2012), todos de idade mesoarqueana, assim como rochas tonalíticas distintas das associações TTG clássicas (Tonalito São Carlos) e leucogranodioritos (Granodiorito Pantanal e similares) e granitos afins, respectivamente, daqueles da Suíte Guarantã e dos granitos potássicos do DRM. Estas unidades são seccionadas por granitoides neoarqueanos das suítes Planalto e Vila Jussara (os últimos diferem dos granitos da Suíte Planalto por exibirem caráter oxidado e maior volume de tonalitos e granodioritos).

## DISCUSSÕES

Os novos dados obtidos sobre o SDT indicam que o mesmo não é um domínio tectônico homogêneo. Ele pode ser dividido em dois domínios distintos. O primeiro ocupa a porção sul do SDT, se estende de Água Azul do Norte no sentido leste até o limite com o Cinturão Araguaia e foi designado como Domínio Sapucaia. Ele é delimitado por expressiva zona de cisalhamento que exibe orientação próxima de E-W nas proximidades de Água Azul do Norte e mostra inflexão para NE, passando nas cercanias de Canaã dos Carajás e se estendendo para a Serra do Rabo. A parte ocidental desse lineamento é marcada por corpo alongado de associação sanukitoide (Granodiorito Água Limpa, Gabriel 2012) e a sua extensão para NE por zonas silicificadas descontínuas. O limite sul do Domínio Sapucaia se estende provavelmente até os contatos sul do Granito Xinguara e do Tonalito Caracol. A zona de cisalhamento E-W mencionada se estende até o limite com o Cinturão Araguaia e é marcada por corpos de granitoides neoarqueanos das suítes Planalto e Vila Jussara. É provável que esta zona seja o limite aproximado de ocorrência para sul dos granitoides neoarqueanos. Os diversos granitoides arqueanos expostos neste subdomínio se encontram intensamente recristalizados e diferem neste aspecto daqueles do DRM.

O segundo domínio identificado corresponde à porção norte do SDT e é caracterizado pela dominância de granitos *stricto sensu* e associações charnockíticas com raras ocorrências de TTGs. Ele se estende de Canaã dos Carajás para oeste aparentemente até a área da reserva Xicrim-Cateté que não foi mapeada no presente trabalho. Este domínio é denominado aqui de Canaã dos Carajás. Nele os diferentes granitoides se mostram imbricados e alongados e revelam um padrão muito distinto do observado nos domínios Sapucaia e Rio Maria. As evidências geológicas, somadas aos dados isotópicos disponíveis, indicam que o Domínio Canaã dos Carajás teve evolução tectônica distinta daquelas dos domínios Rio Maria e Sapucaia (esta hipótese poderá ser avaliada quando se dispuser de dados isotópicos das rochas deste último domínio). As rochas do Domínio Canaã dos Carajás são o provável embasamento da Bacia Carajás.

## CONCLUSÕES

A porção sul do Domínio Carajás da Província Carajás, denominado informalmente de Subdomínio de Transição, é constituída por dois domínios geológica e tectonicamente distintos, denominados neste trabalho de Domínio Sapucaia e Domínio Canaã dos Carajás. O Domínio Sapucaia apresenta fortes analogias em termos de litologias com o Domínio Rio Maria, mas as rochas que o constituem foram intensamente deformadas durante o Neoarqueano e seccionadas por granitoides das suítes Vila Jussara e Planalto. É provável que o Domínio Sapucaia se estenda até o sul de Xinguara. O Domínio Canaã dos Carajás se distingue dos domínios Sapucaia e Rio Maria em termos de associações litológicas e, no caso do último, também na assinatura isotópica de Nd. As associações sanukitoides mesoarqueanas são prováveis marcadores de zonas de sutura entre distintos domínios tectônicos.

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*. 187: 201-221.
- Almeida J. A. C, Dall'Agnol R., Leite A. A. S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 103-126.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research* 104: 187-206.
- Costa J.B.S., Araujo O.J.B., Santos A., Jorge Joao X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Provincia Mineral de Carajas: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* 7: 199-235.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 99-150.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227: 157-185.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151: 57-73.
- Gabriel E.O. 2012. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água Azul do Norte, Província Carajás*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Belém.
- Gomes, A.C.B., Dall'Agnol, R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemitica Neoproterozoica na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências* 37: 182-193.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S. Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789-811.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDROM.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:146-160.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121-2148.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- Santos, P.A. 2013. *Geologia, petrografia e geoquímica da Associação Tonalito-Trondhjemitico-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 113p.
- Santos R.D., 2012. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 82p.
- Silva, A.C. 2012. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos da área de Vila Jussara*,

Província Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Souza, S.Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Barros, C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília, 1996, Extended abstracts. SBG. p.31-32.

Teixeira, M.F.B. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-PA. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociencias. 184p.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p.

## CARAJÁS, BRAZIL – A SHORT TECTONIC REVIEW

Roberto Vizeu Lima Pinheiro<sup>1</sup>; Kadekaru, Kiyoshi<sup>2</sup>; Soares, Anselmo Viana<sup>3</sup>; Freitas, Cantidiano<sup>4</sup>; Ferreira, Samuel Nunes<sup>4</sup> & Matos, Fernando Martins Viera<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Belém PA, Brazil [vizeu@ufpa.br](mailto:vizeu@ufpa.br)

<sup>2</sup> Geophysics Independent Consultant

<sup>3</sup> GEVALE Industria Mineira Ltda. Angola

<sup>4</sup> Departamento de Desenvolvimento de Projetos Minerais. DIPM, Vale do Rio Doce

### PRELIMINARY COMMENTS

Since the Carajás region was turned out to be a large and multiple mineral province in the northern of Brazil at least two main geological models has been proposed to describe its existence: (1) an intracontinental basin in an intracratonic setting (e.g. Tolbert et al. 1971; Silva et al. 1974; Hutchinson 1979; Hirata et al 1982; DOCEGEO 1988; Lindenmayer 1990); and (2) a collisional continental margin with subduction of an oceanic crust and continental dextral transpressional collision, later reactivated under different kinematic sets (e.g. Teixeira & Egler 1994; CPRM 1991, 1992, 1994, 1988; Pinheiro 1997). Both models agree on the subordinate existence of a volcano-sedimentary basin that was tectonically inverted under progressive transtensional and transpressional deformation.

The Carajás region comprises two geodynamic terraines: (1) the Rio Maria Granite Greenstone Terraine (c. 2.9 Ga), to the south, includes tonalities and komatiite basalts, TTGs MgO-rich granodiorites, K<sub>2</sub>O-rich leucogranites, deformed at ~ 2.8 Ga; and (2) the Carajás Block, to the north, characterized by BIFs, mafic volcanic rocks (2.76 Ga) deformed at ~ 2.5 Ga and intruded by 2.0-1.8 Ga type-A syntectonic granites (Dall'Agnol 1986). The boundary between these two blocks has been referred as transitional (Dall'Agnol et al 2006).

This work presents a new geological model for the Carajás region based on airborne geophysics and field data collected between 2000 and 2013 as the result of a UFPA – Companhia Vale collaboration described by Pinheiro (2013, in preparation)..

### DEFORMATION AND ROCK DISTRIBUTION – REGIONAL OUTLINE

The Carajás region comprises a set of E-W kilometer-scale stack of rocks, strongly shortened from NNE towards SSW (convergence vector). The regional shortening produced an early widespread E-W foliation, folding and faulting (both reverse and strike-slip) and development of partitioned domains at different scales.

A major reverse fault on the northern border of the Cinzento System produced intense strain and deformation along this structural segment. A second large thrust-bounding fault separates the ironstones and volcanic rocks (Serra Sul) from the basement terrain to the south of the sigmoidal Carajás main structure.

A set of 2.7 Ga multiple granites intrudes and detaches the Cinzento from the Carajás systems. The Estrela and Paulo Afonso granites are part of these intrusions.

A major NE-SW set of sinistral strike-slip faults (comparable to R-type Riedel shear) formed the regional-scale prominent sigmoidal 'S-shape' observed in both map-view and remote sensed images of the region.

The basement rocks exposed to the south of the Cinzento and Carajás systems comprise an Archaean granite greenstone sequence, deformed along a twenty to fourteen kilometer wide sinistral shear zone (the Canaã Shear Zone - CSZ). Deformation is partitioned and gradually decreases towards the south (from Canaã towards Redenção). Both basement and volcanic-sedimentary rocks were intruded by younger 2.0-1.8 Ga granites.

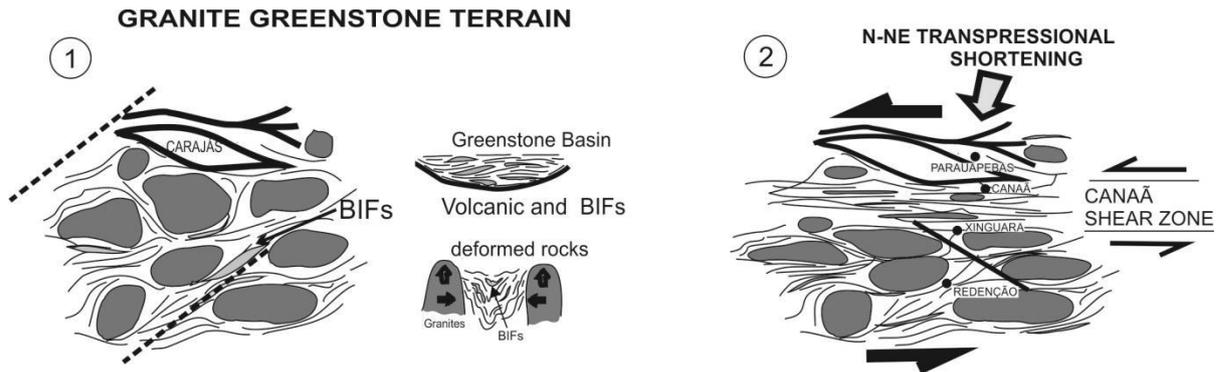


Fig.01- The Carajás and Cinzento systems are placed in a typical granite-greenstone terraine, later deformed by localized E-W sinistral shear zone (the Canaã Shear Zone).

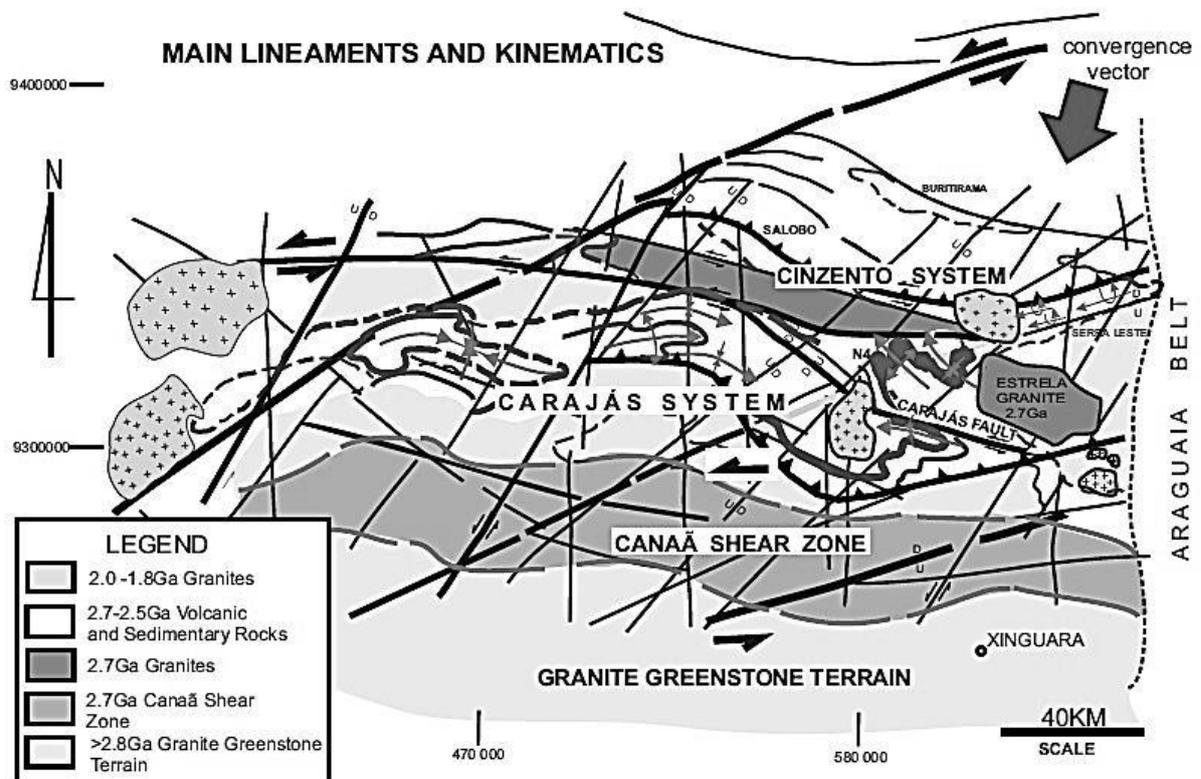


Fig.02- Outline of the structural domains of the Carajás Region. See text for further information.

### THE VOLCANIC AND SEDIMENTARY LOW STRAIN DOMAIN

The volcanic and sedimentary rocks (Grão-Pará Group and Águas Claras Formation) in the structures of the Carajás and Cinzento systems are 2.7 Ga to 2.5 Ga old. The deformation of these rocks is also strongly partitioned showing higher strain close to main regional lineaments (e.g. the Carajás Fault and faults along the border of the main structures). Examples for this state of strain include: the rocks in the Azul Mine; the rocks exposed along the Águas Claras valley; and the ironstones of the N4 mine. Folds are transposed by faults in several scales. Fold axis and fault slickenlines in the deformed blocks plunge shallow to steeply are compatible with strain and kinematic partitioned transpression.

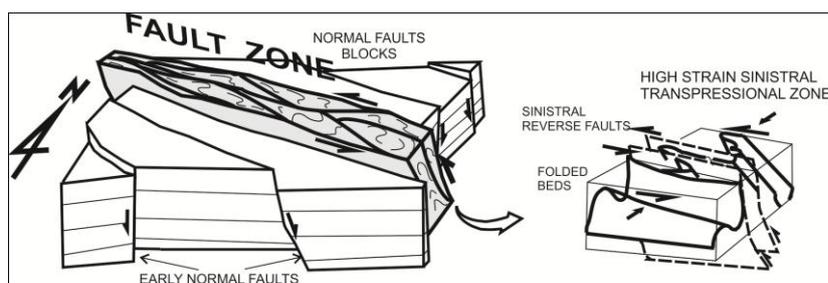


Fig.03- Geometry of the volcanic and sedimentary rocks observed in the Carajás System. Fault zones deform the rocks around and inside the major lineaments.

### THE REGIONAL STRAIN PARTITIONING – THE BASEMENT

Most of the rocks concerning the basement are related to the Rio Maria Granite Greenstone Terrain and probably, in minor extent, part of a classic TTG terrain not well described under the tectonic viewpoint. These rocks are mostly volcanics and granites (dated at 2.9 Ga to 2.0 Ga) show variable degrees of deformation. Metamorphism is mostly related to shearing (dynamic metamorphism) and rocks are also widely hydrothermalized.

The outcropping volcanic rocks in the basement are intruded by Archaean and Proterozoic granites. They show similarities with the Rio Maria Greenstone Belts, and with the tholeiitic basalts of the Grão-Pará Group.

The main basement rocks exposed are gneissic granitoids, amphibolites, volcanics, syenogranites, mafic bodies and dykes. They show a pervasive anastomosing E-W to NW-SE trending ductile planar fabric formed during oblique compression and sinistral strike-slip component. The stretching lineation onto the ductile foliation plunges shallowly to E-W and ESE-WNW. Subordinate lineations plunging shallowly towards NE may occur regionally in the syenogranites. The transpressive deformation took place at greenschist to amphibolite facies, as suggested by microstructures and metamorphic mineral assemblages. Field structural data indicates that volcanics and gneissic granitoids are the oldest rocks in the area. They were formed during the early deformational stages of granite-greenstone terrains. The structural patterns of the basement rocks suggest that the area represents part of a granite-greenstone terrane highly deformed during partitioned sinistral transpression. Deformation increases gradually from the S to the N and is markedly strong in the E-W sinistral transpressional Canaã Shear Zone.

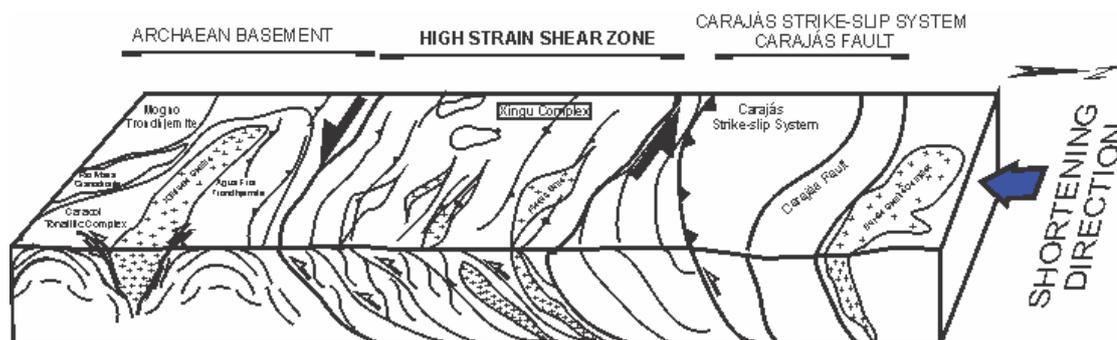


Fig.04- Diagram representing the lithological distribution and deformation partitioning in the Carajás Region. Note the high strain shear zone (Canaã Shear Zone) immediately to the south of the Carajás System. This shear zone deforms the rocks in the Rio Maria Granite Greenstone Terrain.

### FINAL REMARKS

The Carajás region in the Amazonian Craton was progressively deformed by a regional N to NE convergence vector. The geometry and rocks distribution is organized by strain and kinematic partitioning. Both the Carajás and Cinzento systems are deep-seated in the granite greenstone terrain that was deformed

and reactivated during several deformation episodes. Several sets of late brittle structures cross-cut the older basement and cover assemblage rocks producing vertical offsets and block deformation.

#### REFERENCES

- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N. 1991. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará. DNPM/CPRM, Brasília, 136pp.
- Dall'agnol, R.; Viera, E.A. De P.; Sá, C.E.S.; Medeiros, H.; Gastal, M. C. P.; Teixeira, N. P., 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1), 11-23.
- Dall'agnol, R. Oliveira, M. A.; Almeida, J. A. C.; Althoff, F. J.; Leite, A. A. S.; Oliveira, D. C.; Barros, C. E. M. 2006. Archaean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, Eastern Amazonian Craton. Geological Setting and Field trip program. In: DALL'AGNOL, R.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L. (eds) 2006. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution and Metallogenic of the Amazonian Craton. Abstract and Field trips guide. Belém. PRONEX-UFPA/SBG-NO (cd-rom).
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Anais XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, anexo, Belém, 10-54.
- Hirata, W.K.; Rigon, J.C.; Cordeiro, A.A.C.; Meireles, E. M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. Anais I Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 100-108.
- Hutchinson, R.W. 1979. MM1-Salobo e suas relações geológicas regionais. Relatório sobre o Projeto Cobre-DOCEGEO. DOCEGEO, Distrito Amazônia, Unpublished Relatório Interno (translated by Santos, B., 1982), Belém, 21pp.
- Lindenmayer, Z. G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brasil: geology, geochemistry and metamorphism. Unpub. D. Phil. thesis, University of Western Ontario, Canadá, 407pp.
- Silva, G.G., Lima, M.J.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S. And Guimarães, G. 1974 Geologia das folhas SB-22 Araguaia e SC-22 Tocantins, Projeto RADAMBRASIL, geologia, geomorfologia, solos e uso potencial da terra, Levantamento de Recursos Naturais (4), Rio de Janeiro, 143pp.
- Teixeira, J.B.G.; Eggler, D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of the Archean basaltic and dioritic rocks from the N-4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 40(XVII), 71-114.
- Tolbert, G.E.; Tremaine, J.W.; Melcher, G.C.; Gomes, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás Iron Deposits, Northern Brazil. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geology*, 66(7), 985-994.
- Pinheiro, R.V.L. (1997) Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike Slip Systems, Amazon, Brazil. Unpublished PhD Thesis, Durham, England, 408pp.
- Pinheiro, R.V.L. 2013. Tectonic History to the Carajás Region (Brazil). In preparation.

## CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DAS ROCHAS DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, PROVÍNCIA CARAJÁS

Roseli Dias dos Santos<sup>1</sup>, Marco Antonio Galarza<sup>1,2</sup>, Davis Carvalho de Oliveira<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG/PPGG, UFPA, rosedias@ufpa.br; <sup>1,2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica, INCT GEOCIAM, UFPA, antogt@ufpa.br; <sup>1,3</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, INCT GEOCIAM, UFPA, davis@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O Diopsídio-norito Pium é uma das unidades litoestratigráficas que ocorrem no denominado Domínio de Transição entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e a Bacia Carajás (Dall'Agnol et al., 2006), no sudeste do Cráton Amazônico. Este aflora entre as localidades de Vila Feitosa e Cedere III, onde ocorre como um corpo alongado de aproximadamente 35 km de extensão, disposto segundo um trend regional E-W. Inicialmente estas rochas foram consideradas como parte do Complexo Xingu (Hirata et al. 1982) ou interpretadas como fragmentos de crosta inferior, colocados ao longo de zonas de cavalgamento (Araújo et al. 1988). Santos (2009), demonstram que a ocorrência nos domínios do Complexo Pium, atualmente denominado de Diopsídio-norito Pium (Vasquez et al. 2008), compreende noritos e quartzo-gabros, maciços, com variedades ricas em quartzo (enderbitos), que mostram aspectos maciços e/ou foliados, geralmente evidenciando texturas ígneas modificadas por deformação dúctil e recristalização (Ricci & Carvalho 2006, Oliveira et al. 2010).

### METODOLOGIA

(i) *Pesquisa Bibliográfica*: levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada. (ii) *Mapeamento Geológico*: mapeamento na escala 1:50.000 do Diopsídio-norito Pium, acompanhado de coleta sistemática de amostras. Os pontos de amostragem tiveram suas localizações definidas com precisão, utilizando aparelho GPS (Global Position System). (iii) *Petrografia*: exame macroscópico, seguido de estudo em microscópio petrográfico, e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS. (iv) *Geoquímica*: análises químicas, em rocha total em amostras representativas das diferentes variedades identificadas. Estas análises químicas foram realizadas no Laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá), através de fluorescência de raios-X e ICP-MS. (v) *Geocronologia*: as datações foram realizadas pelos métodos de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, utilizando os espectrômetros de massa TIMS (Finnigan MAT 262) e ICP-MS (Neptune) do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA (PARÁ-ISO).

### RESULTADOS

Os dados de campo, somados aos estudos petrográficos, mostram que o Diopsídio-norito Pium é formado por noritos, gabronoritos, hornblenda-gabronoritos, hornblenda-gabros e quartzo-gabros, e enderbitos (Figura 1). Observa-se que a variedade de composição norítica ocorre ora como *enclaves* angulosos e de contatos retilíneos no interior das rochas quartzo-gabróicas, evidenciando alto contraste de viscosidade entre ambas, ora como um enxame de *enclaves* arredondados (*bubbles* / autólitos) no interior da variedade hornblenda-gabro. Os dados geoquímicos mostram que essas rochas possuem natureza subalcalina toleítica e possuem ainda afinidades geoquímicas com basaltos intraplaca. O leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP reflete um baixo grau de fracionamento dessas rochas. Os novos dados geocronológicos obtidos neste trabalho revelam-se completamente distintos dos dados existentes na literatura. As idades obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão foram de  $2745,2 \pm 1,2$  Ma para a fácies diopsídio-norito,  $2744,5 \pm 0,8$  Ma para a fácies hornblenda-gabronorito e  $2744,2 \pm 1,2$  Ma para a fácies quartzo-gabro (Figura 2). As análises Sm-Nd forneceram idades modelos  $T_{DM}$  entre 3,14 e 3,06 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}(t = 2,74 \text{ Ga})$  entre  $-2,78$  e  $-1,58$  (Figura 3).

### CONCLUSÕES

Os dados geoquímicos demonstram que as rochas do Diopsídio-norito Pium possuem natureza subalcalina toleítica. Estes dados sugerem ainda que houve um processo de evolução magmática a partir dos noritos, passando pelos quartzo-gabros, até os enderbitos. Esta evolução pode ter sido comandada por um processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, e empobrecendo-o em Mg, Fe, Ca e Al. Os estudos geocronológicos forneceram novas idades,

que apontam para uma idade de cristalização mais jovem (2,74 Ga). As idades fortemente semelhantes fornecidas pelos zircões de três variedades petrográficas do Diopsídio-norito Pium, é condizente com as relações de campo descritas anteriormente, onde comumente são observados feições de *mingling* entre os noritos e as variedades mais evoluídas, indicando baixos contrastes de viscosidade entre as mesmas. Com efeito, as características petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas do Diopsídio-Norito Pium sugerem um ambiente extensional, sendo associada ainda ao estágio de abertura da Bacia Carajás enquanto que os granitos do tipo Planalto refletem um contexto compressivo, associado ao estágio de inversão da Bacia, como discutido por (Feio et al. 2012a). As idades modelo  $T_{DM}$  entre 3,14 e 3,06 Ga obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium sugerem que as mesmas são derivadas de fontes mantélicas mais antigas separadas do manto a cerca de 3,1 Ga, enquanto que os valores de  $\epsilon_{Nd}(t = 2,74 \text{ Ga})$  entre  $-2,78$  e  $-1,58$ , indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese. As idades modelo confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano.

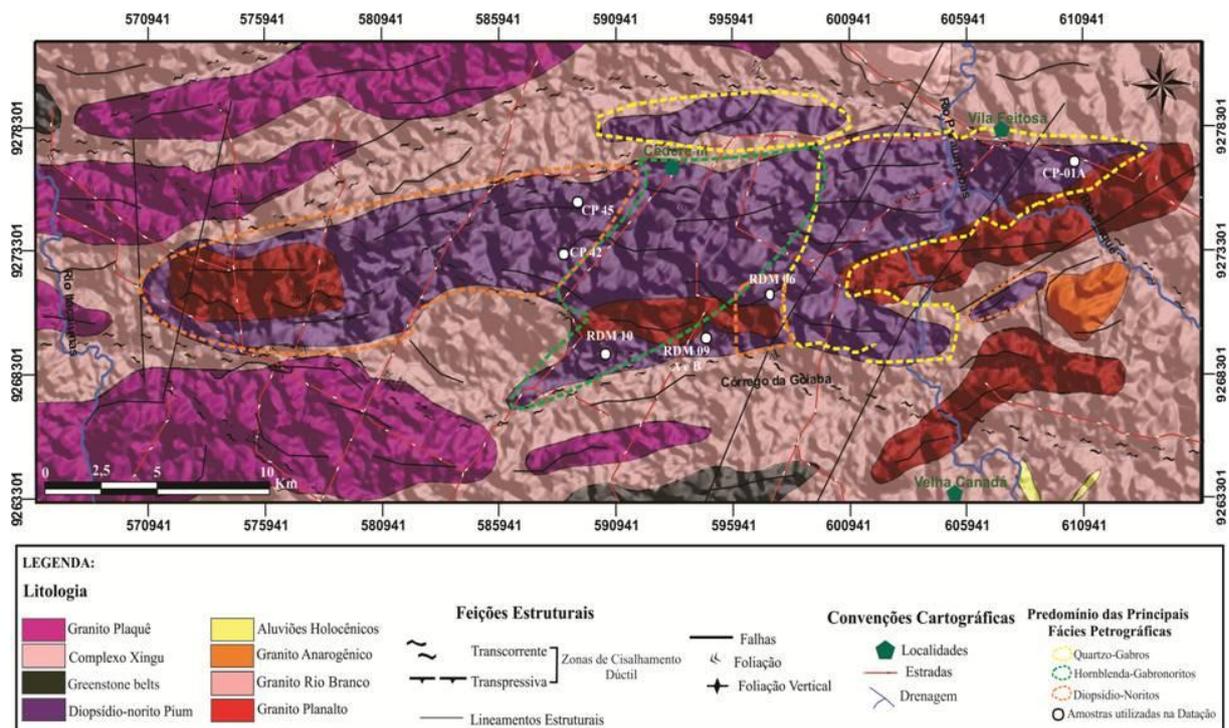


Figura 1 - Mapa Geológico da área estudada modificado de Vasquez et al. (2008), destacando as áreas onde predominam as principais variedades petrográficas identificadas neste trabalho.

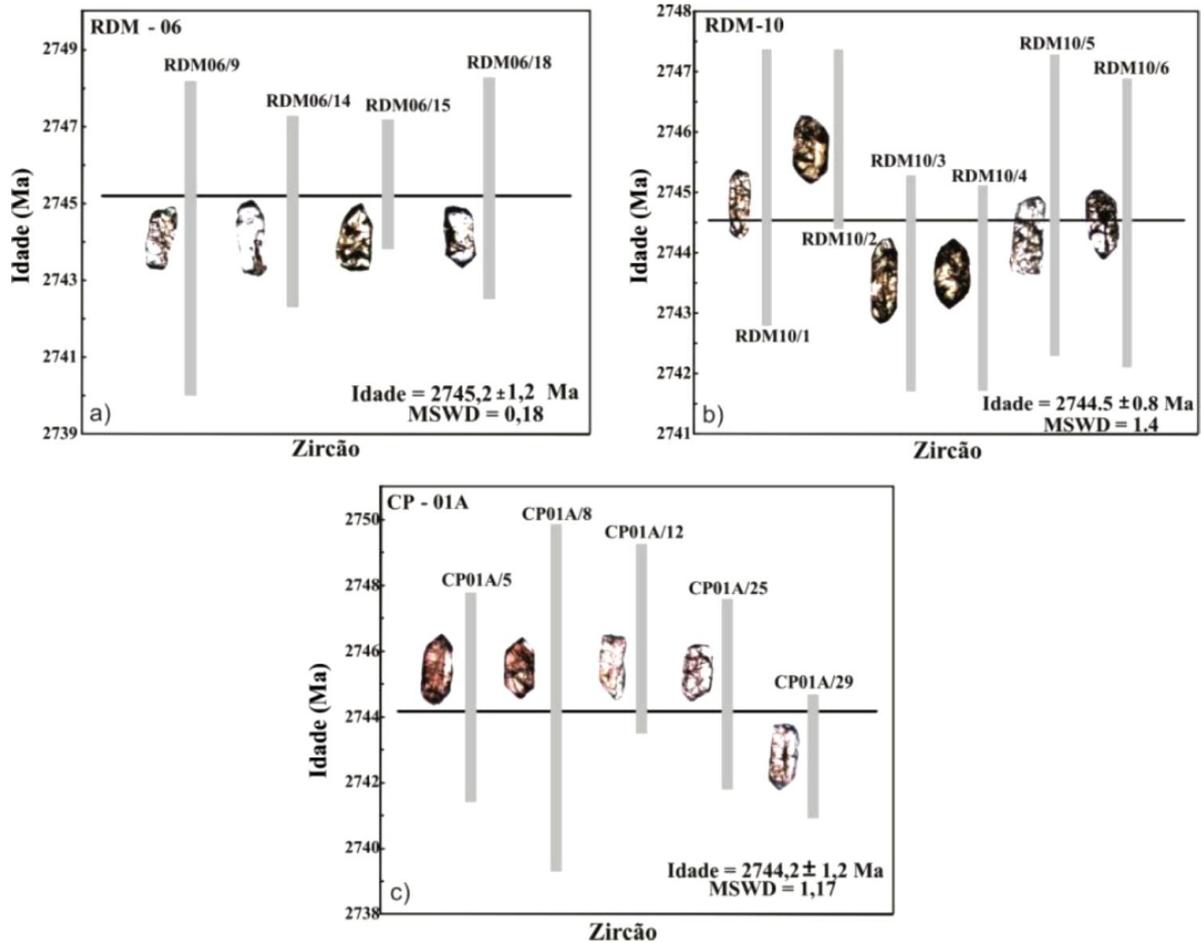


Figura 2 - Espectro de idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (em Ma) para os zircões das amostras do Diopsídio-norito Pium: a) Diopsídio-norito (RDM-06), b) Hornblenda-gabronorito (RDM-10) e c) Quartzo-gabro (CP-01A). As barras verticais representam os erros para cada cristal de zircão analisado e a linha horizontal representa a idade média obtida para cada amostra.

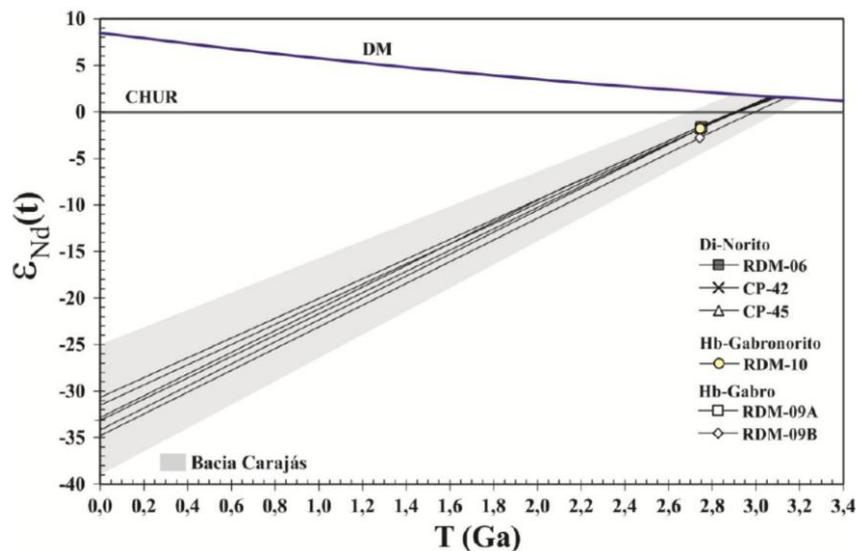


Figura 3 – Diagrama  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd e idade modelo TDM para as rochas do Diopsídio-norito Pium. Cuvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, CHUR (DePaolo & Wasserburg 1976). Comparados ao intervalo de formação de crosta da região de Carajás. Di = Diopsídio, Hb = Hornblenda.

## REFERÊNCIAS

- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás, In: Cong. Latino Amer. Geol., 1. Belém, Anais, p, 324-338.
- Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althof F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Magmatism and crustal evolution of the Carajás Province Amazonian craton. In: Dall’Agnol R., Rosa-Costa L.T, Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism Crustal Evolution and Metallogensis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém. PRONEX-UFPA/SBG-NO. 15.
- DePaolo D.J. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196. 1981.
- DePaolo D.J. & Wasserburg, G.J. Nd isotope variations and petrogenetics models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252. 1976.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1. Belém. p.100-108.
- Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Oliveira D.C., Macambira M.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos R.D., Santos P.A. 2012a. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Belém (PA), Resumos, CDROM.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and protolith of the enderbite. *Chemical Geology*. 166: 159-171.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. SBGeo/NO. Bol. Res. Exp., Belém, CDROM.
- Santos R.D. 2009. Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás - Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso, Marabá, Universidade Federal do Pará, 75p.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (Orgs). Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM.

## O GREENSTONE BELT SAPUCAIA NA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: CONTEXTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Sousa, D.S.<sup>1,4</sup> (sorayadsousa@gmail.com), Monteiro, L.V.S.<sup>1,4</sup> (lena.monteiro@usp.br), Oliveira, D.C.<sup>2,4</sup> (davis@ufpa.br), Delinardo, M.A.S.<sup>3,4</sup> (marcodelinardo@gmail.com), Moreto, C.P.N.<sup>3,4</sup> (carolina.moreto@gmail.com), Juliani, C.<sup>1,4</sup> (cjuliani@usp.br)

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais

<sup>2</sup> Instituto de Geociências – UFPA, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

<sup>3</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências – UNICAMP

<sup>4</sup> INCT - Geociam

### INTRODUÇÃO

O *greenstone belt* do Grupo Sapucaia ocorre no limite entre os domínios Rio Maria e Carajás da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008b), como uma faixa alongada e lenticularizada com direção preferencial E-W com cerca de 120 km de extensão e 1 a 10 km de largura (Araújo & Maia 1991). Adicionalmente, segmentos menores de direção geral WNW-ESE, por vezes associados aos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu (Oliveira *et al.* 2010) ou imbricadas tectonicamente ao Granito Serra Dourada na parte sul do Domínio Carajás, no Subdomínio de Transição, são reconhecidos (Moreto *et al.* 2013).

Nesse estudo são apresentados os resultados de mapeamento geológico na área de Água Azul do Norte e a caracterização petrográfica dos litotipos, com foco na individualização de suas principais unidades e reconstituição de sua história metamórfico-deformacional.

### O GREENSTONE BELT SAPUCAIA

A ocorrência de litotipos da sequência metavulcanossedimentar Sapucaia apresenta forte relação espacial com zonas de cisalhamento, provavelmente regionais, sendo os contatos com os granitoides predominantemente tectônicos, marcados por intensa milonitização das rochas e pelo alojamento de espessos veios de quartzo (> 10 m). Nos litotipos do *greenstone belt*, além da foliação milonítica (direção E-W com inflexões para NW-SE e NE-SW), a xistosidade (Sn), quando não milonitizada, representa a estrutura planar penetrativa predominante. Caracteriza-se por apresentar mergulhos para sul, variando entre 25° e 75° e, subordinadamente, para norte. Apresenta-se comumente crenulada (Sn+1) com suaves inflexões para NE-SW e NW-SE.

Os litotipos predominantes na área de Água Azul do Norte são metaultramáficos, com metabasitos, metatufos e unidades metapelíticas subordinadas. As rochas metaultramáficas (Fig. 1) associam-se a raros derrames com *pillow lavas* e textura variolítica, porém são mais comumente representadas por rochas com xistosidade (Sn) bem desenvolvida, coloração variando de cinza-escuro a verde-claro, finas a médias. Mineralogicamente são rochas compostas por tremolita, clorita magnésiana, talco, serpentina e magnetita, com carbonato subordinado. Os litotipos metaultramáficos podem ser classificados como Mg-clorita-tremolita xistos, tremolita-clorita xistos, clorita xistos, talco xistos e serpentinitos. Nos dois primeiros litotipos foram identificadas duas gerações de tremolita. A primeira ocorre como porfiroblastos nos quais é possível reconhecer uma foliação interna (Sn-1) definida pelo alinhamento de inclusões de opacos, discordante da xistosidade (Sn), indicando sua blastese anterior ao desenvolvimento da xistosidade, porém sin a tardi tectônica em relação a uma foliação prévia (Sn-1). Tal foliação foi fortemente transposta pela xistosidade Sn, definida pela orientação de uma segunda geração de tremolita que ocorre como finos cristais prismáticos ou com arranjo fibro-radiado. Nos clorita xistos são identificados raros cristais de biotita já cloritizados, e porfiroblastos de magnetita com até 0,5 cm, enquanto nos serpentinitos pseudomorfos de olivina podem ser reconhecidos.

Os metabasitos (Fig. 2) são representados por anfíbolitos, variavelmente foliados, finos a médios. Mineralogicamente são rochas compostas por actinolita ou hornblenda, plagioclásio, quartzo e, subordinadamente, por opacos + titanita + apatita + zircão + clinozoisita. Turmalina foi identificada localmente. Relíquias de texturas ígneas são identificadas, tais como textura subofítica com cristais ripiformes de plagioclásio já alterados. Relações de blastese mineral com foliações metamórficas análogas às dos tremolita-clorita xistos foram observadas a partir do reconhecimento de uma foliação interna em porfiroblastos de actinolita discordante da foliação externa (Sn), definida pelo alinhamento de cristais de

tremolina fina. Em corpos fortemente foliados pode ser observado bandamento definido por faixas constituídas por quartzo com textura granoblástica alternadas por outras com predominância de cristais de hornblenda, em geral com extinção ondulante e formação de subgrãos.

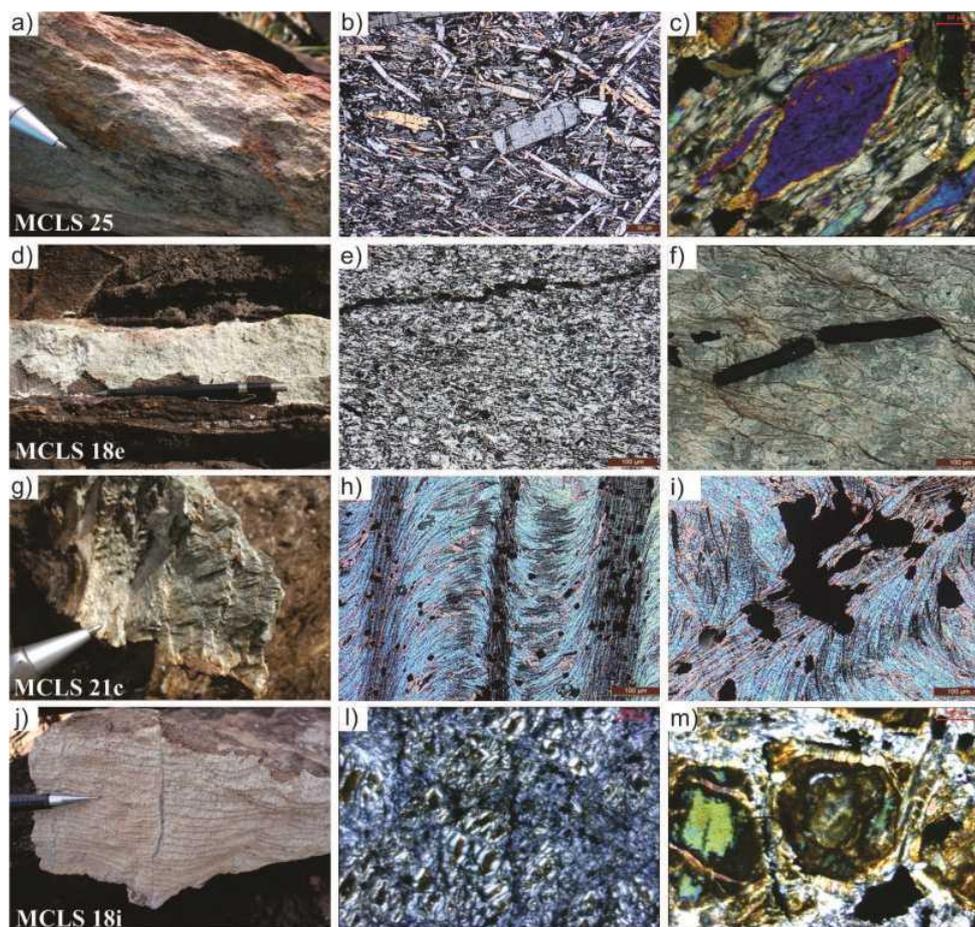


Figura 1 – Rochas metaultramáficas: a) Rochas da unidade de Mg-clorita-tremolita xistos/tremolita-clorita xisto; b) Mg-clorita-tremolita xisto com textura nematoblástica, com porfiroblastos e cristais prismáticos de tremolita; c) detalhe do porfiroblastos de tremolita orientados ao longo da foliação  $S_n$ ; d) clorita xisto; e) aspecto geral dos Mg-clorita xisto; f) minerais opacos prismáticos da mesma rocha; g) aspecto do talco xisto, com crenulação bem desenvolvida; h) talco xisto crenulado com foliação  $S_n$  localmente transposta pela foliação  $S_{n+1}$ , ao longo da qual orientam-se cristais de magnetita; i) talco xisto com minerais opacos alinhados ao plano da crenulação, alguns já oxidados; j) aspecto geral dos serpentinitos; l) aspecto de textura em rede definida pela distribuição da serpentina e em m) possíveis pseudomorfos de olivina substituídos por serpentina e limonita.

As rochas metavulcanoclásticas são representadas por metatufos bastante intemperizados, com coloração avermelhada variegada com níveis com cor ocre e com xistosidade bem definida. São representados por quartzo-clorita xisto e clorita xisto com opacos subordinados. Agregados policristalinos de quartzo recrystalizado apresentam aspecto anastomosado e podem representar vênulas deformadas ou níveis de *chert*.

A sequência metassedimentar (Fig. 3) é composta por muscovita-biotita xistos. Possuem ocorrência restrita, sendo representada por rochas de coloração cinza-esverdeadas e bastantes crenuladas.

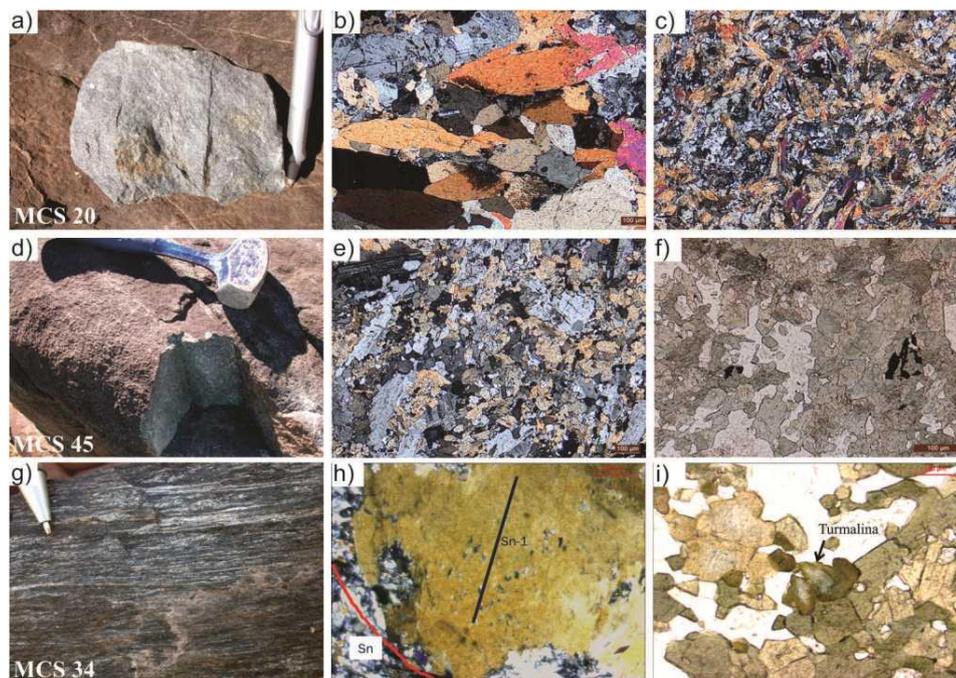


Figura 2 - Metabasitos: a) actinolita anfibolito; b) actinolita anfibolito, com arranjo granular hipidiomórfico e; c) com aspecto mais foliado; d) hornblenda anfibolito com e) textura nematoblástica, por vezes decussada; f) idem da figura 2e, mas com polarizadores descruzados; g) hornblenda anfibolito cisalhado, com textura milonítica; h) porfiroblastos de actinolita com finas inclusões de quartzo orientadas; i) turmalina associada aos cristais de anfibólio.

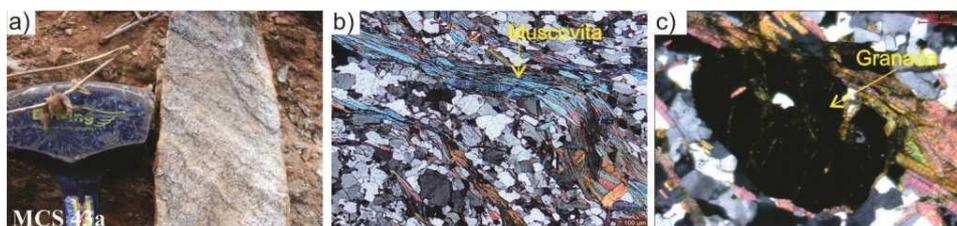


Figura 3 – Unidade metassedimentar: a) muscovita-biotita xisto; b) cristais de muscovita e; c) cristais de granada hipidiomórficos associados aos cristais de biotita.

Petrograficamente são compostas por quartzo, biotita, muscovita e plagioclásio com opacos, granada, titanita e apatita subordinados. Apresenta xistosidade espaçada, localmente anastomosada, definida pela orientação preferencial das lamelas achatadas de biotita. O espaço microlítico é composto por quartzo recristalizado, poligonal, geralmente anédrico com textura *bulging* e extinção ondulante.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

As unidades do Grupo Sapucaia na área de Água Azul do Norte não ocorrem na forma de uma extensa faixa previamente mapeada (Araújo & Maia, 1991), mas em corpos lenticulares imbricados tectonicamente aos granitoides ao longo de zonas de cisalhamento, próximas ao limite dos domínios tectônicos arqueanos, Rio Maria e Carajás.

Embora rochas máficas-ultramáficas sejam predominantes, vários litotipos típicos de uma sequência do tipo *greenstone belts*, incluindo metakomatiitos com texturas *blastospinifex*, derrames basálticos diferenciados, BIFs, *cherts* e demais rochas associadas, ainda não foram identificadas na área. Contudo, foram reconhecidos derrames de lavas almofadas com textura variolítica, indicativa de imiscibilidade magmática, além de outros litotipos agrupadas na Unidade de Rochas Metaultramáficas, tais como Mg-clorita-tremolita xisto, clorita xisto, talco xisto e serpentinitos. Entre essas, os clorita xistos com rara biotita e porfiroblastos de magnetita assemelham-se aos *black wall*, reconhecidos em outros terrenos

*greenstone belts*, a exemplo do Supergrupo Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero (Santos e Schorscher, 2010), e interpretados como resultantes de processos metassomáticos na zona de contato tectônico entre as rochas metaultramáficas e os granitoides. Adicionalmente, a sequência *greenstone* inclui uma Unidade de Metabasitos com anfibolitos variavelmente foliados, tais como actinolita anfibolito e Mg-hornblenda anfibolito e metatufos máficos, além de uma Unidade Metapelítica com quartzo-clorita xistos e muscovita-biotita xisto com granada.

Os litotipos metaultramáficos apresentam mineralogia compatível com a esperada para o sistema NCMASH ( $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ). Dessa forma, possivelmente foram formadas a partir de protólitos lherzolíticos e/ou komatiíticos, e apresentam paragênese mineral que persiste através das fácies xisto verde a anfibolito. A história metamórfico-deformacional dessas rochas é revelada pelas relações de blastese mineral e desenvolvimento de foliações metamórficas, e inclui crescimento sin- a pós-cinemático em relação à foliação Sn-1 de porfiroblastos, principalmente de anfibólio (tremolita e actinolita), forte transposição dessa foliação a partir do desenvolvimento da xistosidade Sn e sua crenulação (Sn+1), previamente ao desenvolvimento do cisalhamento que justapôs lentes do Grupo Sapucaia aos granitoides, resultando em metassomatismo e alojamento dos espessos veios de quartzo.

## REFERÊNCIAS

- Araujo, O.J.B., Maia, R.G.N., 1991. Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D. 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado [CD-ROM].
- Oliveira, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CD rom.
- Santos, C.A., Schorscher, J.H.D. 2010. Alterações *Black Wall* nos Komatiitos do Grupo Quebra Osso, Supergrupo Rio das Velhas, MG, Brasil. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais [CD-ROM].
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. 2008b. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

## AGRADECIMENTOS

INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) / Edital 01/2010 ICAAF 053/2011 Convênio VALE/FAPESPA



# 13<sup>o</sup> Simpósio de Geologia da Amazônia

22 a 26 de setembro de 2013 · Belém · PA

Recursos Minerais e Sustentabilidade Territorial na Amazônia

## Patrocínio:



Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Ministério de Minas e Energia



## Apoio:

Secretaria de Estado de Indústria, Comércio e Mineração



## Organização:



NÚCLEO NORTE

SECRETARIA EXECUTIVA: **temple** EVENTOS

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte

Av. Dr. Freitas, 3645 - 66095-110 - Belém-PA

Fone/Fax: (91) 32762526

E-mail: [nucleo-no@sbgeo.org.br](mailto:nucleo-no@sbgeo.org.br)

Site: [www.sbg-no.org.br](http://www.sbg-no.org.br)