



**NÚCLEO
NORTE**

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

VOLUME 13

► ORGANIZADORES

Rick Souza de Oliveira

Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira

César Lisboa Chaves

► **Sociedade Brasileira de Geologia**
Diretoria do Núcleo Norte / Gestão 2025-2026

Diretor Presidente

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros (SGB/CPRM/BE)

Diretor Vice-Presidente

João Marinho Milhomem Neto (UFPA)

Diretora Secretária

Elem Cristina dos Santos Lopes (SGB/CPRM/BE)

Diretora Financeira

Cintia Maria Gaia da Silva (SGB/CPRM/BE)

Diretor de Programação Técnico-Científica

Antonia Railine da Costa Silva (SGB/CPRM/BE)

Diretora de Comunicação e Publicações

Aline Maria Meiguins de Lima (UFPA/IG)

Diretor Adjunto de Rondônia

Carlos Eduardo Santos Oliveira (SGB/CPRM/RO)

Diretor Adjunto de Roraima

Fabio Luiz Wankler (UFRR)

► **FOTO DA CAPA**

Afloramento na Serra da Lua, município de Monte Alegre, Pará, composto por arenitos estratificados da Formação Monte Alegre, depositados no Pensilvaniano em sistema fluvial entrelaçado de clima desértico. A erosão eólica recente confere a forma peculiar que batiza a exposição como “Pedra do Pilão” e resulta no principal ponto de visitação do Parque Estadual de Monte Alegre, que também é conhecido por seus grafismos rupestres datados de cerca de 11.000 anos, cavernas e diversas outras feições erosivas esculpidas pelo vento, tornando estes depósitos em uma importante atração turística na região amazônica. Autoria de Rick Oliveira, em 15 de fevereiro de 2019 (Coordenadas: 2 03’51.3’’S; 54 09’58.4’’W).

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

Volume 13

*Panorama do conhecimento geológico por ocasião do **17º Simpósio de Geologia da Amazônia**, realizado em Santarém-Pará, no período de 23 a 25 de outubro de 2023.*

► ORGANIZADORES

Rick Souza de Oliveira

Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA
Instituto de Engenharia e Geociências
rick.oliveira@ufopa.edu.br

Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira

Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA
Instituto de Engenharia e Geociências
geize.oliveira@ufopa.edu.br

César Lisboa Chaves

Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM
Superintendência Regional de Belém
cesar.chaves@sgb.gov.br

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NO)

2025

Santarém – Pará – Brasil

O trabalho dos editores deste livro consistiu na triagem dos artigos submetidos, encaminhamento aos revisores, revisão técnica e editorial, pré-diagramação do texto, composição, motivo e layout da capa.

Os conceitos expressos nos artigos são de responsabilidade exclusiva dos autores.

1ª edição – 2025

A edição original desta obra está publicada em português com partes em inglês pela Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NO), Belém, sob o título “Contribuições à Geologia da Amazônia – Volume 13”

Organizadores

Rick Souza de Oliveira
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira
César Lisboa Chaves

Editado por

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NO)
Av. Augusto Correa No 1, Campus do Guamá, Museu de Geociências
Universidade Federal do Pará, CEP: 66075-110 Belém-PA
Site: <http://www.sbgeo.org.br> / E-mail: nucleo-no@sbgeo.org.br

Revisão final

Rick Souza de Oliveira
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira
César Lisboa Chaves

Capa

Rick Souza de Oliveira

Editoração

Osimar R. Araujo

Impressão

Osiart

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

C764 Contribuições à geologia da Amazônia – volume 13 / Organização Rick Souza de Oliveira, Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira, César Lisboa Chaves. – Santarém, PA : SBG - Núcleo Norte, 2025.

1 recurso eletrônico : PDF (242 p.); il. ; 93.125 kbytes

Panorama do conhecimento geológico por ocasião do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Santarém-Pará, no período de 23 a 25 de outubro de 2023.

ISBN 978-85-88692-18-3

1. Geologia – Amazônia. 2. Geociências - Amazônia. I. Oliveira, Rick Souza de, org. II. Oliveira, Geize Carolinne Correia Andrade, org. III. Chaves, César Lisboa, org.

CDD 558.11

Ficha catalográfica elaborada pela bibliotecária Nelma Botelho CRB-4 2341

É com satisfação que a Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte entrega à comunidade das Geociências da Amazônia e do Brasil, profissionais das áreas afins e à sociedade, a décima terceira edição do livro “Contribuições à Geologia da Amazônia”, reunindo 10 artigos técnico-científicos que abordam desde estudos geológicos e geofísicos de campo até pesquisas mais teóricas e aplicadas, incorporando temáticas diversas e multidisciplinares, como petrologia, geologia estrutural, paleontologia, hidrogeologia, geoquímica e sensoriamento remoto.

Agradecemos aos diversos pesquisadores, profissionais, professores, acadêmicos e técnicos de instituições oriundos de estados das regiões Norte, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil, que contribuíram com suas pesquisas, descobertas e análises inéditas. Esperamos, assim como o título do Volume se propõe, que esta edição contribua com o avanço do conhecimento geológico da Amazônia, região tão vasta e fascinante.

Gostaríamos também de manifestar nossa gratidão aos avaliadores pela revisão dos manuscritos. Suas contribuições e tempo auxiliaram na tomada de decisão e permitiram que os autores disseminem o seu trabalho com a mais alta qualidade. Sem a dedicação dos revisores, seria impossível gerenciar um processo eficiente de revisão por pares e manter os padrões necessários para o sucesso do Volume.

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte agradece a todos os colaboradores, mas, especialmente, aos seus associados que tem contribuído financeiramente ao longo dos anos e participado das ações da SBG-NO. Fator este decisivo para o sucesso desta publicação e de outras atividades do Núcleo Norte.

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros

Diretor-Presidente da SBG – Norte

Antônio Carlos de Siqueira Neto (UFOPA)
Felipe Holanda dos Santos (UFC)
Felipe Mattos Tavares (SGB-CPRM)
João Marinho Milhomem Neto (UFPA)
Julio Cesar de Faria Alvim Wasserman (UFF)
Luiz Felipe Aquino Corrêa (UFOPA)
Marcelo Lacerda Vasquez (SGB-CPRM)
Moacir José Buenano Macambira (UFPA)
Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)
Regina Célia dos Santos Silva (SGB-CPRM)
Rick Souza de Oliveira (UFOPA)
Rielva Solimairy Campelo do Nascimento (UFAM)
Suzan Waleska Pequeno Rodrigues (UnB)
Williamy Queiroz Felix (UFOPA)



Maria Telma Lins Faraco
(14.03.1953 - 01.10.2024) *in memoriam*

Nascida Maria Telma de Macedo Lins, na pequena cidade de Breves, na ilha de Marajó. Muito cedo perdeu o seu pai.

Iniciou seus estudos fundamentais em Belém no CEAM - Colégio Estadual Augusto Meira, desde a 2ª série do antigo ginásio até a conclusão do curso colegial em 1971, onde já mostrava sua veia de aluna estudiosa, sua capacidade técnica, sua amabilidade com todos e sua risada gostosa, que passou a ser sua peculiar característica.

No período da escola de geologia, na Universidade Federal do Pará (1972-1975), mostrou toda a sua paixão pelas geociências. Sempre estudiosa, falante, amiga, determinada, disciplinada e sem medo dos trabalhos de campo.

Em 1976, iniciou sua vida profissional na Superintendência Regional de Belém, da CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, hoje, SGB - Serviço Geológico do Brasil. Mesmo já casada, conseguiu unir suas vidas de esposa e de profissional, conseguindo o pioneirismo como primeira geóloga na CPRM, tanto em Belém, como na Superintendência de Manaus, onde trabalhou até 1983. Sem perder sua feminilidade, enfrentou muito jovem, os difíceis trabalhos de campo na Amazônia com idealismo e destemor.

Também foi geóloga pioneira no mestrado e no doutorado no SGB, com teses nas áreas de petrologia e geoquímica, obtendo resultados e conclusões metalogenéticas inéditas numa das áreas de maior relevância geológica para a Amazônia Oriental, em particular para o Estado do Pará, que é a Renca - Reserva Nacional do Cobre e Associados.

Nesse sentido, Telma foi uma entusiasta no estudo das supracrustais e das rochas cratônicas do Escudo das Guianas, contribuindo, assim, para o incremento do acervo geológico da Amazônia. Foi com base nesses estudos que Telma sempre foi uma referência para executar trabalhos regionais integradores a nível nacional e internacional, em escala regional.

Foi autora e coautora de mais de uma centena de publicações técnicas e artigos científicos nas áreas de petrologia, geoquímica, metalogenia e geologia regional, sendo participativa em inúmeros Congressos Nacionais, Mesas Redondas, Workshop e Encontros Técnico-Científicos.

Foi Supervisora de Recursos Minerais da Superintendência Regional de Belém, onde participou de inúmeros trabalhos técnicos e estudos científicos, protagonizando e liderando equipes em atividades de campo, de laboratório e redação de relatórios finais, sempre focada em cumprir metas e atingir objetivos dentro da angulação da missão constitucional e institucional da SGB.

Por sua experiência em geologia regional, atuando nas vertentes da petrologia, dos recursos minerais e da metalogenia, Telma era uma disseminadora dos princípios geológicos aos estudantes de geologia, aos estagiários de geologia e, por igual, aos recém-formados operadores da geologia. Assim, ela demonstrava compromisso e comprometimento com as futuras gerações para a capacitação de estudos geológicos com o selo da excelência do fazer geológico, uma característica demandada pelo SGB.

Maria Telma tinha, merecidamente, um gosto e uma predileção por viagens, muitas delas internacionais, o que exigia dela um nível mínimo de conhecimento, sobretudo, do idioma estrangeiro, que ela insistia em estudar e evoluir para facilidades de comunicação e de leitura de artigos científicos escritos no idioma inglês. Persistência e dedicação.

Assim, trabalhadora, estudante, mãe e esposa, numa mistura indissociável de empatia e simpatia. Maria Telma Lins Faraco terá a sua ausência física compensada pela presença constante das lembranças e, no decorrer do tempo, será menos uma questão de tristeza e mais uma questão de saudade.

Como uma grande amiga, Telma sempre foi um ser humano incrível, afável e dona de um coração generoso e uma forma de enxergar o mundo imensamente inspiradora. Aqueles que tiveram a sorte de conhecer Telma e de criar laços de amizade com ela, sabem o tamanho e a dimensão do privilégio recebido. Aos seus numerosos amigos, o alento é pensar nos bons momentos compartilhados com ela, no campo profissional e pessoal, por muitos anos, restando, agora, as doces lembranças e os sentimentos que ela deixa no universo de todos nós.

A SBG - Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte reconhece, de forma destacada, todos os ensinamentos valiosos que Maria Telma deixou a tantas pessoas, envoltas no seu círculo pessoal e profissional e ela sempre será uma das pessoas mais especiais que a geologia paraense produziu no curso de sua história. Nossos eternos agradecimentos.

Reginaldo Celio Bordalo Calderaro e Xafi da Silva Jorge João

Com colaborações de amigos e familiares



Mario Vicente Caputo
(1938 - 2023) *in memoriam*

Ainda me lembro de quando cheguei aos Estados Unidos, criança, aos 9 anos de idade, quase sem saber falar inglês. Meu pai, mesmo com a rotina intensa de estudos, enquanto cursava seu PhD na Universidade de Santa Bárbara, na Califórnia, dedicava parte de seu tempo para me ensinar. Era incrível como ele tinha paciência ao me ensinar as primeiras palavras em inglês. Nunca vou me esquecer de como ele dizia que eu precisava assistir filmes em inglês e como isso aceleraria meu processo de aprendizado. Eu reclamava, porque não entendia nada, mas dei ouvidos a ele e em pouco tempo o ouvido foi se abrindo. Foram seis meses de pura imersão que deram certo! Que grande professor ele foi para mim. Como essa experiência me ajudou depois quando tive que ir cursar meu bacharelado em música na Rússia. E por sinal, foi ele também quem me deu o meu primeiro curso de russo. Ah, e como ele ficava orgulhoso de me ver ouvir falar fluentemente diversos idiomas já adulta! Eu apesar de morar fora durante grande parte da minha vida, vinha sempre vê-lo e passávamos horas conversando.

Essas oportunidades e experiências me abriram tantas portas para o mundo e me moldaram de maneira tão profunda, que tudo aquilo que eu descreva fica pequeno diante da realidade.

Meu pai era um homem íntegro. Ele me ensinou a importância de ser honesta, justa e correta em todas as situações da minha vida. Antes de ele partir, pude por sorte, expressar minha gratidão e dizer o quanto me orgulhava de ser sua filha. Apesar de ser um homem de poucas palavras, sempre senti seu amor e cuidado em seus atos. Seus olhos transmitiam um carinho imenso e suas ações demonstravam sua preocupação comigo. Meu pai

se foi, mas deixou um legado de amor, honestidade, sabedoria e conhecimento. Sou grata por cada ensinamento, por cada abraço, por cada momento que compartilhamos. Sua memória será sempre viva em meu coração e minha vida.

Graduou-se em geologia em 1961 pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul e concluiu o doutorado em 1984 pela University of California, Santa Barbara -EUA.

Foi estagiário na Petrobras quando ainda aluno e ao concluir a graduação foi contratado e passou a trabalhar no escritório em Belém.

Participou de várias campanhas de mapeamentos geológicos ao longo de diversos rios da Amazônia, o que lhe deu conhecimento para publicar em 1971 a primeira Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas, juntamente com Renê Rodrigues e D.N. Vasconcelos.

Sua área de atuação, além da geologia do petróleo, incluiu o mapeamento de unidades estratigráficas das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, com ênfase em estratigrafia, geologia estrutural e paleoclimatologia. Estudou e descobriu diversas glaciações do Siluriano ao Mississipiano médio.

A Bacia do Amazonas era conhecida como Bacia do Alto, Médio e Baixo Amazonas, mas Caputo (1984 e 1988) com a justificativa de que a Bacia do Alto Amazonas teve uma evolução geológica independente da Bacia do Médio Amazonas, denominou-a de Bacia do Solimões e publicou a nova carta estratigráfica desta bacia.

Na Petrobras, foi um dos responsáveis pela descoberta do primeiro campo comercial de gás e condensado na região do rio Juruá, na Bacia do Solimões.

Todo o seu trabalho na Petrobras foi no Distrito de Belém, naquela época denominada DENOR. Após os trabalhos de mapeamentos nos flancos norte e sul da Bacia do Amazonas, passou a ser gerente de Exploração até a sua aposentadoria em 1992.

Em 1984 concluiu seu doutorado com o título “Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and Paleogeography of Northern basins of Brazil. Tese doutorado, Universidade da Califórnia (EUA), 583 p.,” com grande ênfase em paleoclimatologia.

Trabalhou na Petrobras de 1962 a 1992 e no mesmo ano ingressou como professor de Recursos Energéticos na Universidade Federal do Pará até 2008 quando se aposentou e, mesmo após sua aposentadoria, continuou a publicar vários trabalhos de estratigrafia, tectônica e magmatismo. Era um incansável em divulgar conhecimentos geológicos.

Professor Caputo participou em 1970 da assembleia de criação da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, sendo sócio ativo desde então. Um exemplo de dedicação e comprometimento com a comunidade geocientífica da Amazônia, sempre atuante e incentivador das ações do núcleo. Nosso muito obrigado!

Marília Caputo e Joaquim Ribeiro Wanderley Filho

Marília Caputo e Joaquim Ribeiro Wanderley Filho

Suíte Charnoquítica Pium: Uma Proposta Litoestratigráfica Para o Magmatismo Charnoquítico da Província Carajás

Williamy Queiroz Felix; Davis Carvalho de Oliveira; Fernando Fernandes da Silva; Luciano Ribeiro da Silva; Bhrenno Marangoanha 13

Revisão tectonoestratigráfica das rochas granitoides da porção norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás, SE do Cráton Amazônico: indicadores petrográficos, geoquímicos e petrológicos

Jean Ricardo Mesquita Machado; Davis Carvalho de Oliveira; Luciano Ribeiro da Silva 34

Evolução acoplada crosta-manto Mesoarqueana da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazonas: isótopos de Nd de granitoides de Ourilândia do Norte, Terreno Canaã dos Carajás

Luciano Ribeiro da Silva; Davis Carvalho de Oliveira; Elton Luiz Dantas 59

Origem, afinidades petrológicas e significado tectônico da Suíte Sanukitoide Água Limpa do Subdomínio Sapucaia, sudeste da Província Carajás (Cráton Amazônico)

Aline Costa do Nascimento; Davis Carvalho de Oliveira; Eleilson Oliveira Gabriel; Luciano Ribeiro da Silva; Pablo José Leite-Santos 87

Petrografia de rochas ortognáissicas e migmatíticas dos Complexos Aruanã e Bacajá, Domínio Bacajá, Cráton Amazônico

Isis Castro Marinho da Silva; Antônio Alessandro de Jesus Braga; Felipe Holanda dos Santos 117

Investigação do comportamento de índices espectrais na caracterização de áreas de recarga subterrânea em ambientes do estuário Amazônico

Aline Maria Meiguins de Lima; Yuri Antonio da Silva Rocha; Ilziane Simões de Oliveira; Vitor Gabriel Queiroz do Nascimento; Arthur César Souza de Oliveira; Bruno Rocha Negrão; Kamylla Eduarda Hamad Cabral; Saulo Siqueira Martins; José Augusto Martins Corrêa; Cláudio Moisés Santos e Silva 138

Interpretação gravimétrica 2D das intrusões ígneas entre as bacias sedimentares do Amazonas e Solimões

Maely de Carvalho Dias; Raphael Di Carlo Silva dos Santos; Michele Andriolli Custódio; Isabelle de Menezes Cruz 160

Qualidade da água do Aquífero Alter do Chão em Vista Alegre do Juá, município de Santa-rém – PA, Amazônia Brasileira

Anelise Roberta Prata de Oliveira; Fernanda Souza do Nascimento; Cintya de Azambuja Martins; Norbert Fenzl; Stella Karolayne Damásio Ribeiro; Jéssica Bruna Gomes dos Santos Gualberto; Lorena da Silva Tenório 178

Associação ecológica de invertebrados de depósitos Pensilvanianos da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas

Içana Evelyn de Oliveira Tavares; Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira; Rick Souza de Oliveira; Stella Karolayne Damásio Ribeiro; Lineker Alexandre Lira; Eduardo Fernandes da Silva Pinto 192

Indícios de ação neotectônica nas bordas das bacias do Pantanal e Paraná: uma análise integrada de parâmetros morfométricos e lineamentos estruturais

*Iara Sena Rocha*¹, *Amarildo Salina Ruiz*², *Antonio Paranhos Filho*..... 220

Suíte Charnoquítica Pium: Uma Proposta Litoestratigráfica Para o Magmatismo Charnoquítico da Província Carajás

Pium Charnochitic Suite: A Lithostratigraphic Proposal for the Charnochitic Magmatism of the Carajás Province

Williamy Queiroz Felix^{1,2,3,4}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2,3}, Fernando Fernandes da Silva^{1,3,5}, Luciano Ribeiro da Silva^{2,3,4}, Bhrenno Marangoanha¹

RESUMO: A Suíte Charnoquítica Pium (SCP) é composta pelas unidades Diopsídio Norito Pium, Enderbito Café e Charnoquito Rio Seco, todas cristalizadas em torno de $2,74 \pm 0,01$ Ga. Em termos litológicos, estas unidades variam de noritos a charnoquitos *latosensu*. Os plútons da SCP são intrusivos no embasamento mesoarqueano, dispostos segundo os *trends* E-W e NE-SW, e mostram uma relação espaço-temporal com o magmatismo subalcalino da Suíte Planalto. A ascensão e colocação dos magmas geradores da SCP se deu ao longo de zonas de cisalhamento que atuaram como condutos para o transporte de magmas derivados do manto para a crosta superior. Essas rochas exibem texturas ígneas bem preservadas, e localmente apresentam-se deformadas. A SCP mostra ampla variação geoquímica, com teores de sílica variando entre 46% e 80%, natureza metaluminosa, magnesiânica e comportamento transicional entre as séries cálcio-alcalina e cálcio-alcalina alto-K. Dados geoquímicos e isotópicos sugerem que o Diopsídio Norito Pium foi formado por fusão parcial do manto peridotítico em $2,74 \pm 0,01$ Ga, previamente enriquecido por componentes crustais (ϵNd_t -2,22 e +0,3). As fácies do Charnoquito Rio Seco mostram evidências de que são comagmáticas, onde os granitos e granodioritos são gerados por cristalização fracionada dos gabronoritos.

PALAVRAS-CHAVE: Geoquímica, Neoarqueano, Província Carajás, Charnoquitos, Diopsídio Norito Pium.

ABSTRACT: The Pium Charnockitic Suite (SCP) is composed of the Pium Diopside Norite, Café Enderbite, and Rio Seco Charnockite units, all crystallized around 2.74 ± 0.01 Ga. Lithologically, these units range from norites to charnockites in the broad sense. The plutons of the SCP are intrusive into the Mesoarchean basement, arranged according to E-W and NE-SW trends, and show a spatial-temporal relationship with the sub-alkaline magmatism of the Planalto Suite. The ascent and emplacement of the magmas generating the SCP occurred along shear zones that acted as conduits for the transport of mantle-derived magmas to the upper crust. These rocks exhibit well-preserved igneous textures and are locally deformed. The SCP shows a wide geochemical variation, with silica contents ranging between 46% and 80%, metaluminous nature, magnesian, and transitional behavior between the calc-alkaline and high-K calc-alkaline series. Geochemical and isotopic data suggest that the Pium Diopside Norite was formed by partial melting of peridotitic mantle at 2.74 ± 0.01 Ga, previously enriched by crustal components (ϵNd_t -2.22 to +0.3). The Rio Seco Charnockite facies show evidence of being comagmatic, where granites and granodiorites are generated by fractional crystallization of gabbro-norites.

KEYWORDS: Geochemistry, Neoproterozoic, Carajás Province, Charnockites, Diopside Norite Pium.

¹ Universidade Federal do Pará (UFPA)

² Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

³ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

⁴ Curso de Geologia, Instituto de Engenharia e Geociências (IEG), Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA)

⁵ Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA)

E-mail: williamy@ufpa.br

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, apontada como principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico, é conhecida por registrar uma ampla ocorrência de depósitos minerais e uma complexa história evolutiva. Até meados da década de 2000, os mapas geológicos até então disponíveis para a porção norte da província haviam sido realizados em escala regional (1:250.000), onde as principais unidades individualizadas eram as rochas do Complexo Xingu e os granitoides neoarqueanos da Suíte Plaquê e rochas máfico-ultramáficas da Suíte Cateté (Macambira & Vale 1997; Vasquez *et al.*, 2008). Trabalhos recentes envolvendo mapeamento geológico em escala de semidetalhe (1:50.000) de áreas-chave, foram realizados por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-UFPA) e mostram que esta região apresenta um quadro geológico mais complexo, onde foram individualizados terrenos formados por granitos intrusivo, um embasamento gnáissico-migmatítico, e por vezes granulítico, de idade mesoarqueana, além de rochas neoarqueanas que variam de noritos a monzogranitos (Feio *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2019a; Felix *et al.*, 2020).

Historicamente, as rochas charnoquíticas são comumente associadas com complexos metamórficos de alto grau (e.g., Pidgeon *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2008; Marangoanha *et al.*, 2019a). Na região da Vila Ouro Verde, rochas de alto grau foram identificadas, denominadas de Complexo Granulítico Pium (Docegeo, 1987, Araújo e Maia, 1991). Atualmente, esta região, ocorre o Granulito Ouro Verde, e rochas charnoquíticas neoarqueanas, como o Enderbito Café e o Diopsídio Norito Pium (Pidgeon *et al.*, 2000; Feio *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2019a). Na região de Ourilândia do Norte, novas associações charnoquíticas vem sendo individualizadas ou redefinidas a partir de rochas pertencentes ao que era considerado como domínios de ocorrências do embasamento mesoarqueano e das intrusões de rochas máfico-ultramáficas da Suíte Cateté (Felix *et al.*, 2020). Neste contexto, o intuito deste estudo é formalizar o agrupamento das rochas charnoquíticas neoarqueanas da Província Carajás na Suíte

Charnoquítica Pium, apresentada por Felix *et al.* (2023a). Aqui, propõe-se que a Suíte Charnoquítica Pium seja composta pelo Diopsídio Norito Pium e Enderbito Café, ambos aflorantes na área de Ouro Verde, e pelo Charnoquito Rio Seco que aflora na região de Ourilândia do Norte. A criação da Suíte Pium vai gerar um melhor entendimento do magmatismo charnoquítico da Província Carajás, facilitando as correlações geoquímicas e tectonoestratigráficas deste magmatismo com unidades ainda indiferenciadas. Esta proposta segue as normas do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), e o termo geográfico Pium foi selecionado devido ao seu longo histórico de referência no contexto geológico regional. Embora o termo “magma charnoquítico” não seja usado na literatura científica para se referir a um magma de composição restrita, neste trabalho, este termo é usado para se referir ao magmatismo responsável pela formação das rochas que compõem a Suíte Charnoquítica Pium. Este capítulo visa sintetizar e apresentar os dados mais recentes disponíveis sobre as unidades que compõem a Suíte Charnoquítica Pium, explorando desde aqueles de escala microscópica, passando pelos principais processos petrogenéticos, até suas implicações para a tectônica neoarqueana da Província Carajás.

GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozoica (Brito Neves & Cordani 1991). A Província Carajás representa o núcleo arqueano do Cráton Amazônico, e seu arranjo tectônico tem sido entendido como províncias geocronológicas ou estruturais (Tassinari & Macambira 1999; 2004; Santos 2003). Várias propostas estratigráficas foram apresentadas para a Província Carajás, sendo aquelas que a divide em domínios tectônicos as mais amplamente empregadas (Docegeo 1988; Santos 2003; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Vasquez & Rosa-Costa 2008; Vasquez *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2023). Seguindo a perspectiva de domínios tectônicos, a Província Carajás foi dividida em dois segmentos crustais tectonicamente distintos: o primeiro, a sul, é o Domínio Rio Maria,

de idade mesoarqueana; e o Domínio Carajás, formado por rochas meso- e neoarqueanas, a norte (Souza *et al.*, 1996; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008). Considerando essa abordagem de domínios tectônicos, Dall'Agnol *et al.* (2013) propuseram uma nova divisão para a porção norte da Província Carajás. Esta proposta subdivide o Domínio Carajás em dois subdomínios, o subdomínio Canaã dos Carajás e Sapucaia. Recentemente o limite entre os domínios Rio Maria e Carajás foi modificado, e o Domínio Carajás dividido em três terrenos que, embora apresentem um padrão estrutural linear E-W em comum, são limitados por descontinuidades geológica e formados por diferentes associações litológicas, sendo eles: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Figura 1– Oliveira *et al.*, 2023).

O Domínio Rio Maria representa um típico terreno granito-greenstone mesoarqueano bem preservado (2,98–2,85 Ga), composto essencialmente por greenstone belts e granitoides (Souza *et al.*, 1996; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2023). Os *greenstone belts* desse domínio são divididos em dois Grupos: Grupo Andorinhas (3,0 Ga a 2,9 Ga) e Grupo Tucumã-Gradaús (2,9 a 3,0 Ga) (R. C. dos S. Silva *et al.*, 2021; Oliveira *et al.*, 2023). Seguindo o agrupamento proposto por Oliveira *et al.* (2023), os granitoides do Domínio Rio Maria são agrupados em dois tipos principais de magmatismo: i) o magmatismo sódico, que inclui a Suíte Migmatítica Caracol e o Granito Bonito (Suíte Granodiorito Nova Canadá) e; ii) o magmatismo cálcio-alcálico, composto pela Suíte Sanukitoide Rio Maria, Suíte Granodiorito-Granítica Guarantã, e pelos granitos Manelão e Mata Surrão (Suíte Granítica Xinguara).

O Terreno Sapucaia é formado predominantemente por suítes TTG, semelhante ao Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de migmatização no final do Mesoarqueano, representado pela Suíte Migmatítica Caracol, além de alguns corpos da Suíte Trondhjemitica Rio Verde e pelo Granito Xinguara (Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2011; Leite-Santos & Oliveira 2016; Oliveira *et al.*, 2023). O Neoarqueano do Terreno Sapucaia é marcado por um magmatismo félsico a intermediário sintectônico, sendo este representado pela Suíte Vila Jussara e Granito Velha Canadá (Leite-Santos & Oliveira 2016; Dall'Agnol *et al.*, 2017; Marangoanha *et al.*, 2020; Silva *et al.*, 2020).

O Terreno Canaã dos Carajás difere em relação ao Terreno Sapucaia em razão do seu embasamento possuir uma ampla dominância de biotita granitos (Suíte Granítica Canaã dos Carajás) em relação a rochas com afinidade TTG, além da presença de migmatitos e granulitos (Suíte Granulítica Chicrim Cateté). O Neoarqueano do Terreno Canaã dos Carajás, assim como no Terro Sapucaia, é marcado por um magmatismo subalcalino (Feio *et al.*, 2012; Dall'Agnol *et al.*, 2017; Marangoanha *et al.*, 2019b; 2020; Felix *et al.*, 2023b). As associações neoarqueanas do Domínio Canaã dos Carajás apresentam charnoquitos (Suíte Charnoquítica Pium) e a ocorrência de rochas máficas-ultramáficas da Suíte Cateté, litologias essas que não são observadas no Terreno Sapucaia. De maneira geral, o magmatismo da Suíte Charnoquítica Pium corta unidades mesoarqueanas formadas durante o pico metamórfico da Província Carajás (2,89 a 2,84 Ga) (Marangoanha *et al.*, 2019a; M. A. D. Silva *et al.*, 2021; Ribeiro da Silva *et al.*, 2023).

A porção inferior da Bacia Carajás é representada pelas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Grão-Pará (2,76–2,74 Ga), e é sobreposta por rochas metassedimentares das formações Serra Sul e Águas Claras (2,68–2,06 Ga) (Araújo & Nogueira 2019; Araújo Filho *et al.*, 2020; Rossignol *et al.*, 2020; Martins *et al.*, 2022). O Grupo Grão-Pará é intrudido por magmatismo máfico-ultramáfico da Suíte Cateté e granitos da Suíte Planalto (Barros *et al.*, 1997; Vasquez & Rosa-Costa 2008; Oliveira *et al.*, 2023).

Coberturas sedimentares do Sideriano–Riariano são observadas em toda a Província Carajás, sendo estas representadas principalmente pelas formações Águas Claras, Gorotire, Caninana, Azul e Serra Azul, além dos grupos Gemaque e Rio Fresco (Figura 1). Essas coberturas sedimentares indicam que esse segmento de crosta representava um cenário de plataforma continental estável capaz de alojar extensas bacias (Vasquez *et al.*, 2008; Araújo Filho *et al.*, 2020). Granitos tipo-A orosirianos (~1,88 Ga) e diques associados são encontrados intrudindo rochas em todos os domínios da província Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2016; Teixeira *et al.*, 2017).

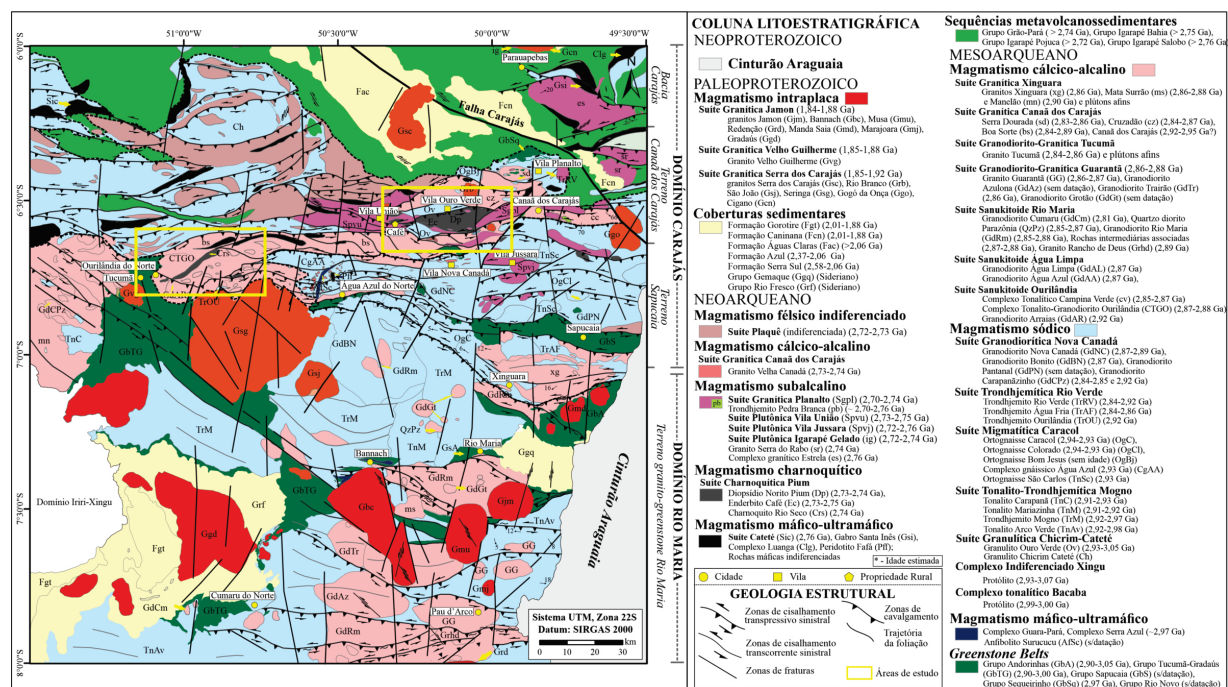


Figura 1. Mapa Regional da Província Carajás modificado de Oliveira *et al.* (2023).

GEOLOGIA DA SUÍTE CHARNOQUÍTICA PIUM

A Suíte Charnoquítica Pium (SCP) proposta neste trabalho compreende três unidades neorqueanas do Terreno Canaã dos Carajás da Província Carajás. Estas unidades são o Diopsídio Norito Pium, Enderbito Café (Figura 2), e o Charnoquito Rio Seco (Figura 3). A Suíte Charnoquítica Pium engloba uma ampla variedade de rochas que variam de noritos a charnoquitos *lato sensu* (Figura 4). Seus principais aspectos de campo, mesoscópicos e microscópicos serão discutidos ao longo desta seção. Os dados petrográficos aqui apresentados foram compilados a partir dos artigos que descrevem essas unidades (Santos *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2019a; Felix *et al.*, 2020).

As rochas que compõem a Suíte Charnoquítica Pium apresentam textura intergranular para as rochas máficas, e textura equigranular a heterogranular para os granitoides, com granulação variando de média a grossa. Bandamento magmático é observado, especialmente no Diopsídio Norito Pium e no Charnoquito Rio Seco. Em termos de composição mineralógica, as unidades exibem mineralogia similar, com diferença em seus conteúdos modais. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, álcali feldspato, enstatita, ferrosilita, augita, diopsídio e quartzo. Os minerais varietais e acessórios primários incluem hornblenda, actinolita, biotita, allanita, epidoto, zircão, apatita, magnetita e ilmenita (Figura 5).

A Suíte Charnoquítica Pium interage com outras unidades da mesma idade, especialmente a Suíte Planalto. Esta interação é evidenciada pelos processos

de mistura, enclaves e contatos tectônicos. A variação na isotropia da Suíte Charnoquítica Pium é grande, variando de isotrópica a anisotrópica, podendo até formar milonitos. A seguir, será apresentada uma descrição sucinta de cada unidade que compõem a Suíte Charnoquítica Pium.

Aspectos de campo

O Diopsídio Norito Pium aflora na área de Ouro Verde, município de Canaã dos Carajás, formando um corpo alongado de aproximadamente 35 km de extensão disposto na *trend* regional E-W (Figura 2). As rochas que constituem este corpo são isotrópicas (Figura 4c), leucocráticas a mesocráticas e apresentam pouca variação textural, com uma ampla predominância de rochas equigranulares de granulação média a heterogranulares de granulação fina a média. É observável uma granulação grossa com cristais de plagioclásio levemente orientados (Figura 4f). Os noritos e gabros do Diopsídio Norito Pium comumente apresentam finas camadas de minerais máficos (piroxênio e anfibólio) intercaladas com camadas de plagioclásio, formando um bandamento magmático (Figura 4f). Interações entre as rochas máficas do Diopsídio Norito Pium e os granitos da Suíte Granítica Planalto são comumente observadas (Feio *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2020). Essas interações podem incluir enclaves máficos bem preservados ou parcialmente digeridos, feições de mistura (*mingling e mixing*), além de contatos paralelizados (Figura 4). Entre as variedades que compõem o Diopsídio Norito Pium, existem diferentes condições de viscosidade. Diversos enclaves

arredondados (*bubbles*/autólitos) de noritos são encontrados no interior da fácies quartzo gabro, indicando um baixo contraste de viscosidade. Além disso, enclaves noríticos podem apresentar contatos retilíneos com a variedade quartzo-gabro, sugerindo que um contraste de viscosidade de alto a médio também pode ocorrer entre as rochas do Diopsídio Norito Pium.

O Charnoquito Rio Seco, aflorante no município de Ourilândia do Norte, é uma típica série charnoquítica (Figura 3). Esta série composta por olivina gabro-noritos, quartzo gabros, ortopiroxênio granodioritos, clinopiroxênio monzogranitos e anfibólio monzogranitos. As rochas máficas são essencialmente isotrópicas e equigranulares, com granulometria média (Figura 4a,d). Por outro lado, os granitoides apresentam uma variação de isotrópicos a anisotrópicos, como granulação inequigranular média (Figura 4g,j). O Charnoquito Rio Seco é composto por um *stock* principal e dois outros menores. O corpo principal tem aproximadamente 13 km de extensão, alongado no sentido NE-SW. Os corpos menores, por sua vez, são alongados no sentido E-W e tem comprimentos de aproximadamente 4 km. A deformação presente no Charnoquito Rio Seco é heterogênea. Suas fácies mais evoluídas apresentam uma fábrica planar deformacional, por vezes chega a formar foliação milonítica (Figura 4j). Isso contrasta com as rochas máficas que não apresentam deformação tectônica (Figura 4g,j). As foliações presentes nos granitoides têm uma tendência NE-SW e E-W, com mergulhos subverticais (70-85°). Xenólitos e/ou relação de mistura com outras unidades não são observados no Charnoquito Rio Seco. Os enclaves presentes são

autólitos que formam pequenos agregados anfibólicos e piroxênios (Figura 4g). O enriquecimento em minerais félsicos, especialmente quartzo e álcali feldspato, é uma característica observável e recorrente no Charnoquito Rio Seco, e marca a transição entre gabro e quartzo gabro (Figura 4d).

O Enderbitto Café é formado por três *stocks* lenticulares com orientação E-W e comprimentos de aproximadamente 5 km. Suas rochas afloram nas proximidades das Vila Ouro Verde. O Enderbitto Café é formado por três *stocks* lenticulares com orientação E-W e comprimentos de aproximadamente 5 km. Suas rochas afloram nas proximidades da Vila Ouro Verde. É composto por quartzo dioritos, tonalitos etrondhjemitos (Figura 4b). Em geral, estas rochas apresentam textura equigranular média, coloração cinza-esbranquiçada, e são holo a leucocráticas ($M'=1,8-25,6\%$), com ocorrências mesocráticas subordinadas (M' até 39,40%). Enclaves máficos subarredondados, orientados segundo a foliação tectônica, são observados nos trondhjemitos (Figura 4e). O Enderbitto Café possui leve anisotropia, com milonitos e bandas de cisalhamento sendo comuns nos limites dos plútons (Figura 4h). As zonas de cisalhamento presentes na área de ocorrência do Enderbitto Café marcam o contato entre as rochas enderbíticas e os granitoides da Suíte Plutônica Vila União e do Diopsídio Norito Pium. Essa foliação milonítica exibe uma tendência E-W (Figura 4k) e, devido ao seu alto ângulo, os mergulhos ocorrem tanto para o norte quanto para o sul. As lineações de estiramento mineral são subverticais (70°-84°) com caimento para sul.

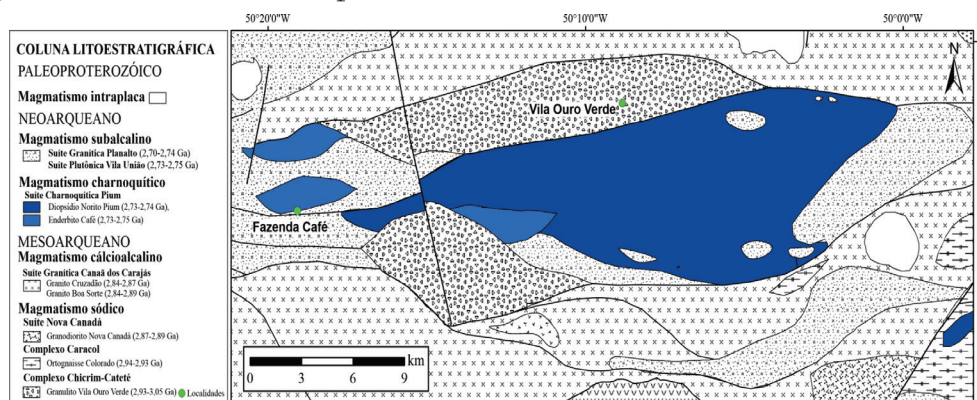


Figura 2. Mapa geológico das unidades Enderbitto Café e Diopsídio Norito Pium.

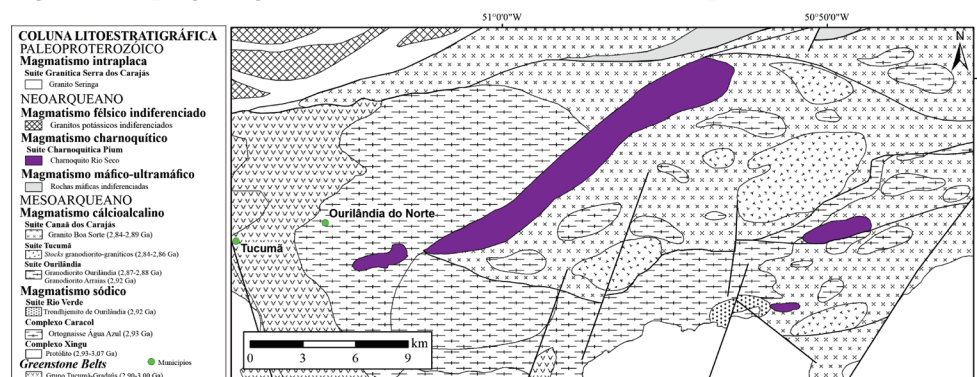


Figura 3. Mapa geológico do Charnoquito Rio Seco.



Figura 4. Aspectos macro e mesoscópicos das unidades que compõem a Suíte Charnoquítica Pium (a-l). **Charnoquito Rio Seco** (a) olivina gabronorito; (d) transição entre gabro e quartzo gabro mostrando o enriquecimento em minerais félsicos; (g) clinopiroxênio monzogranito com textura isotrópica e enclaves máficos arredondados; (j) anfibólio monzogranito com foliação penetrativa evidenciada pelos cristais de anfibólio. **Enderbito Café** (b) Fácies menos evoluída apresentada pelo quartzo diorito; (e) trondhjemitito com foliação tectônica moderada e ângulo sub-vertical, enclave máfico subarredondado orientado segundo a foliação tectônica; (h) fácies trondhjemitica predominantemente isotrópica; (k) tonalito com foliação tectônica. **Diopsídio Norito Pium** (c) gabro isotrópico e sua textura mesoscópica predominante; (f) gabronorito com cristais de plagioclásio destacados e levemente orientados; (i) gabro finas camadas de minerais máficos (piroxênio e anfibólio); (l) interação entre as rochas máficas do Diopsídio Norito Pium e os granitos da Suíte Planalto.

Aspectos microscópicos e mineralógicos

As rochas que compõem o Diopsídio Norito Pium apresentam textura intergranular e granular hipidiomórfica (Figura 5m). Estas são constituídas por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, anfibólio, biotita, apatita, zircão e minerais opacos (sulfetos, magnetita e ilmenita). Os noritos são mesocráticos (M=40%) e apresentam textura intergranular média. Nas fácies hornblenda gabro e quartzo gabro, a granulação varia de média a grossa, com textura intergranular e composição mineral semelhante aos noritos, embora seja observado um aumento modal dos minerais félsicos, especialmente quartzo, e nas quantidades de anfibólio em relação aos piroxênios. Os tonalitos apresentam textura granular hipidiomórfica com granulação média. Nessas fácies, o quartzo é um mineral essencial, e a hornblenda é dominante em relação aos piroxênios. A fácies cumulática do Diopsídio Norito Pium apresenta altos valores modais de piroxênio (46,5% de ortopiroxênio e 29,4% de clinopiroxênio) e hornblenda (10,4%). Esses minerais máficos representam a fase *cumulus*, enquanto o plagioclásio (10%) e o quartzo (0,3%) representam o *intercumulus*. A transformação de piroxênios para anfibólio, especialmente hornblenda, é comumente encontrada nas rochas do Diopsídio Norito Pium, sobretudo nas rochas mais evoluídas. As texturas ígneas bem preservadas e a ausência de feições de recristalização causadas por deformação, magmática ou pós-magmática, assim como os dados de campo, indicam que as rochas do Diopsídio Norito Pium sofreram pouca ou nenhuma influência da deformação neoarqueana que afetou outras unidades neoarqueanas do Terreno Canaã dos Carajás.

O Charnoquito Rio Seco inclui olivina norito, gabronorito, ortopiroxênio granodiorito, clinopiroxênio monzogranito e anfibólio monzogranito. As rochas máficas apresentam textura intergranular bem preservada e sem sinais de recristalização dinâmica (Figura 5a-b). Os granitoides apresentam texturas hipidiomórficas e, ocasionalmente, porfíricas, com granulação variando de média a grossa (1-5 mm). Diferentemente das rochas máficas, os granitoides apresentam texturas de recristalização dinâmica, como extinção ondulante, estruturas de núcleo-manto em quartzo, microfraturas e microfalhas preenchidas com minerais primários (Figura 5f). Olivina e piroxênios são os minerais máficos dominantes nas rochas máficas e diminuem seu conteúdo modal à medida que as rochas ficam mais evoluídas. A agregados de quartzo anédrico, que cor-

respondem a intercrescimentos granofíricos (Figura 4 c-d), são comuns nos quartzo-gabro e representam a porção mais evoluída das rochas máficas. Todas as rochas do Charnoquito Rio Seco apresentam clinopiroxênios e ortopiroxênios coexistentes com texturas de exsolução (textura de espinha de peixe); os cristais hospedeiros de ortopiroxênio contêm grandes lamelas de clinopiroxênio, o mesmo processo ocorre no clinopiroxênio que, por sua vez, exsolvem em lamelas finas de ortopiroxênio (Figura 5c). Além da textura espinha de peixe, textura em coroa são abundantes, seja ortopiroxênio bordejado por clinopiroxênio, ou anfibólio bordejando cristais de piroxênio (Figura 5c-d). O anfibólio que bordeja esses piroxênios é a hornblenda, que comumente encontra-se em contato reto com cristal de biotita primária (Figura 5d). Na fácies anfibólio-monzogranito, a substituição de piroxênios por anfibólios é generalizada, onde o piroxênio é preservado apenas em núcleos reliquias dentro do anfibólio. Nos anfibólio-monzogranitos, além da presença da hornblenda, também é possível observar a presença de actinolita (Figura 5e).

Embora rochas do Enderbito Café exibam uma notável milonitização, elas ainda exibem texturas magmáticas primárias, como textura granular hipidiomórfica e agregados máficos hipidiomórficos, ambos não afetados por recristalização em estado sólido (Figura 5g-h). Essas rochas são constituídas mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, anfibólio, biotita e ortopiroxênio. As fases varietais e acessórias são minerais opacos, epidoto primário, titanita, allanita e zircão. As fases secundárias são clorita e epidoto secundário. A foliação milonítica em microescala forma plagioclásios arredondados e rotacionados com extinção ondulante e parcialmente recristalizados, enquanto os minerais máficos, especialmente a biotita, estão orientados segundo a foliação (Figura 5i). Os cristais de plagioclásio também mostram que a deformação atuante nas rochas do Enderbito Café foi ativa quando ainda havia presença de *melt* nessas rochas, evidenciado pelos cristais de plagioclásio hipidiomórficos com fratura magmática preenchida (Figura 5j). A deformação registrada nas rochas do Enderbito Café mostra que essas rochas deformaram ainda na presença de *melt* e continuaram até o estágio *subsolidus*, o que é indicado pelos cristais de plagioclásio deformados em baixa temperatura formando *kink* e cristal de quartzo inteiramente recristalizado por rotação de subgrão (Figura 5k-l).

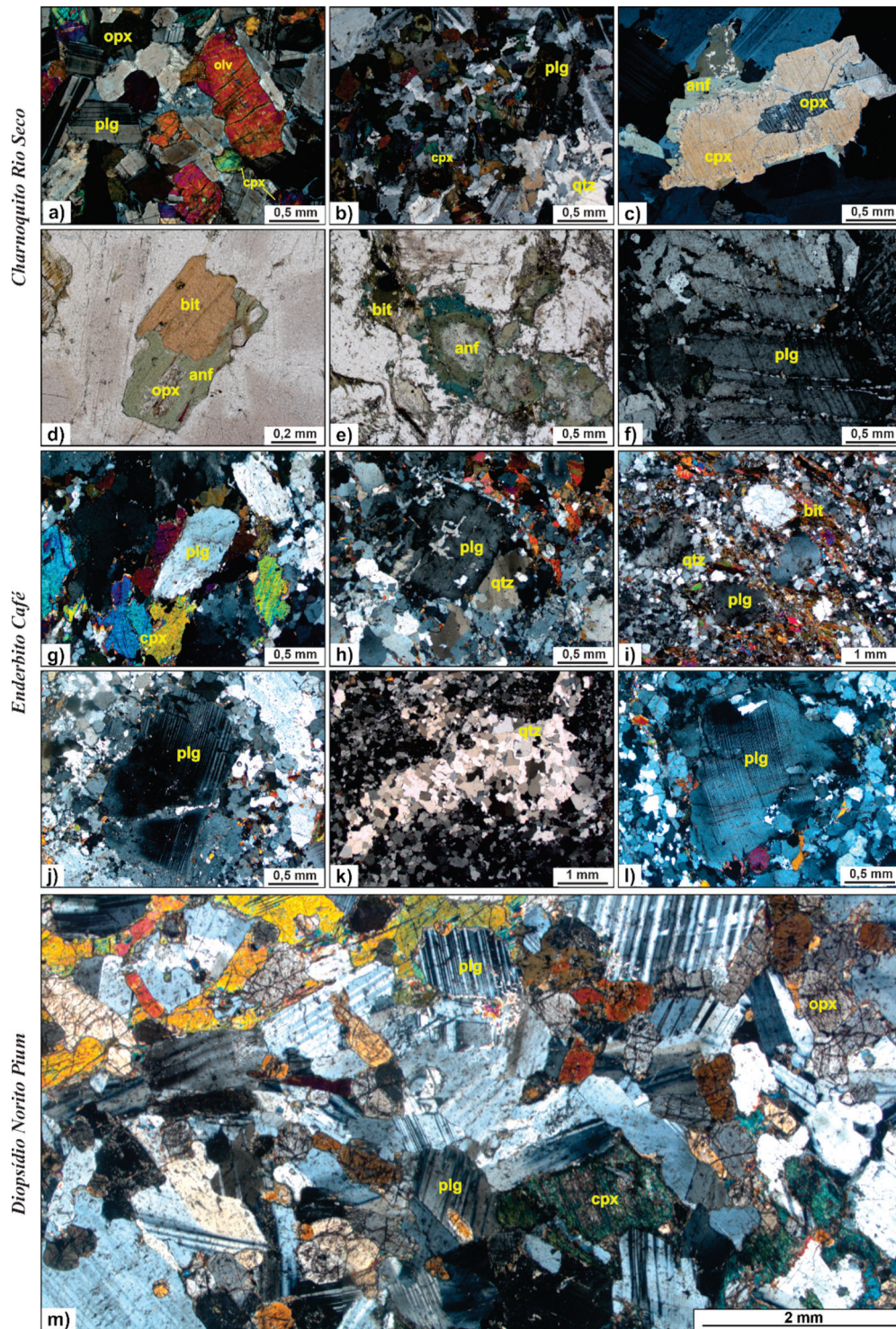


Figura 5. Aspectos microscópicos da Suíte Charnoquítica Pium. Charnokito Rio Seco: a-b) textura intergranular bem preservada e sem sinais de recristalização, gabronorito e quartzo gabro, respectivamente; c) textura em coroa, ortopiroxênio bordejado de clinopiroxênio; d) textura em corona entre piroxênio e anfibólio em contato reto com cristal de biotita primária; e) diferentes gerações de anfibólio presente do Charnokito Rio Seco; f) falhas magmáticas preenchidas com minerais primários. Enderbito Café: g) cristais de plagioclásio e clinopiroxênio hipidiomórficos; h) plagioclásio idiomórfico cercado por cristais de quartzo sinais de recovery; i) foliação milonítica em microescala presente nos tonalito, os cristais de plagioclásio se apresentam de forma arredonda enquanto os minerais máficos, especialmente a biotita, estão orientados segundo a foliação; j) plagioclásio hipidiomórfico com fratura magmática preenchida; k) cristal de quartzo inteiramente recristalizado por rotação de subgrão (SGR); l) cristal de plagioclásio deformado em baixa temperatura formando kink. m) textura intergranular presente nas rochas do Diopsídio Norito Pium, sem evidências de deformação magmática ou pós-magmática.

GEOQUÍMICA

As análises geoquímicas da Suíte Charnoquítica Pium são compiladas a partir dos artigos que descrevem essas unidades: Charnoquito Rio Seco (Felix *et al.*, 2020), Enderbito Café (Marangoanha *et al.*, 2019a) e Diopsídio Norito Pium (Santos *et al.*, 2013). Em geral, os padrões geoquímicos mostram certa afinidade entre os grupos de rocha que formam a suíte, no entanto, nota-se que também existem diferenças que refletem a diversidade composicional que refletem os processos magmáticos e reesponsáveis pela evolução de cada grupo.

Elementos Maiores, menores e traços

Nos diagramas de Harker (Figura 6a-f), nota-se que a Suíte Charnoquítica Pium abrange uma ampla variedade de rochas, de básicas à ácidas, com conteúdo de sílica variando entre 50 e 80%. Embora haja ampla variação no conteúdo de sílica, o comportamento geoquímico da Suíte Charnoquítica Pium é relativamente uniforme para os elementos maiores, menores e traços. Em relação ao potássio, o Enderbito Café não apresenta correlação com conteúdo de sílica, visto que seus valores de K_2O permanecem relativamente constante com o aumento da sílica; enquanto o Diopsídio Norito Pium e o Charnoquito Rio Seco mostram um aumento no conteúdo de K_2O à medida que a SiO_2 aumenta. Este comportamento evidencia a afinidade toleítica do Enderbito Café, enquanto a correlação positiva do Diopsídio Norito Pium e do Charnoquito Rio Seco faz com que estes tenham um comportamento transicional entre as séries cálcio-alcalina e cálcio-alcalina alto-K propostas por Peccerillo & Taylor (1976) (Figura 6a). O conteúdo de alumina da Suíte Charnoquítica Pium mostra uma correlação negativa de Al_2O_3 em relação a SiO_2 (Figura 6b). Já o CaO e MgO mostram correlação negativa com SiO_2 . As rochas básicas da Suíte Charnoquítica Pium possuem os maiores conteúdos destes elementos e, à medida que as rochas são enriquecidas em sílica, seus conteúdos diminuem (Figura 6c-d). As rochas do Norito Pium apresentam os maiores conteúdos de TiO_2 dentro da Suíte Charnoquítica Pium e não há uma correlação clara com o teor de SiO_2 (Figura 6e).

Por outro lado, o P_2O_5 mostra uma correlação positiva com SiO_2 , embora mostre três comportamentos distintos (Figura 6f). O primeiro padrão é representado por um forte enriquecimento em P_2O_5 em relação à sílica, comportamento similar ao Diopsídio Norito Pium. No Charnoquito Rio Seco, o enriquecimento em P_2O_5 é moderado, especialmente se comparado ao observado no Diopsídio Norito Pium. O Enderbito Café é empobrecido em P_2O_5 e não apresenta padrões definidos em relação à sílica.

Elementos Traços e ETR

Nos diagramas de Harker para elementos traços, nota-se que a Suíte Charnoquítica Pium mantém um comportamento similar ao dos elementos maiores. No entanto, nos elementos traços, o Enderbito Café mostra uma leve divergência em comparação ao padrão definido pelas rochas do Charnoquito Rio Seco e Diopsídio Norito Pium (Figura 7a-f). Deste modo, nota-se que, em relação aos conteúdos de Ba, La, Ce e Rb, o Charnoquito Rio Seco e o Diopsídio Norito Pium mostram uma correlação positiva e um enriquecimento acentuado nesses elementos quando comparado ao Enderbito Café (Figura 7a-c). Sr e Y não mostram padrões definidos para as rochas da Suíte Charnoquítica Pium (Figura 7d-e). Já em relação ao zircônio, o Diopsídio Norito Pium e Enderbito Café são, de maneira geral, mais enriquecidos que o Charnoquito Rio Seco (Figura 7f).

A normalização dos elementos terra rara (ETR) foram feitas com os valores de Boynton (1984) e o diagrama de multielementos, com os valores do manto primitivo de (McDonough & Sun, 1995). No geral, as unidades que compõem a Suíte Charnoquítica Pium mostram um padrão similar tanto para os ETR quanto para os multielementos (Figura 8a-f). O Enderbito Café tem um padrão levemente fracionado, com pouca diferença entre os terra rara leves (ETRL - La, Ce, Pr) e os pesados (ETRP - Er, Tm, Yb e Lu). As anomalias de Eu são moderadamente negativas ou positivas, mas com pouca variação e tendem a se agrupar no mesmo ponto (Figura 8a). De modo geral, o Charnoquito Rio Seco é enriquecido em ETRL (em relação aos ETRP), especialmente se comparado ao Enderbito Café. As anomalias de Eu são levemente negativas à positivas (Figura 8c). O comportamento dos ETR e a anomalia

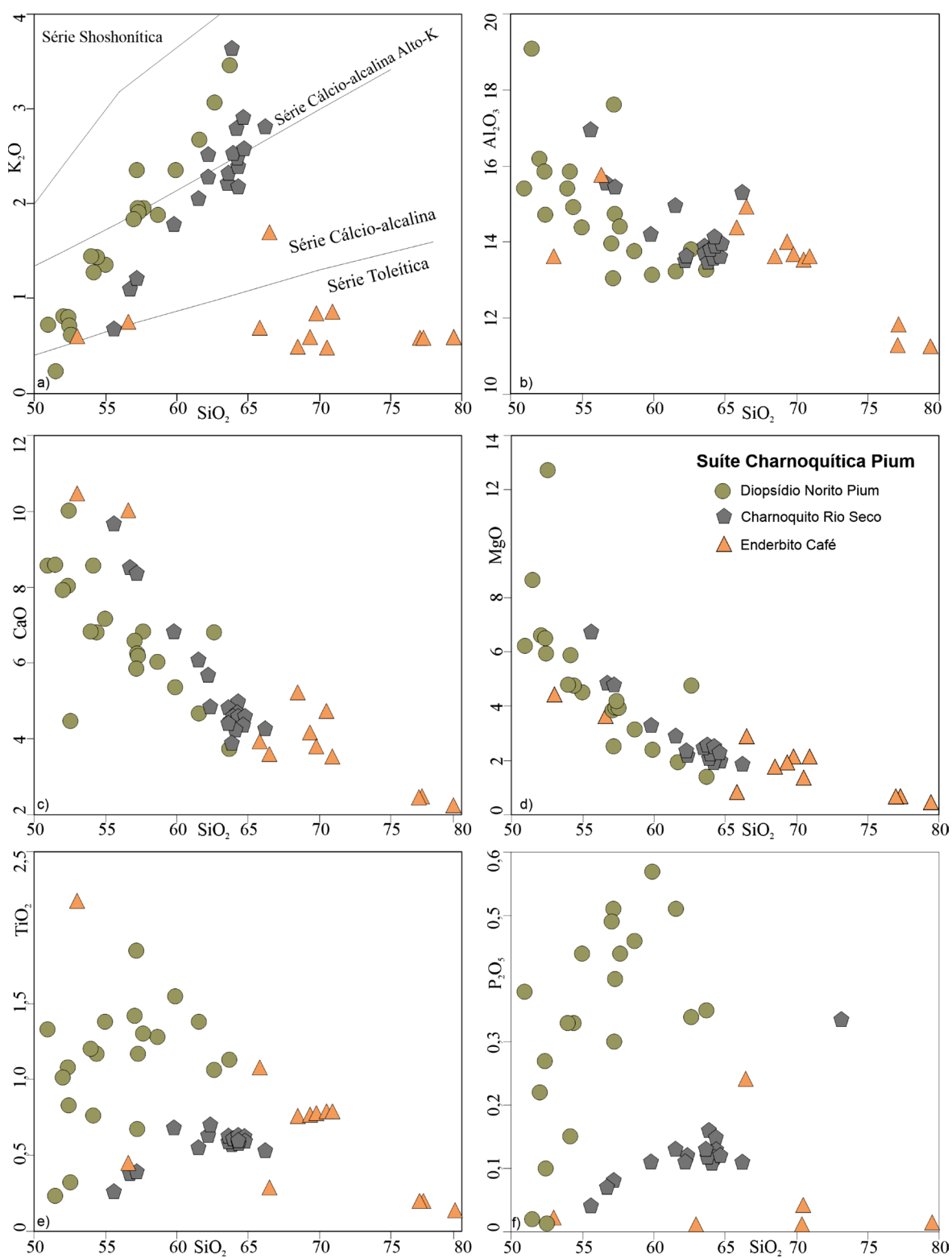


Figura 6. Diagramas de Harker para elementos maiores da Suíte Charnoquítica Pium (a-f). a) Diagrama K_2O vs. SiO_2 com campos de Peccerillo & Taylor (1976).

de Eu no Diopsídio Norito Pium são semelhantes aos observados no Charnokito Rio Seco (Figura 8e). As fácies menos evoluídas do Diopsídio Norito Pium e Charnokito Rio Seco são empobrecida em todos os ETR, e possui uma acentuada anomalia positiva de Eu (Figura 8e). Nos diagrama multielementar, as rochas

da Suíte Charnoquítica Pium exibem padrões semelhantes entre si, sendo estas enriquecidas em elementos litófilos de íon grande (*LILE* sigla em inglês) (Rb, Ba, Sr e K). As anomalias de Nb, P e Ti são discretas a ausentes, e o Sr mostra um padrão de anomalia ligeiramente positivas (Figura 8b,c,f).

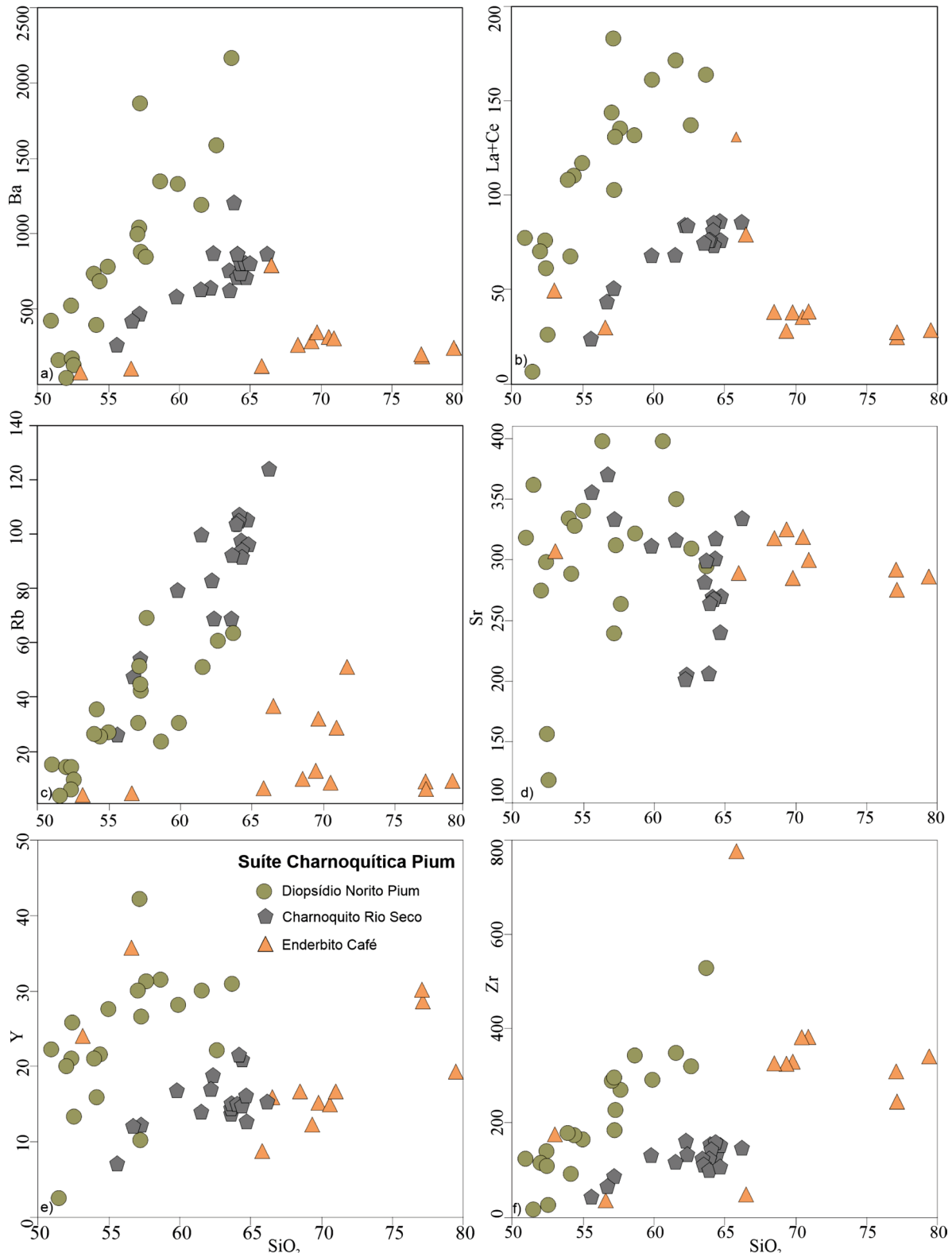


Figura 7. Diagramas de Harker para elementos traços da Suíte Charnoquítica Pium (a-f).

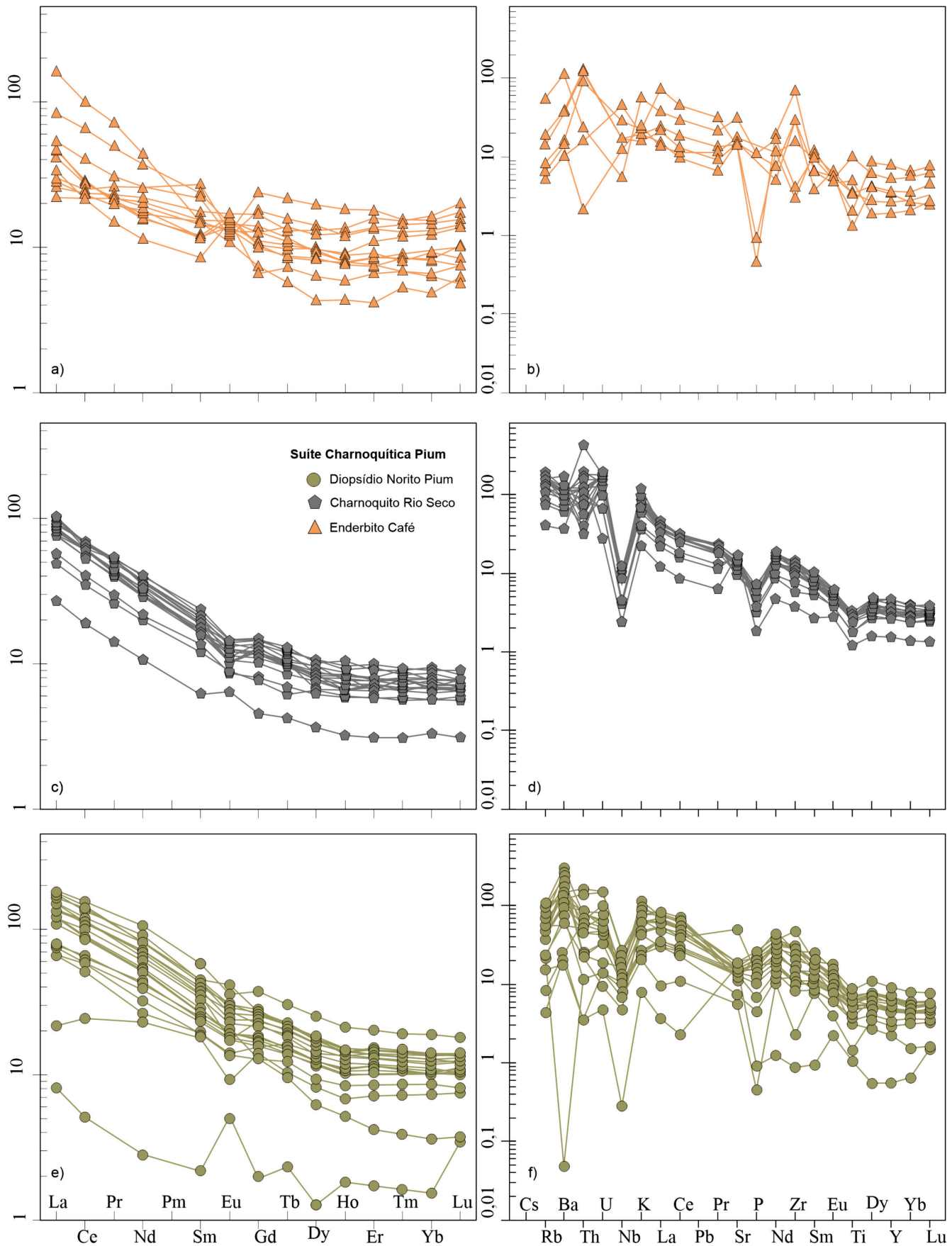


Figura 8. Diagramas de ETR, normalizados com o condrito (Boynton, 1984) e multielementos normalizados com manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), para as rochas que compõem a Suíte Charnoquítica Pium. a-b) Enderbito Café; c-d) Charnquito Rio Seco; e-f) Diopsídio Norito Pium.

Classificação e indicadores petrogenéticos

A Suíte Charnoquítica Pium abrange um amplo espectro de rochas, que variam de gabros a monzogranitos (Figura 9a). Geoquimicamente as rochas do Diopsídio Norito Pium e do Charnoquito Rio Seco são classificadas como gabros e granodioritos, enquanto as amostras do Enderbito Café variam entre monzonitos e granitos. De acordo com o diagrama SiO_2 versus índice de FeO^* , as rochas da Suíte Charnoquítica Pium plotam essencialmente no campo das rochas magnesianas (Figura 9b). A assinatura de álcalis mostra que, além de magnesianas, as rochas da Suíte Charnoquítica Pium variam entre cálcicas e cálcio-alcálicas (Figura 9c). O diagrama de saturação em alumina indica todas as rochas que compõem a Suíte Charnoquítica Pium apresentam caráter essencialmente metaluminoso (Figura 9d).

Diagrama discriminantes de fonte aponta que a origem das rochas da Suíte Charnoquítica Pium se deu pela fusão parcial de uma fonte máfica (Figura 10a).

Para o Enderbito Café é atribuída uma fonte máfica de baixo-K, enquanto a composição do Charnoquito Pium e do Diopsídio Norito Pium é compatível com uma fonte máfica de alto-K (Figura 10a). O diagrama binário $\text{Rb}/(\text{Ce}+\text{Y}+\text{Nb}+\text{Zr})$ versus SiO_2 proposto para as rochas da Suíte Charnoquítica Pium, discrimina fontes máficas em baixo e alto conteúdo de HFSE (Figura 10b). Tais parâmetros indicam que as diferenças nas assinaturas geoquímicas existentes entre os grupos de rochas que formam a Suíte Charnoquítica Pium é reflexo direto das rochas-fonte dessas unidades. Para o Charnoquito Rio Seco, essa fonte era empobrecida em elementos HFSE, ao contrário do que se observa para o Enderbito Café e Diopsídio Norito Pium. Os altos conteúdos de SiO_2 para o Enderbito Café sugere uma crosta félsica como fonte de seu magma, e que contrasta se comparada às fontes do Charnoquito Rio Seco e Diopsídio Norito Pium.

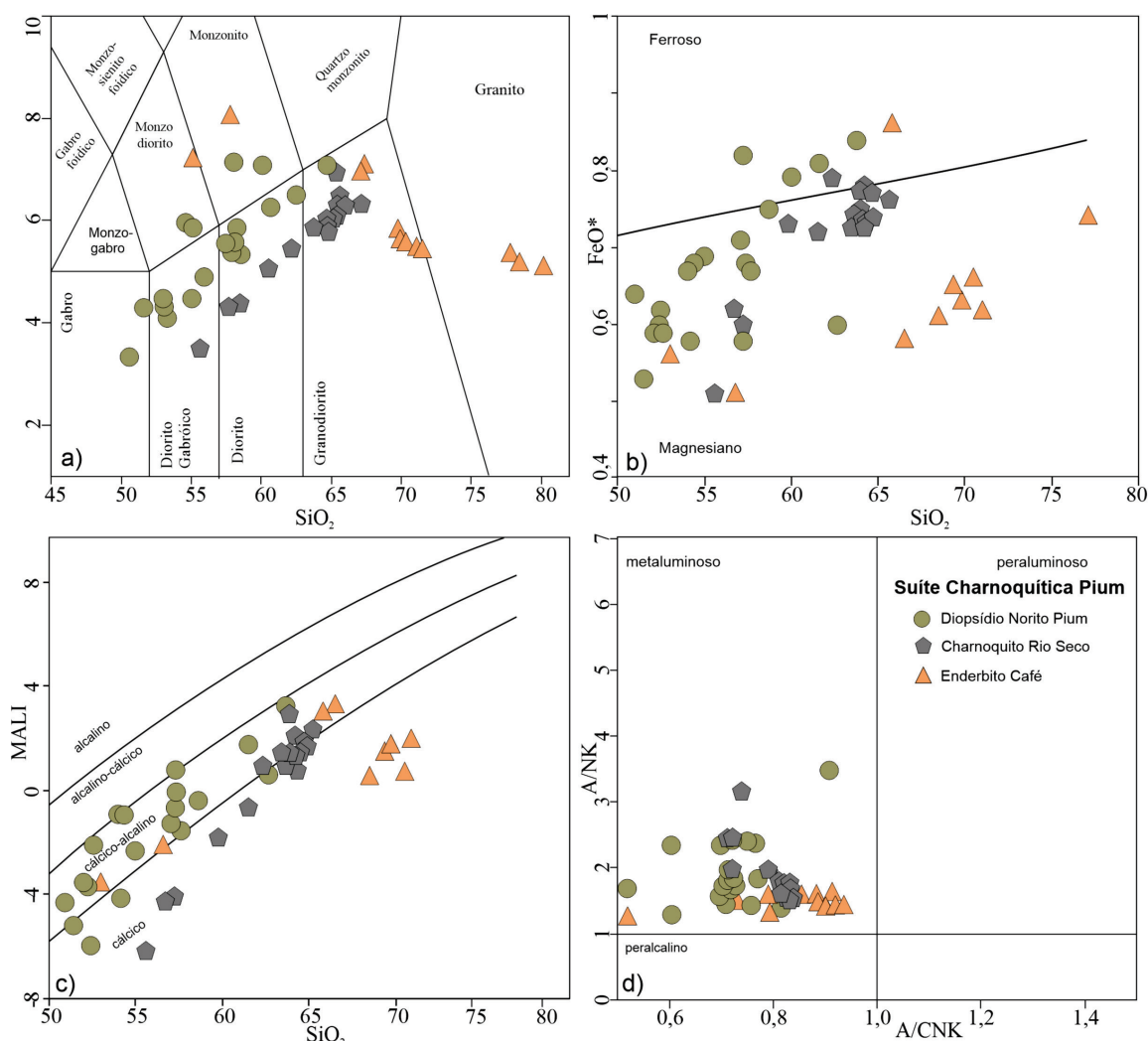


Figura 9. Diagramas de classificação geoquímica para Suíte Charnoquítica Pium: a) TAS (Total alkali-silica) diagrama de Middlemost (1994); b) diagrama de FeO^* vs. SiO_2 (Frost et al., 2001); c) diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (MALI) vs. SiO_2 (Frost et al., 2001); d) diagrama de saturação em alumina de Shand (1943). $\text{FeO}^* = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$.

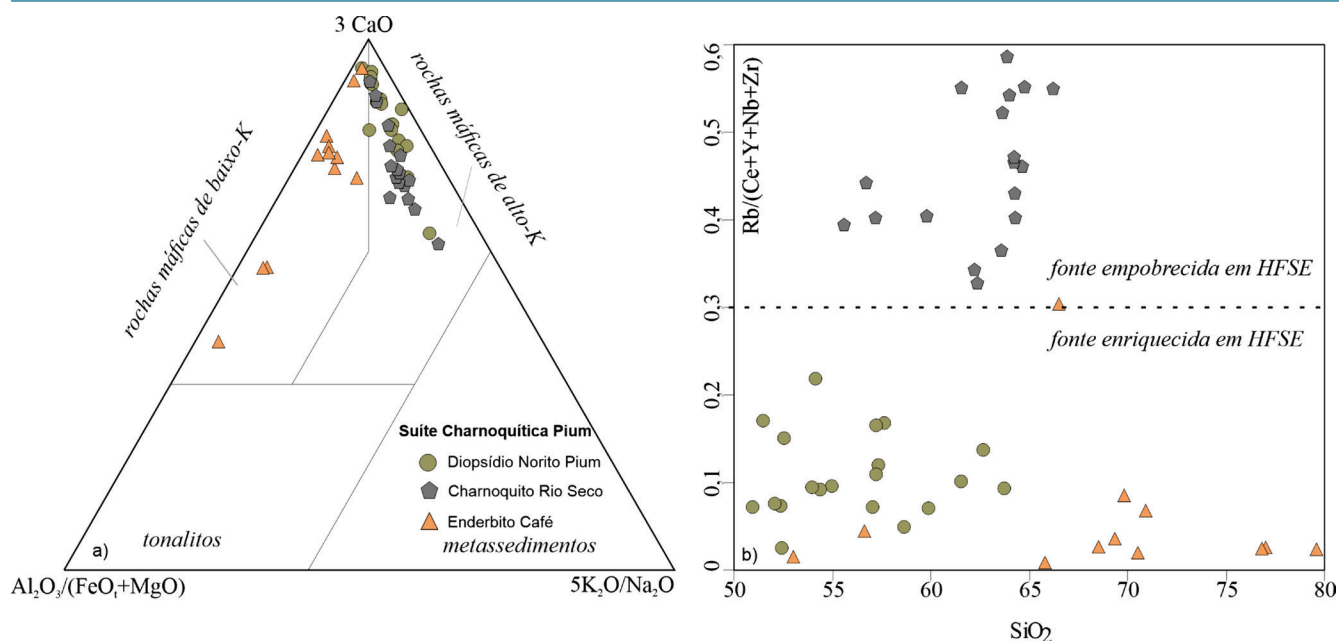


Figura 10. Diagramas de fonte para a Suíte Pium: a) diagrama ternário de Laurent et al. (2014) indicando que a Suíte Charnoquítica Pium possui uma fonte essencialmente máfica, sendo a fonte do Enderbrito Café uma rocha máfica com baixo-K e a do Charnoquito Pium e Diopsídio Norito Pium uma fonte máfica de alto-K; b) diagrama binário Rb/(Ce+Y+Nb+Zr) versus SiO₂ proposto para as rochas da Suíte Charnoquítica Pium, diferenciando entre fonte empobrecida e enriquecida em HFSE.

QUÍMICA MINERAL E PARÂMETROS DE CRISTALIZAÇÃO

Os dados de química mineral realizados em biotitas, anfibólios, plagioclásios e piroxênios, para a Suíte Charnoquítica Pium foram obtidos no Charnoquito Rio Seco (Felix et al., 2020) e no Enderbrito Café (Marangoanha et al., 2022). Tanto para o Charnoquito Rio Seco quanto para o Enderbrito Café, os ortopiroxênios são enstatita e ferrossilita, enquanto os clinopiroxênios são classificados como augita e diopsídio. Os anfibólios da Suíte Charnoquítica Pium são essencialmente cálcicos, sendo eles magnesiohornblenda e ferrohornblenda, hastingtonita, ferropargasita e enderbita. As biotitas são classificadas como annita e magnésio biotita, com assinatura química de biotita magmática (Figura 11a).

Fugacidade de Oxigênio

As biotitas da Suíte Charnoquítica Pium mostram valores de ferro e alumínio compatíveis com as da série magnetita de Ishihara (1981), conforme domínios indicados no diagrama Fe/(Fe+Mg) vs. Al^{IV}+Al^{VI} (Figura 11b). Nos anfibólios, a fugacidade de oxigênio (fO₂) varia de alta a intermediária (Figura 11c), indicando que os anfibólios, assim com as biotitas, foram formados em um ambiente oxidado. Os dados de química mineral indicam que as rochas da Suíte Charnoquítica Pium cristalizaram em condições oxidantes, acima do tampão fayalita-magnetita-quartzo (FMQ), e abaixo do tampão níquel-óxido de níquel (NNO²) (Felix et al.,

2020; Marangoanha et al., 2022). A estimativa de fO₂ (tampão NNO) a partir das composições de anfibólio usando a equação de Fegley (2013) fornece valores variando de -17,1 a -9,1. A análise do teor de água revelou que o campo de estabilidade da cristalização de anfibólio foi atingido sob condições magmáticas, variando de 4,1 a 5,6% de H₂O no magma.

Pressão e Temperatura

Os cálculos de pressão e temperatura para a Suíte Charnoquítica Pium foram baseados em diferentes autores e com diferentes parâmetros (e.g., Schmidt 1992; Ridolfi et al., 2010; Yavuz 2013; Mutch et al., 2016; Yavuz & Döner 2017), e os dados originais podem ser consultados nos trabalhos de Felix et al. (2020) e Marangoanha et al. (2022). As temperaturas baseadas em piroxênios para o Charnoquito Rio Seco mostram altas temperaturas para a formação dos ortopiroxênios que variam de 1573 a 1194°C, valores obtidos pelas equações de Brey & Köhler (1990). O par clino-ortopiroxênio mostra temperaturas variando de 1043 a 855°C (valores obtidos pelas equações de Carlson & Lindsley (1988). Nos cálculos baseados nas equações de (Molin & Zanazzi 1991), o Charnoquito Rio Seco e o Enderbrito Café mostram temperaturas semelhantes para a cristalização do clinopiroxênio, variando de 906-862°C para o Enderbrito Café, e 906-833°C para o Charnoquito Rio Seco. Para as temperaturas e pressões de cristalização dos anfibólios (Ridolfi et al., 2010; Mutch et al., 2016), os valores obtidos para o Charnoquito Rio Seco e Ender-

bito Café mostram que os anfibólios do Enderbito Café começaram sua cristalização em temperaturas e pressões mais elevadas em comparação aos anfibólios do Charnokito Rio Seco (Figura 11d). A faixa de temperatura para os anfibólios da Suíte Charnoquítica Pium é entre ~950 a 710°C. As estimativas de pressão variam de aproximadamente 600 a 200 MPa (Figura 11d). As condições de pressão (P) e temperatura (T) mostram

dois grupos distintos nas rochas da Suíte Charnoquítica Pium. O grupo de maior P e T é composto exclusivamente pelo Enderbito Café com pressões variando entre 450 a ~600 MPa, e com temperaturas superiores a 850°C. O grupo de baixa P e T é composto por anfibólios do Enderbito Café e do Charnokito Rio Seco, e as pressões variam de 400 a 150 MPa, com temperaturas de 850 a 700°C.

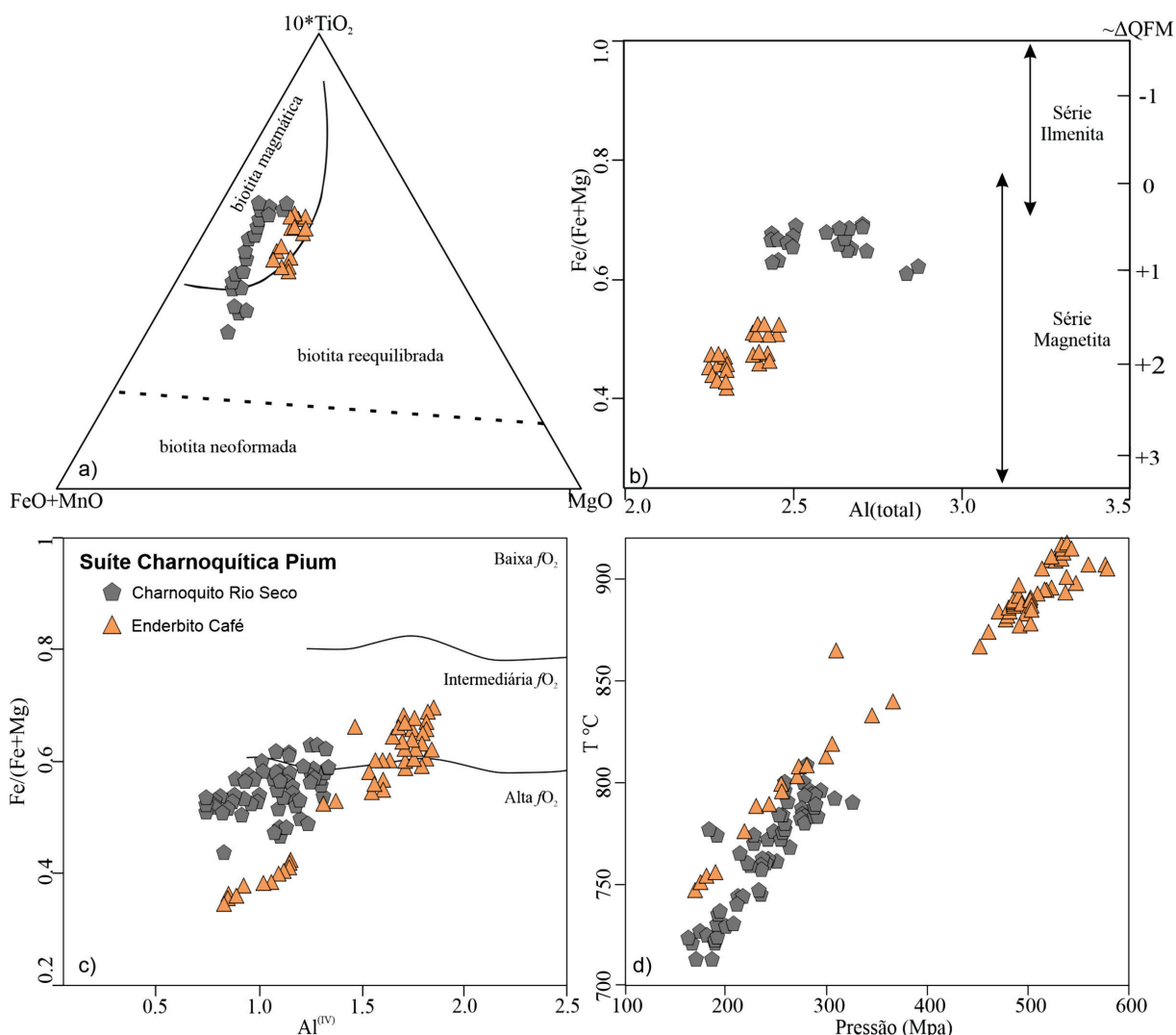


Figura 11. Parâmetros de cristalização para a Suíte Pium (Charnokito Rio Seco-losangos cinza; Enderbito Café-Triângulos): a) diagrama ternário de composição de biotita, dividido nos campos das biotitas primárias, reequilibrada e neoformadas (Nachit *et al.*, 2005); b) diagrama Fe/(Fe+Mg) vs $Al^{IV}+Al^{VI}$ em biotitas mostrando similaridade com a série magnetita (Ishihara, 1981), conforme domínios indicados por (Anderson *et al.*, 2008); c) razão Fe/(Fe+Mg) vs Al^{IV} em anfibólios mostrando os campo de fugacidade de oxigênio (Anderson & Smith, 1995); d) diagrama binário mostrando a variação de temperatura (calculada usando as formulas de Ridolfi *et al.* (2010) e pressão calculada usando as formulas de Mutch *et al.* (2016) para as rochas da Suíte Charnoquítica Pium.

DISCUSSÕES

Fontes e evolução magmática

Os magmas que compõem a Suíte Charnoquítica Pium foram formados durante a atuação do mesmo evento tectonotermal (Santos *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2019a; Felix *et al.*, 2020; 2023a). Embora a fonte da Suíte Charnoquítica Pium seja máfica, os dados geoquí-

micos indicam que essa fonte não era homogênea. Para o Enderbito Café a fonte proposta foi granulítica, com presença de plagioclásio e ausência de granada e rutilo (Marangoanha *et al.*, 2019a). Estes autores realizam cálculos de balanço de massa e estabeleceram que os quartzo-dioritos do Enderbito Café foram gerados por 21% de fusão parcial de uma crosta granulítica máfica. Além disso, eles mostraram que essas rochas exibem um amplo espectro geoquímico, com destaque para

SiO_2 e $\# \text{Mg}$. Isto seria consequência dos processos de cristalização fracionada que ocorreram nessas rochas após a formação do líquido parental (Marangoanha *et al.*, 2022).

Para o Charnquito Rio Seco e o Diopsídio Norito Pium, ainda não há um modelo geoquímico definido para determinar a fonte destas rochas. Entretanto, está estabelecido que essas unidades tenham o manto como fonte (Santos *et al.*, 2013; Felix *et al.*, 2020). O diagrama $\text{Rb}/(\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr})$ versus SiO_2 proposto neste trabalho indica que o Charnquito Rio Seco tem uma fonte máfica de alto-K empobrecida em HFSE, contrastando com a fonte do Diopsídio Norito Pium, que era enriquecida nesses elementos. Assim como no Enderbito Café, no Charnquito Rio Seco, processos de cristalização fracionada foram importantes para a diversificação magmática desta unidade (Felix *et al.*, 2020). Para explicar a ampla variedade petrográfica do Charnquito Rio Seco, foi realizada modelagem geoquímica utilizando dados de ETR, demonstrando que, com 55% de cristalização fracionada do magma gabronorítico, seria possível gerar granodioritos com ortopiroxênio, deixando um magma residual com composição similar ao olivina gabronorito do Charnquito Rio Seco. Este processo explicaria os padrões ETR presentes nas rochas do Charnquito Rio Seco (Felix *et al.*, 2020). Para estes autores, a cristalização fracionada não foi o único processo responsável pelas diferenças texturais e mineralógicas presentes no Charnquito Rio Seco. Outros processos envolvendo hidratação magmática, também seriam responsáveis pela evolução desta série charnoquítica.

Parâmetros de cristalização

Os parâmetros de cristalização para a Suíte Charnoquítica Pium mostram que a temperatura de formação desses magmas é alta, com temperaturas *liquidus* entre -1500 e 1200°C. À medida que esses magmas cristalizam, novos minerais são formados; para os anfibólitos, a temperatura de formação varia dentro da faixa de -950–710°C. As altas temperaturas, composição petrográfica, geoquímica e cálculos de modelamento indicam que a fonte dos magmas da Suíte Charnoquítica Pium é máfica. Podendo ser o próprio manto superior ou granulitos máficos da base da crosta. As estimativas de pressão para a colocação desses magmas variam de aproximadamente 600 a 200 MPa, indicando profundidades variando de aproximadamente 40 a 7 km. Essas grandes variações em P e T para a formação dos magmas da Suíte Charnoquítica Pium indicam que a cristalização desses magmas ocorreu durante a ascensão. O transporte desses magmas se deu ao longo de zonas de cisalhamento que atuaram como canais para

a migração de magmas derivados do manto/crosta inferior até níveis epizonais da crosta.

As razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ em anfibólitos e biotitas são excelentes marcadores de fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$), e indicam que os magmas da Suíte Charnoquítica Pium foram cristalizados sob condições oxidantes. A razão molar $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ em anfibólitos cálcicos sugeriu $f\text{O}_2$ acima do tampão quartzo-fayalita-magnetita (QFM), indicando condições moderadas a oxidantes durante a cristalização destes minerais. A presença de magnetita primária, juntamente com a composição magnesiânica e os valores estimados de $f\text{O}_2$, reforçou a conclusão de que essas rochas cristalizaram em condições oxidantes. A análise do teor de água mostrou que o campo de estabilidade da cristalização de anfibólito foi alcançado em condições magmáticas, com concentrações de H_2O no *melt* variando de 4,8 a 5,6%. Este conteúdo de água é um parâmetro crucial para a evolução da Suíte Charnoquítica Pium, especialmente no Charnquito Rio Seco, onde há fácies com substituição generalizada de piroxênio por anfibólito em decorrência da hidratação magmática (Felix *et al.*, 2020).

Dados isotópicos da Suíte Charnoquítica Pium

O Diopsídio Norito Pium apresenta idades de cristalização, determinadas através do método Pb-Pb em zircão, de 2745±1 e 2744±1 Ma (Santos *et al.*, 2013), enquanto o Enderbito Café, as idades de cristalização (U-Pb e Pb-Pb em zircão) variam de 2754±1 a 2735±6 Ma (Marangoanha *et al.*, 2019a). Embora a ausência de dados U-Pb para o Charnquito Rio Seco, suas relações de campo, aspectos texturais e afinidades geoquímicas sugerem que esta unidade seja seguramente interpretada como de idade neoarqueana (Felix *et al.*, 2020). Uma síntese desses dados é apresentada na Tabela 1. Os dados isotópicos de Sm-Nd em rocha total para o Diopsídio Norito Pium, calculados por meio da equação de DePaolo (1981), apontam para uma idade modelo T_{DM} mesoarqueana com intervalo entre 3,14 e 3,05 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -2,78 e -1,58 (Feio *et al.*, 2013; Santos *et al.*, 2013). Estas idades-modelo sugerem fonte mantélica Mesoarqueana, extraída do manto a cerca de 3,1 Ga, e os valores de ϵNd ($t = 2,74$ Ga) negativos sugerem um possível envolvimento de componentes crustais na gênese do Diopsídio Norito Pium (Santos *et al.*, 2013). Para o Enderbito Café, foram realizadas análises de Lu-Hf que resultam em valores negativos de $\epsilon\text{Hf}(t)$ de -4,8 a -1,9, T_{DM} variando de 3,29 a 3,46 Ga, e isótopos iniciais de Hf variando de 0,280894 a 0,280967. Tais resultados refletem longos períodos de residência crustal, aproximadamente entre 700 e 500 milhões de anos (Marangoanha *et al.*, 2019a).

Tabela 1. Síntese dos dados geocronológicos da Suíte Charnoquítica Pium

Unidades Litoestratigráficas	Idade de Cristalização (Ma)			Sistema Sm–Nd (Rocha Total)		Sistema Lu–Hf (Zircão)	
	Idade (Ma)	Método	Material	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM1}(Ga)$	$\epsilon_{Hf}(t)$	$T_{DM}^c(Ga)$
Diopsídio Norito Pium	2744±1 ¹ a 2745±1 ¹	Evaporação de Pb	Zircão	–2,8 a –1,6 ¹	3,0–3,1 ¹		
	2735±5 ²	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão	–1,6 ²	3,0 ²		
Enderbitto Café	2730±7 ³ , 2735±6 ³	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão			–4,8 a –2,8 ³	3,3–3,5 ³
	2740±8 ³ , 2743±13 ³	U–Pb SHRIMP	Zircão			–3,2 a –1,9 ³	3,3–3,4 ³
	2754±1 ³	Evaporação de Pb	Zircão				
Trondhjemitó Pedra Branca	2750±5 ⁴	U–Pb LA–ICP–MS	Zircão	–2,2 a –1,2 ⁴	2,9–3,1 ⁴		
	2750±3 ⁵	Evaporação de Pb	Zircão				
	2765±39 ⁵	U–Pb ID–TIMS	Zircão				
Charnquito Rio Seco	Sem datação disponível						

Fonte dos dados: 1 – Santos et al. (2013); 2 – Feio et al. (2012); 3 – Marangoanha et al. (2019a); 4 – Feio et al. (2013); 5 – Sardinha et al. (2004).

Ambiente tectônico, colocação e deformação

O Neorarqueano da Província Carajás foi marcado pela formação da Bacia Carajás, granitoides tipo-A subalcalinos, e pelo magmatismo charnoquítico da Suíte Charnoquítica Pium, em um curto intervalo de tempo, entre -2,76 e 2,68 Ga (Docege 1988; Feio *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2013; Tavares *et al.*, 2018; Marangoanha *et al.*, 2019a; 2020; Martins *et al.*, 2022). Este magmatismo neorarqueano interpretado como sendo sintectônico, ou seja, a deformação foi atuante durante a colocação/cristalização desses magmas (Barros *et al.*, 2009; Felix *et al.*, 2020; Marangoanha *et al.*, 2020; Silva *et al.*, 2020). A Suíte Charnoquítica Pium compartilha similaridades no modo de ocorrência, regime tectônico e na forma de colocação com outras suítes neorarqueanas do Domínio Carajás, em especial as que compõem as demais suítes neorarqueanas (Feio *et al.*, 2012; Dall'Agnol *et al.*, 2017; Marangoanha *et al.*, 2019a; 2019b; 2020; Felix *et al.*, 2020; 2023a; 2023b; Silva *et al.*, 2020). O regime tectônico do Domínio Carajás, no neorarqueano (2,75 – 2,68 Ga), era dominado por movimentos transcorrentes sinistrais que geraram a reativação e geração de novas zonas de cisalhamento transcorrentes E-W, zonas estas que foram os condutos para ascensão do magmatismo neorarqueano (Marangoanha *et al.*, 2019a; 2020; Felix *et al.*, 2020). Essa configuração tectônica é associada a um espessamento litosférico e underplating máfico, que foram responsáveis pela geração de calor resultante na granitogênese na neorarqueana na Província Carajás (Marangoanha *et al.*, 2020).

O caráter sintectônico do magmatismo que deu origem à Suíte Charnoquítica Pium é evidenciado pela forma sigmoidal dos corpos, e delimitação dos mesmos por zonas de cisalhamento, pelas quais acenderam até níveis crustais rasos. Microfraturas e falhas em minerais primários/magmáticos preenchidas com minerais residuais são um forte indicativo da deformação na presença de *melt*. No entanto, essa deformação não é restrita a estágio magmático. Netas rochas estão presentes extinção ondulante, microestrutura de núcleo-manto, geminação de deformação, *kinks* e cristais de quartzo inteiramente recristalizado por rotação de subgrão, características comuns de deformação em estado sólido. Ou seja, nas rochas da Suíte Charnoquítica Pium, a deformação foi presente em estado magmático, mas continuou após a cristalização. É importante notar que a deformação em estado sólido foi de baixa temperatura, especialmente se comparada à temperatura de formação desses magmas. Sendo assim, essa deformação não foi suficiente para modificar a natureza/trama ígnea dessas rochas, nem de seus minerais. A biotita, por exemplo, ainda registra composições magmáticas. A ascensão através de zonas de cisalhamento permitiu a cristalização em diferentes níveis crustais, resultando nas variações de pressão e temperatura observadas na Suíte Charnoquítica Pium. Esses magmas foram formados no limite manto-crosta e ascenderam até porções epizonais da crosta. Isto indica que as zonas de cisalhamento responsáveis pela colocação desses magmas são profundas, muito possivelmente zonas translitosféricas.

CONCLUSÕES

Este trabalho propõe a inclusão das unidades Charnoquito Rio Seco, Diopsídio Norito Pium e Enderbito Café em uma única unidade litoestratigráfica, denominada de Suíte Charnoquítica Pium. A Suíte Charnoquítica Pium abrange uma ampla variedade de rochas que variam de noritos a charnoquitos lato sensu. Esta suíte é formada por stocks sintectônicos limitados por zonas de cisalhamento e alongados nas direções NE-SW, WNW-ESE e E-W. A Suíte Charnoquítica Pium mostra relação espaço-temporal com outras unidades neoarqueanas do Domínio Carajás, especialmente com as suítes de granitos tipo-A subalcalinos. Geoquimicamente, a Suíte Charnoquítica Pium é magnesiânica e metaluminosa e mostra um comportamento transicional entre as séries cálcio-alcalina e cálcio-alcalina alto-K para o Diopsídio Norito Pium e Charnoquito Rio Seco, enquanto o Enderbito Café tem afinidade com a série toleítica.

Os dados de química mineral, realizados em biotitas, anfibólios, plagioclásios e piroxênios, para a Suíte Charnoquítica Pium mostram que os ortopiroxênios são enstatita e ferrossilita, enquanto os clinopiroxênios são augita e diopsídio. Os anfibólios da Suíte Charnoquítica Pium são essencialmente cálcicos, sendo eles magnesiohornblenda e ferrohornblenda, hastingita, ferropargasita e endernita. As biotitas são classificadas como annita e magnésio biotita, com assinatura química de biotita magmática. As biotitas e anfibólios apontam para uma cristalização em ambiente oxidante com condições acima do tampão fayalita-magnetita-quartzo (FMQ), e abaixo do tampão níquel-óxido de níquel (NNO+2). A estimativa de fO_2 (tampão NNO) tem valores variando de -17,1 a -9,1. Os anfibólios se cristalizaram sob condições magmáticas hidratadas, com valores H_2O variando de 4,1 a 5,6%. As temperaturas baseadas em piroxênios para o Charnoquito Rio Seco mostram altas temperaturas para a formação dos ortopiroxênios que variam de 1573 a 1194°C. As temperaturas e pressões de cristalização dos anfibólios são entre -950 a 710°C e 600 a 200 MPa, respectivamente, sendo possível separar estas nos grupos de alta P e T (-600 a 450 MPa; > 850°C), e baixa P e T (400 a 150 MPa; 850 a 700°C).

A cristalização dos magmas que compõem a Suíte Charnoquítica Pium se deu no Neoarqueano entre 2,75 e 2,73 Ga. As análises Sm-Nd forneceram

idades-modelo TDM entre 3,14 e 3,06 Ga e valores de ϵNd ($t = 2,74$ Ga) entre -2,78 e -1,58 indicam o envolvimento de componentes crustais durante sua formação. Os dados de Lu-Hf corroboram com TDM mesoarqueana (3,29 a 3,46 Ga) e indicam longos períodos de residência crustal.

Os líquidos menos evoluídos do Enderbito Café (quartzo diorito) teriam sido formados pela fusão parcial da crosta inferior máfica que, por cristalização fracionada, evoluíram para formar as variedades sódicas (tonalitos e trondhjemitos com ortopiroxênio). As fácies do Charnoquito Rio Seco mostram evidências de que são comagmáticas entre si, onde os granodioritos são gerados a partir da cristalização fracionada de magmas de composição similar aos gabronoritos, provavelmente originado a partir da fusão parcial de um manto empobrecido (baixo HFSE). Já no que diz ao Diopsídio Norito Pium pode-se sugerir uma fonte mantélica enriquecida em componentes crustais (alto HFSE).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará, pela infraestrutura disponibilizada. Aos membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da UFPA, pelo apoio e pelas inúmeras discussões sobre o tema. Ao Programa CAPES-PROEX (Programa de Excelência Acadêmica), pela concessão de bolsa de doutorado ao autor (W.Q. Felix, Número do Processo: 88887.484937/2020-00). Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de produtividade em pesquisa (D.C. Oliveira: Proc. 311647/2019-7 e 312151/2023-3), bem como pelo financiamento de projetos (D.C. Oliveira: Proc. 435552/2018-0 e 406227/2023-3). Agradecemos também a todos os autores de trabalhos anteriores por suas contribuições à pesquisa na Província Carajás, sem as quais este trabalho não seria possível.

REFERÊNCIAS

- Almeida J. de A.C. de Dall'Agnol R. de Oliveira M.A. Macambira M.J.B. Pimentel M.M. Râmô O.T. Guimarães F.V. Leite A.A. da S. Almeida J. de A.C. Dall'Agnol R. de Oliveira M.A. Macambira M.J.B. Pimentel M.M. Râmô O.T. Guimarães F.V. Leite A.A. da 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>.
- Anderson J.L. Barth A.P. Wooden J.L. Mazdab F. 2008. Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 121–142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03018-R](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03018-R).
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, Folha SB. 22-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000*. Brasília, DF, CPRM, 135 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás).
- Araújo Filho R.C. Nogueira A.C.R. Araújo R.N. 2020. New stratigraphic proposal of a Paleoproterozoic siliciclastic succession: Implications for the evolution of the Carajás Basin, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **102**, 102665. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102665>.
- Araújo R. Nogueira A. 2019. Serra Sul diamictite of the Carajás Basin (Brazil): A Paleoproterozoic glaciation on the Amazonian craton. *Geology* **47**, 1166–1170. <https://doi.org/10.1130/G46923.1>.
- Barros C.E.D.M. Dall'Agnol R. Barbey P. Boullier A.-M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences* **10**, 321–330. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00017-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00017-5)
- Barros C.E.M. Sardinha A.S. De Barbosa J.D.P.O. Macambira M.J.B. Barbey P. Boullier A.M. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic archaean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás metallogenic province, northern Brazil. *Canadian Mineralogist* **47**, 1423–1440. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1423>.
- Boynton W. V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies, in: *Developments in Geochemistry*. Elsevier, New York, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Brey G.P. Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* **31**, 1353–1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>.
- Brito Neves B.B. de Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research* **53**, 23–40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).
- Carlson W.D. Lindsley D.H. 1988. Thermochemistry of pyroxenes on the join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$. *American Mineralogist* **73**, 242–252.
- Dall'Agnol R. Costi H... Leite A.A. da S. Magalhães M.S. Teixeira N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* **95**, 9–39. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00125-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00125-9).
- Dall'Agnol R. Cunha I.R.V. da Guimarães F.V. Oliveira D.C. de Teixeira M.F.B. Feio G.R.L. Lamarão C.N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos* **277**, 3–32. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.032>.
- 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. *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. In: 13º Simposio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais[...], CD-rom.
- DePaolo D.J. 1981. Nd Isotopic Studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **62**, 137. <https://doi.org/10.1029/EO062i014p00137-01>.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. *Congresso Brasileiro de Geologia* **35**, 11–59.
- Fegley B. 2013. Practical Chemical Thermodynamics for Geoscientists, 1st ed, Practical Chemical Thermodynamics for Geoscientists. Elsevier, London, 732 pp. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-22615-8>.
- Feio G.R.L. Dall'Agnol R. Dantas E.L. Macambira M.J.B. Gomes A.C.B. Sardinha A.S. Oliveira D.C. Santos R.D. Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* **151**, 57–73. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.

- Felix W.Q. Oliveira D.C. da Silva L.R. da Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences* **101**, 102598. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102598>.
- Felix W.Q. Oliveira D.C. de Silva L.R. da Nascimento A. Marangoanha B. Silva F.F. da 2023a. Suíte Charnoquítica Pium: Uma Proposta Litoestratigráfica Para O Magmatismo Charnoquítico Da Província Carajás, in: 17º Simpósio de Geologia Da Amazônia. Santarém, Anais. Santarém, pp. 400–405.
- Felix W.Q. Oliveira D.C. de Silva L.R. da Nascimento A. Marangoanha B. Silva F.F. da 2023b. Supersuíte Plutônica Planalto: Uma Proposta Estratigráfica Para O Magmatismo Nearqueano Subalcalino da Província Carajás, in: 17º Simpósio de Geologia Da Amazônia. Santarém, Anais. Santarém, pp. 394–399.
- 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*. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.11.2033>.
- Ishihara S. 1981. The Granitoid Series and Mineralization, in: Skinner, B.J. (Ed.), Seventy-Fifth Anniversary Volume. Economic Geology Publishing Company, pp. 458–484. <https://doi.org/10.5382/AV75.14>.
- Laurent O. Martin H. Moyen J.F. Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* **205**, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.
- Leite-Santos P.J. Oliveira D.C. de 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP - Serie Científica* **16**, 37–66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>.
- Leite A.A. da S. Dall'Agnol R. Macambira M.J.B. Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* **34**, 447–458.
- Macambira E.M.B. Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: folha SB. 22-YB, Estado do Pará, escala 1: 250.000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB)*. Brasília, CPRM 344.
- Marangoanha B. Oliveira D.C. de Lamarão C.N. Marques G.T. Silva L.R. da 2022. Geothermobarometry and geochemical modeling of Archean charnockites from Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* **52**. <https://doi.org/10.1590/2317-488920220210092>
- Marangoanha B. de Oliveira D.C. Galarza M.A. Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoproterozoic A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research* **338**, 105585. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105585>.
- Marangoanha B. Oliveira D.C. de Dall'Agnol R. 2019a. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos* **350–351**, 105275. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105275>.
- Marangoanha B. Oliveira D.C. de Oliveira V.E.S. de Galarza M.A. Lamarão C.N. 2019b. Neoproterozoic A-type granitoids from Carajás province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research* **324**, 86–108. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.01.010>.
- Martins P.L.G. Toledo C.L.B. Silva A.M. Chemale F. Archer C. de Assis L.M. 2022. Chemostratigraphy of the Carajás banded iron formation, Brazil: A record of Neoproterozoic Ocean chemistry. *Gondwana Research* **105**, 217–242. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.09.008>.
- McDonough W.F. Sun S. -s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* **37**, 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Molin G. Zanazzi P.F. 1991. Intracrystalline Fe²⁺-Mg ordering in augite: experimental study and geothermometric applications. *European Journal of Mineralogy* **3**, 863–875. <https://doi.org/10.1127/ejm/3/5/0863>.
- Mutch E.J.F. Blundy J.D. Tattitch B.C. Cooper F.J. Brooker R.A. 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**, 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Nachit H. Ibhi A. Abia E.H. Ben Ohoud M. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>.
- Oliveira D.C. Dall'Agnol R. Corrêa da Silva J.B. Costa de Almeida J.A. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: Implications for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences* **25**, 100–115. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.10.003>.
- Oliveira D.C. de Silva L.R. da Nascimento A.C. do Marangoanha B. Gabriel E.O. Leite-Santos P.J. Machado J.R.M. Felix W.Q. Silva-Silva L.C. Santos R.F.S. Silva F.F. da 2023. Revisão Litoestratigráfica Com Implicações Para Compartimentação Tectônica da Província Mineral de Carajás, Sudeste do Cráton Amazônico, in: 17º Simpósio de Geologia Da Amazônia. Santarém, Anais. Santarém.
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.

- Petri S. Coimbra A.M. Amaral G. Ojeda H.A. Fúlfaro V.J. Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro De Nomenclatura Estratigráfica Guia De Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 370–415. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1986370415>
- 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 the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159–171. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00190-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4)
- Ribeiro da Silva L. Carvalho de Oliveira D. Antonio Galarza M. Costa do Nascimento A. Marangoanha B. Tavares Marques G. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoproterozoic granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 398, 107204. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107204>
- Ridolfi F. Renzulli A. Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rossignol C. Siciliano Rego E. Narduzzi F. Teixeira L. Ávila J.N. Silva M.A.L. Lana C. Philippot P. 2020. Stratigraphy and geochronological constraints of the Serra Sul Formation (Carajás Basin, Amazonian Craton, Brazil). *Precambrian Research* 351, 105981. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105981>
- Santos J. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central, in: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J.H. (Ed.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil–CPRM/MME, Brasília, pp. 169–226.
- Santos R.D. Galarza M.A. Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.* 8, 355–382.
- Sardinha A.S. et al. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBGNúcleo Norte, Belém, *Resumos expandidos*[...], 1 CD-ROM.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Shand S.J. 1943. *Eruptive rocks: Their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites*, 2nd ed. John Wiley, New York.
- Silva F.F. da Oliveira D.C. de Antonio P.Y.J. D'Agrella Filho M.S. Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences* 72, 95–114. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.016>
- Silva F.F. da Oliveira D.C. de Dall'Agnol R. Silva L.R. da Cunha I.V. da 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 102, 102696. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102696>
- Silva M.A.D. Monteiro L.V.S. Santos T.J.S. Moreto C.P.N. Sousa S.D. Faustini J.M. Melo G.H.C. Xavier R.P. Toledo B.A.M. 2021. Lithos Mesoproterozoic migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. *LITHOS* 388–389, 106078. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106078>
- Silva R.C. dos S. Sabóia A.M. Polo H.J. de O. 2021. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de greenstone belts do domínio Rio Maria, Novas Fronteiras Rio Maria: escalas 1: 250.000 e 1: 100.000, estado do Pará. CPRM, Belém.
- Souza Z. Dall'Agnol R. Althoff F. Leite A. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constraints on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás, in: Symposium on Archean. Brasília, pp. 31–32.
- Tassinari C. Macambira M. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico, in: Mantesso Neto, V. Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Ed.), *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, pp. 471–485.
- Tassinari C.C.G.G. Macambira M.J.B.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174–182. <https://doi.org/10.1080/00206819709465329>
- Tavares F.M. Trouw R.A.J. da Silva C.M.G. Justo A.P. Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences* 88, 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>
- Teixeira M.F.B. Dall'Agnol R. Santos J.O.S. de Sousa L.A.M. Lafon J.M. 2017. Geochemistry, geochronology and Nd isotopes of the Gogó da Onça Granite: A new Paleoproterozoic A-type granite of Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 80, 47–65. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.017>
- Vasquez M.L. Rosa-Costa L.T. da 2008. *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará*, 1st ed. CPRM, Belém.
- 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.F. de Anjos G.C. dos Silva H.R. 2008. Unidades Litoestratigráficas, in: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.), *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*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Belém, pp. 113–214.
- Yavuz F. 2013. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *American Mineralogist* 98, 1338–1359. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4292>
- Yavuz F. Döner Z. 2017. WinAmphb: A windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Periodico di Mineralogia* 86, 135–167. <https://doi.org/10.2451/2017PM710>

Revisão tectonoestratigráfica das rochas granitoides da porção norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás, SE do Cráton Amazônico: Indicadores petrográficos, geoquímicos e petrológicos

Tectonostratigraphic review of granitoid rocks of the northern portion of the Rio Maria Domain, Carajás Province, SE Amazonian Craton: Petrographic, geochemical and petrological indicators

Jean Ricardo Mesquita Machado^{1,2,3}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2,3},
Luciano Ribeiro da Silva^{1,2,3,4}

RESUMO: A porção norte do Domínio Rio Maria (DRM) é composta por uma ampla diversidade de granitoides afins daqueles das suítes TTG e cálcico alcalinos dominados por tipos sanukitoide e granitos strictu sensu, os quais são marcadores tectônicos e com importantes implicações nos processos responsáveis pelo crescimento (acresção) crustal da Província Carajás. Nesse contexto, ao longo das últimas décadas, diversos trabalhos contribuíram para o avanço do conhecimento acerca da gênese desses granitoides, assim como para as propostas de cenários tectônicos admitidos para colocação de seus magmas. No entanto, apesar do avanço do conhecimento acerca dos granitoides mesoarqueanos da área de estudo, a partir das compilações de informações petrográficas, geoquímicas, e petrológicas dos últimos 40 anos de estudos nessa região, é possível identificar lacunas sobre o conhecimento petrológico e disposição cartográfica das unidades ali encontradas. Nesse cenário, o Domínio Rio Maria é constituído por duas gerações de TTGs. A geração mais antiga é representada pelo Trondhjemitó Mogno e Ortognaisse Caracol (migmatizado), enquanto a mais jovem é representada pelo Trondhjemitó Água Fria. Essas rochas são formadas por fusão parcial em diferentes profundidades de metabasaltos enriquecidos. A região é marcada por uma forte estruturação N-S que anteriormente era atribuída ao Tonalito Mariazinha, unidade agrupada ao Trondhjemitó Mogno em traba-

lhos anteriores. Esta estruturação seria resultado de uma curvatura concêntrica da foliação nesse setor do domo. Outras unidades incluem: o Granodiorito Bonito localizado na porção noroeste do domínio e caracterizado pela assinatura alto-Na-Ba-Sr; o Granodiorito Grotão, representado por pequenos *stocks* graníticos (alto K-Ba-Sr) de origem híbrida; o Granodiorito Rio Maria, que tem afinidade sanukitoide e origem atribuída à fusão parcial do manto metassomatizado; e o Granito Xinguara, localizado na porção leste do domínio, é composto pelos típicos biotita granitos arqueanos e foi formado por anatexia de crosta TTG. O Granito Xinguara representa a porção mais retrabalhada do domínio. Com a nova configuração estratigráfica e a partir de análises da trajetória da foliação e disposição das unidades, além das imagens aerogeofísicas diagnósticas, foram identificadas três estruturas dômicas no DRM: Domo Mogno, Domo Caracol e Domo Rio Maria. Com base na natureza, possíveis fontes, distribuição espacial, padrão e intensidade de deformação das diferentes unidades do DRM, pode-se admitir que essas rochas foram possivelmente formadas envolvendo processos verticais (e.g., *sagduction*, gotejamentos e plumas) e encurtamento horizontal N-S.

PALAVRAS-CHAVE: Granitoides; Arqueano; Domo; Província Carajás.

¹ Universidade Federal do Pará (UFPA)

² Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG)

³ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG)

⁴ Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA).

E-mail: jrm.machado88@gmail.com

ABSTRACT: The northern portion of the Rio Maria Domain comprises a wide diversity of granitoids akin to those of the TTG and calc-alkaline suites, dominated by sanukitoid types and granites in the strict sense. These are tectonic markers with significant implications for the processes responsible for the crustal growth (accretion) of the Carajás Province. In this context, over the past decades, various studies have contributed to the advancement of knowledge regarding the genesis of these granitoids, as well as to the proposed tectonic scenarios for the emplacement of their magmas.

However, despite the progress in understanding the Mesoarchean granitoids of the study area, a compilation of petrographic, geochemical, and petrological information from the last 40 years of studies in this region reveals gaps in the petrological knowledge and cartographic disposition of the units found therein. Within this framework, the Rio Maria Domain consists of two generations of TTGs. The older generation is represented by the Mogno Trondhjemite and Caracol Orthogneiss (migmatized), while the younger generation is represented by the Água Fria Trondhjemite. These rocks were formed by partial melting at different depths of enriched metabasalts. The region displays strong N-S structural fabric, formerly linked to the Mariazinha Tonalite, grouped with Mogno Trondhjemite in previous research. This fabric arises from concentric folding of foliation within this dome sector.

Other units include: the Bonito Granodiorite located in the northwestern portion of the domain, characterized by a high-Na-Ba-Sr signature; the Grotão Granodiorite, represented by small granitic stocks (high K-Ba-Sr) of hybrid origin; the Rio Maria Granodiorite, which has sanukitoid affinity and is attributed to partial melting of a metasomatized mantle; and the Xinguara Granite, located in the eastern portion of the domain, composed of typical Archean biotite granites formed by anatexis of TTG crust. The Xinguara Granite represents the most reworked portion of the domain. With the new stratigraphic configuration and analyses of the foliation trajectory and unit disposition, along with diagnostic aerogeophysical images, three domal structures in the Rio Maria Domain have been identified: the Mogno Dome, Caracol Dome, and Rio Maria Dome. Based on the nature, possible sources, spatial distribution, deformation pattern, and intensity of the different units of the Rio Maria Domain, it can be inferred that these rocks were likely formed involving vertical

processes (e.g., sagduction, drip, and plume activity) and horizontal N-S shortening.

KEYWORDS: Granitoids; Archean; Domes; Carajás Province.

INTRODUÇÃO

Ao longo das últimas décadas, diversos trabalhos veem contribuindo para a individualização e melhor compreensão dos limites das unidades litoestratigráficas da porção norte do Domínio Rio Maria. Isto permitiu um avanço significativo no entendimento sobre a gênese de granitoides, o que resultou em novas propostas de configuração tectônica para essa região e intensos debates acerca da evolução dos terrenos arqueanos (Leite, 2001; Almeida *et al.*, 2011, 2013, 2017; Oliveira *et al.*, 2009; Costa *et al.*, 2020). Apesar do avanço conhecimento sobre a geologia do Domínio Rio Maria, notou-se diante da revisão litoestratigráfica proposta por Oliveira *et al.*, (2023), a existência de algumas inconsistências em relação à disposição dos corpos e individualização de unidades com base em critérios estruturais e composicionais. Diante da necessidade de preencher as lacunas ainda existentes sobre a configuração tectonoestratigráfica deste domínio, é apresentada neste trabalho uma reavaliação das informações disponíveis na literatura, assim como a apresentação de um novo mapa geológico gerado a partir de um estudo integrado que envolveu a análise de imagens aerogeofísicas e de um extenso banco de dados com informações compiladas de geologia estrutural, petrografia, geoquímica e geocronologia, obtidas durante o desenvolvimento de dissertações e teses ao longo dos últimos 30 anos de pesquisa do Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitoides da UFPA (Leite, 2001; Oliveira, 2009; Almeida, 2010; Guimarães *et al.*, 2010; Silva & Oliveira, 2013; Machado *et al.*, 2021).

A porção norte do Domínio Rio Maria é composta por uma ampla diversidade de granitoides afins daquelas das suítes TTG e cálcico alcalinos dominados por tipos sanukitoide e granitos *strictu sensu*, os quais são marcadores tectônicos e com importantes implicações nos processos responsáveis pelo crescimento (acresção) crustal da Província Carajás. Apesar se consenso que na literatura que a diversidade de granitoides arqueanos se deu logo após a formação da crosta TTG por processos que favoreceram o enriquecimento do manto, a evolução de terrenos arqueanos ainda é um tema amplamente discutido, onde alguns autores de-

fendem que a tectônica horizontal seria similar àquela dos tempos atuais, e outros sugerem que a crosta não era suficientemente rígida para que processos modernos de tectônica de placas tenham sido efetivos naquele período. Na Província Carajás isso não é diferente, onde a formação da crosta mesoarqueana foi inicialmente admitida a partir da atuação de processos de subducção de uma crosta oceânica precedida por fusão da base de um platô (Almeida *et al.*, 2011), e sucedida por um cenário colisional (Marangoanha *et al.*, 2019, Silva *et al.*, 2022). Neste cenário, o magmatismo mesoarqueano seria originado em dois episódios: (i) subducção de baixo ângulo que teria originado rochas com idades entre 2,96 e 2,92 Ga; e (ii) diversificação litológica com rochas com idade de 2,87 Ga com pico de metamorfismo regional em torno 2,84 Ga. Posteriormente, Costa *et al.*, (2020) identificaram uma estrutura dômica no norte do Domínio Rio Maria (denominada de Domo Caracol), que a partir daí propuseram um modelo de tectônica vertical (*drip tectonic*) para a Província Carajás, seguido de um período de quiescência magmática entre o meso e o neoarqueano, onde se originou as formações ferríferas bandadas (BIF's) da Bacia Carajás. Tais autores interpretam que a mudança de estreitas sequências *greenstone belts* registradas no mesoarqueano para uma extensa bacia meso-neoarqueana pode sugerir uma mudança no cenário tectônico deste período.

Para abordar tais questões e avançar no entendimento sobre a evolução geológica do Domínio Rio Maria, é discutida, a partir da análise do conjunto de informações fornecidas pelo banco de dados do GPPG-UFPA, uma proposta tectonoestratigráfica que busca redefinir a estruturação dômica identificada no norte do referido domínio. Neste trabalho, sua área de abrangência foi delineada a partir da cidade de Bannach, passando por Rio Maria, a leste, até a cidade de Xinguara, a norte, e Água Azul do Norte, a noroeste (Figura 1). Assim como identificado por Costa *et al.*, (2020), são apresentadas neste trabalho três estruturas dômicas mas com designações e configurações distantes ao que foi atribuído por estes autores. Duas dessas estruturas merecem destaque; aquela denominada de Domo Mogno que possui formas mais concêntricas, com trajetória de foliação e zoneamento litológico que corroboraram para essa interpretação, e o Domo Caracol que se configura em forma de “*augen*”, que além de um zoneamento composicional concêntrico, apresenta suas zonas mais externas formadas por TTGs com frequentes estruturas de migmatização e gnaissificação (domo gnáissico!). Devido à ausência de uma abordagem integrada na interpretação dos resultados gerados em trabalhos mais recentes, esta nova proposta de con-

figuração tectonoestratigráfica para o norte do Domínio Rio Maria visa contribuir para uma discussão de um modelo capaz de explicar o significado das principais unidades estratigráficas dentro do contexto de cada estruturação dômica, assim como o estilo de colocação de seus magmas e suas afinidades petrológicas.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sulamericana e é subdividido em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2.2 Ga.), Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga.), Ventuari-Tapajós (1.95-1.88 Ga.), Rio-Negro-Juruema (1.8-1.55 Ga.), Rondoniana-San Ignácio (1.55-1.3 Ga.) e Sunsás (1.3-1.0 Ga.) (Tassinari & Macambira 2004). A Província Carajás está situada na sudeste do Cráton Amazônico, inserida no contexto da Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004), fazendo limite com o Domínio Bacajá a norte, Domínio Santana do Araguaia a sul, com a Província Tocantins marcada pelo cavalgamento do Cinturão Araguaia, e com as rochas ígneas e sedimentares paleoproterozóicas da Província Amazônia Central.

Nesse contexto, a Província Carajás é dividida em dois domínios tectônicos distintos (Figura 1): (i) o Domínio Rio Maria, de idade mesoarqueana, considerado como um terreno granito-greenstone (3.05–2.86 Ga; Macambira & Lancelot, 1996; Almeida *et al.*, 2011, 2013; Oliveira *et al.*, 2011; Souza *et al.*, 2001) e (ii) Domínio Carajás, a norte, de idade meso a neoarqueana, que mostra uma evolução geológica mais complexa (3.07–2.70 Ga; Machado *et al.*, 1991; Avelar *et al.*, 1999; Pidgeon *et al.*, 2000; Feio *et al.*, 2013; Tavares *et al.*, 2018; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021), sendo subdividida em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, proposta elaborada por Silva *et al.*, (2022) e similar a subdivisão elaborada por Dall'Agnol *et al.*, (2013).

O Domínio Rio Maria é caracterizado por associações *greenstone belts* (3,0 – 2,9 Ga.) e uma extensa variedade de granitoides arqueanos:

- TTGs antigos (2,96-2,93 Ga.), representados pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha (Huhn *et al.*, 1988; Macambira & Lafon, 1995; Rolando & Macambira, 2003; Leite *et al.*, 2004; Guimarães *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2011; Machado *et al.*, 2021);

- Rochas sanukitoides (~2,87 Ga.), representadas pelo Granodiorito Rio Maria e por rochas intermediárias associadas (Medeiros & Dall'Agnol, 1988; Oliveira *et al.*, 2009);
- Leucogranodioritos-granitos do Granodiorito Bonito (Almeida *et al.*, 2010, 2013; Machado *et al.*, 2021);
- Leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alkalina, representados pelos granitos Mata Surrão (Almeida *et al.*, 2013) e Xinguara (Leite *et al.*, 2004).

Esses granitoides são sobrepostos por rochas sedimentares do Grupo Rio Fresco e intrudidos por granitos paleoproterozoicos tipo-A e diques associados (Dall'Agnol *et al.*, 2005; Silva *et al.*, 2016). A estruturação regional do DRM é preferencialmente de direção NW-SE e E-W (Souza *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2011, 2013; Machado *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2022), porém, em menores escalas são observados padrões de foliação em direções diversas, N-S, NE-SW (Guimarães *et al.*, 2010; Costa *et al.*, 2020; Machado *et al.*, 2021).

O Terreno Sapucaia, imediatamente a norte, apresenta litologias muito similares ao Domínio Rio Maria,

porém, são afetados por eventos neoarqueanos em 2,74 Ga, gerando granitoides tipo-A deformados (Dall'Agnol *et al.*, 2013, 2017, Silva *et al.*, 2020). Além disso, quando comparados ao DRM, essas rochas são mais deformadas e migmatizadas, cortadas por extensas zonas de cisalhamento.

O Terreno Canaã dos Carajás possui idades meso-neoarqueanas, caracterizado por uma diversidade de granitoides: (i) ortogranulito Chicrim Cateté (3,0 Ga); (ii) Complexo Xingu (2,87 – 2,86 Ga), que tem perdido sua extensão territorial com a individualização de novos granitoides; (iii) Diopsídio Norito Pium (2,74 Ga.), além de seis associações granitoides: (1) Tonalito com anfibólio e Tonalito Bacaba (3,0 Ga.); (2) Trondhjemitó Rio Verde (2,93 Ga.); (3) Granito Canaã dos Carajás (2,95 – 2,93 Ga.); (4) Suíte Pedra Branca (2,75 Ga.); (5) Suíte Planalto; e (6) rochas associadas a Charnockitos (2,73 Ga.) (Feio *et al.*, 2012; Feio e Dall'Agnol, 2012; Feio *et al.*, 2013; Santos, P. A. *et al.*, 2013; Silva-Silva *et al.*, 2020; Félix *et al.*, 2020; Marangoanha *et al.*, 2022).

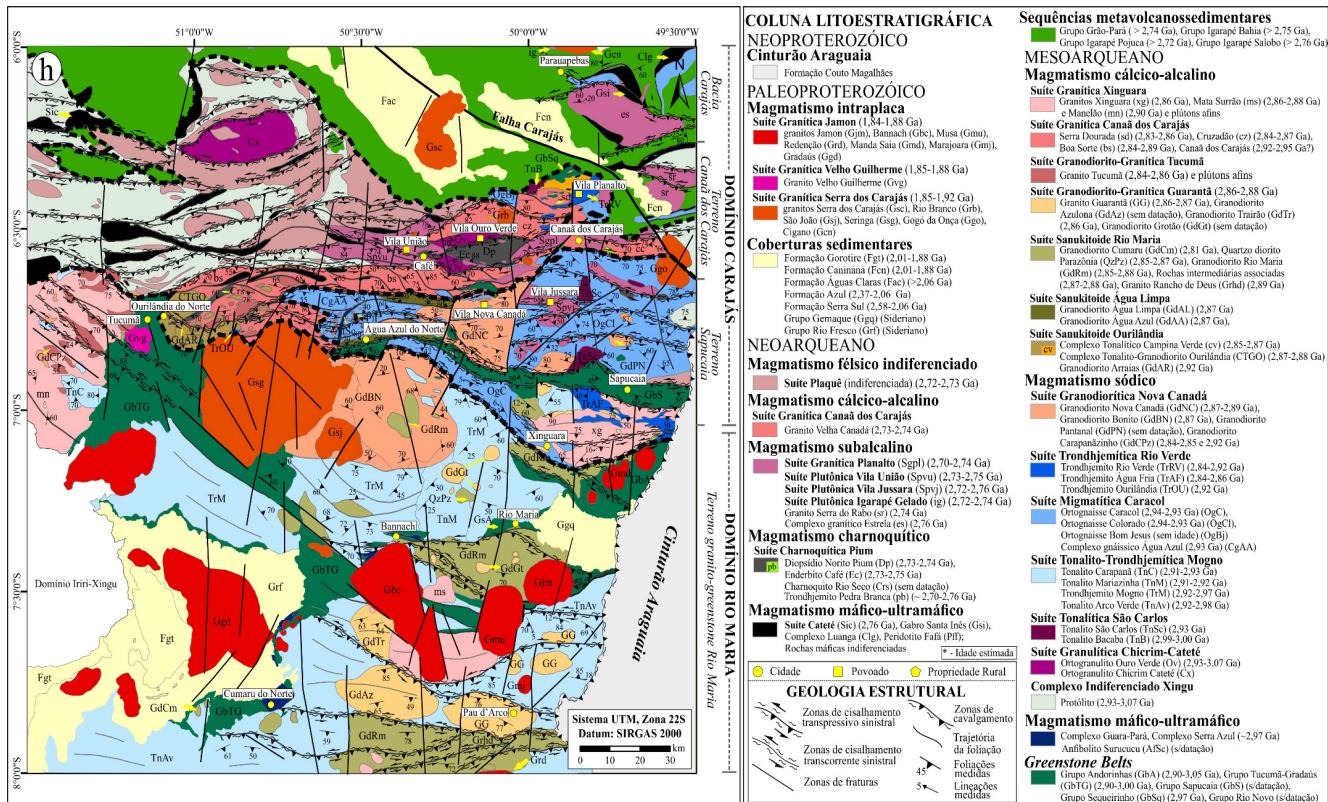


Figura 1. mapa geológico da Província Carajás (Oliveira *et al.*, 2022)

MATERIAIS E MÉTODOS

Pesquisa Bibliográfica

O levantamento bibliográfico consistiu em artigos, livros, dissertações de mestrado e teses de doutorado sobre temas relacionados à geologia e evolução de terrenos arqueanos, com ênfase no magmatismo da porção norte do DRM, seus aspectos petrográficos, estruturais, geoquímicos, geocronológicos, bem como sua petrogênese. Além disso, a presente pesquisa buscou trabalhos relacionados e formação e colocação de domos no arqueano, a fim de se buscar uma melhor compreensão acerca do estilo de colocação do Domo Mogno.

Aerogeofísica

Como intuito de mapear e definir a área de ocorrência das rochas estudadas, foram utilizadas imagens aeromagnetométricas e aerogamaespectrométricas processadas em ambiente SIG. Essas imagens foram obtidas pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) e estão disponíveis no site <https://geosgb.cprm.gov.br>. A magnetometria é útil para definir grandes lineamentos e anomalias magnéticas que geralmente correspondem a rochas de composição máfica a ultramáfica. Já a aerogamaespectrometria ajuda a identificar e definir os corpos, através das radiações gama detectadas na superfície provenientes da desintegração natural do potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th), auxiliando na caracterização de diferentes rochas a partir do contraste dos teores de radioelementos entre elas. Imagens de radar SRTM com resolução de 30m e imagens de satélite (Landsat TM, Google Earth) foram usadas para auxiliar no mapeamento de unidades litológicas, identificação e definição de feições estruturais.

Mapeamento Geológico

Devido a dimensão regional do trabalho e ao fato do extenso mapeamento realizado pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides no Domínio Rio Maria, este trabalho se configura como uma compilação das pesquisas realizadas anteriormente que estão localizadas dentro do contexto do Domínio Rio Maria, especificamente das dissertações de mestrado do autor deste trabalho e dos geólogos Fabriciana Guimarães e Chystophe Ronaib da Silva e dos doutorados de José

de Arimatéia Almeida, Marcelo Oliveira, Albano Leite e Zorano de Sousa. Nesta compilação, foi possível coletar extensas informações sobre os aspectos mineralógicos, estruturais e de relações de contato, somando ao todo 869 pontos (Figura 2), que possibilitou a confecção de um mapa com relevantes modificações no Domínio Rio Maria.

Geoquímica

Os dados de geoquímica compilados dos trabalhos supracitados totalizaram 181 análises químicas, sendo analisadas 4 amostras do enclave tonalítico, 22 amostras do Ortognaisse Caracol, 60 do Trondhjemitó Mogno, 24 do Granodiorito Bonito, 10 do Trondhjemitó Água Fria, 28 da Suíte Sanukitoide Rio Maria (sendo 3 do Quartzó Diorito Parazônia), 5 do Granodiorito Grotão e 27 do Granito Xinguara (Figura 2). Estas análises foram realizadas em três laboratórios: ALBRAS/Lakefield-Geosol/UFGA, onde se utilizou o método XRF/WC, na ACME Analytical e ALS Geochemistry, com o método ICP-ES/ICP-MS. Os diagramas de variação geoquímica foram gerados por meio do software GCDkit (Janoušek *et al.*, 2003).

Como procedimento padrão para se preparar a amostragem química, a primeira etapa é a de pulverização das amostras, em que foi utilizado os trituradores de mandíbula grande e pequena da Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) a fim de chegar em uma granulação suficiente para iniciar a segunda etapa, que consistiu de 20 minutos de pulverização em um grau de ágata mecânico ou 1 a 3 minutos no *shatterbox*, para se obter uma granulação propícia para análise química nos principais laboratórios disponíveis. A partir disso, foram realizadas nesse material análises químicas em rocha total, pela ALBRAS/Lakefield-Geosol/UFGA, ACME Analytical Laboratories Ltda (pacotes 4a e 4b) e ALS Minerals Ltda. (pacote ME-MS81d+ME-4ACD81). Nos dois últimos laboratórios, para quantificar os conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 , PF) foi usado o método ICP-ES e, os elementos traços (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS.

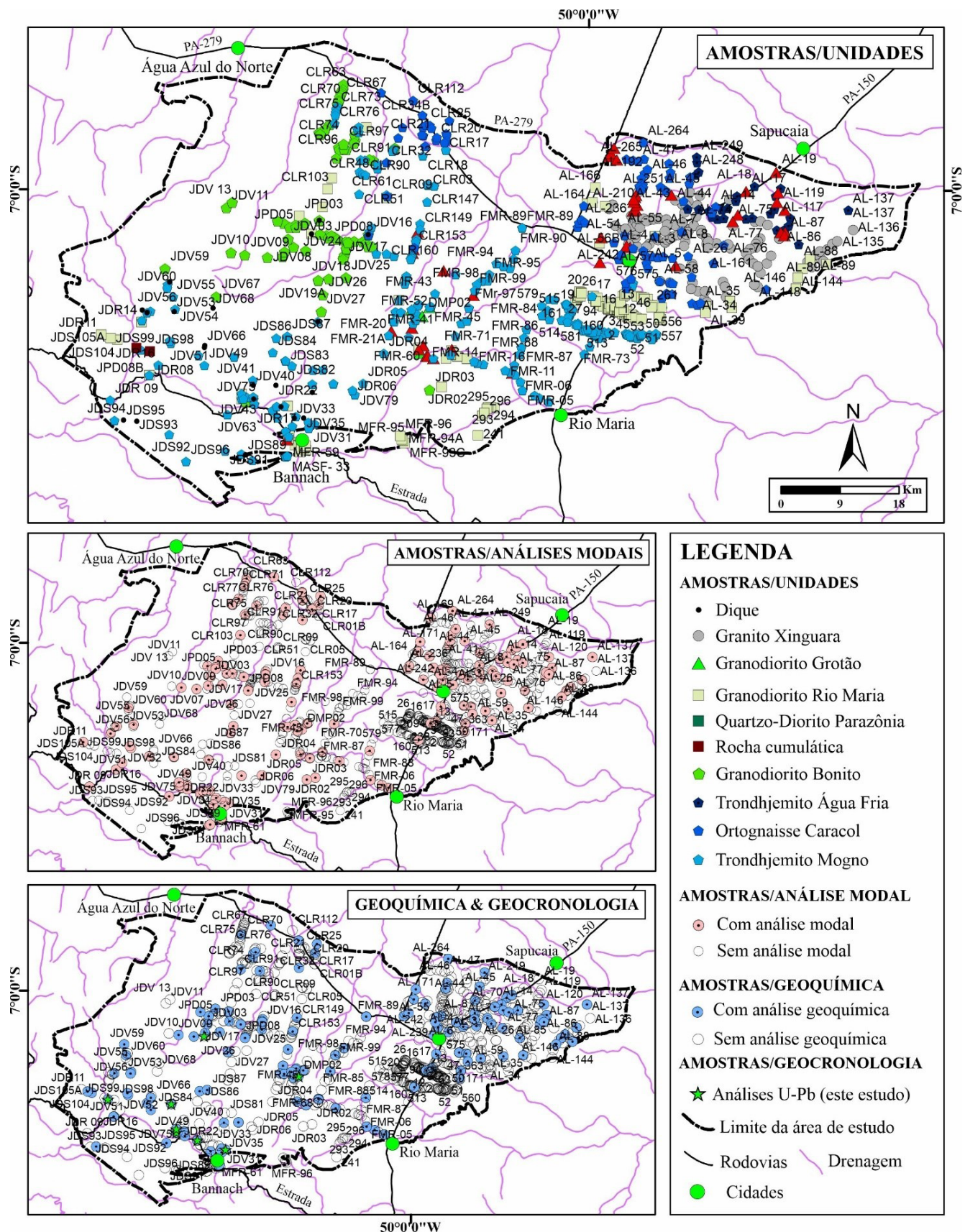


Figura 2. Mapa com pontos individualizados por unidade, análises modal e geoquímica.

REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA

Classificação do Magmatismo

Os granitoides do Domínio Rio Maria vêm sendo amplamente estudados ao longo das últimas décadas, resultando em um acúmulo de conhecimento expressivo acerca das unidades geológicas e suas afinidades petrológicas. No entanto, ainda não há nenhum trabalho de integração que reúna e discuta de maneira integrada os dados petrográficos e geoquímicos deste domínio. Nesse sentido, a compilação das informações existentes, combinados com diagramas de classificação geoquímica permitiu organizar e aprofundar a compreensão acerca da natureza das fontes e dos processos de formação e diferenciação das diferentes associações de granitoides existentes, subdividindo-os em grupos de magmatismo com caracterização geoquímica distintas.

Modal

Com base na compilação petrográfica de 218 análises modais no Domínio Rio Maria (tabelas 1 e 2 e Figuras 3 e 4), foi possível dividir as unidades em (i) TTG's, representados pelo Ortognaisse Caracol, Trondhjemitó Mogno (com rochas tonalíticas associadas) e Trondhjemitó Água Fria, com teor de máficos variando entre 5 a 15%; (ii) Granodiorito Bonito, que apresenta rochas granodioríticas a trondhjemiticas, com teor de máficos geralmente inferior a 5%, inferior aos TTG's; (iii) Granodiorito Rio Maria, que destaca-se pela presença de anfibólio na sua composição e moderado conteúdo de minerais máficos; (iv) Quartzó Diorito Parazônia, com baixo conteúdo de quartzo e elevado enriquecimento em minerais máficos (entre 30 e 45%), (v) Granodiorito Grotão, similar ao Granodiorito Rio Maria, porém, com maior enriquecimento em feldspato potássico e (vi) Granito Xinguara, com elevado conteúdo de feldspato potássico, rochas monzograníticas a sienograníticas e conteúdo de máficos inferior a 5%.

Tabela 1. composições modais mínima e máxima dos granitoides sódicos do Domínio Rio Maria.

Unidade Mineral (%)	Ortognaisse Caracol (45 modais)	Trondhjemitó Mogno (39 modais)	Trondhjemitó Água Fria (15 modais)	Granodiorito Bonito (36 modais)
Quartzo	20,4 – 39,7	23,0 – 42,8	27,4 – 39,2	12,9 – 46,4
Plagioclásio	50,2 – 65,7	46,4 – 67,0	49,9 – 62,9	43,8 – 67,6
F - K	0,0 – 4,9	0,0 – 8,8	0,3 – 11,5	1,3 – 39,1
Hornblenda	-	-	-	-
Biotita	6,6 – 14,7	0,7 – 8,5	3,8 – 8,6	0,3 – 6,8
Muscovita	0,0 – 0,9	0,0 – 1,4	0,0 – 3,0	0,0 – 1,5
Titanita	0,0 – 1,51	0,0 – 1,0	0,0 – 0,4	0,0 – 0,8
Epidoto	0,0 – 2,2	0,0 – 4,1	0,0 – 0,1	0,0 – 0,9
Epidoto (s)	0,0 – 0,1	0,0 – 3,05	-	0,0 – 0,9
Clorita	0,0 – 0,7	0,0 – 1,55	0,0 – 3,0	0,0 – 0,9
Zirção	0,0 – 0,1	0,0 – 0,1	-	0,0 – 0,4
Alanita	0,0 – 0,2	0,0 – 0,85	-	0,0 – 0,2
Apatita	0,0 – 0,2	0,0 – 0,5	-	0,0 – 0,4
Opacos	0,0 – 1,4	0,0 – 0,9	0,0 – 0,6	0,0 – 0,8
Máficos (M')	7,4 – 20,0	2,76 – 9,4	4,3 – 9,2	0,8 – 8,2
Félsicos	80,0 – 92,3	90,6 – 96,6	90,7 – 94,7	91,8 – 97,8
P1/A	-	4,91 – 28,7	-	1,2 – 34,2
A + P	47,1 – 64,9	46,2 – 68,0	53,2 – 63,4	45,1 – 84,6
*Quartzo	24,0 – 46,0	25,2 – 45,5	60,4 – 42,8	13,4 – 50,7
*F - K	0,0 – 5,7	0,0 – 9,7	0,3 – 12,2	1,4 – 40,7
*Plagioclásio	54 – 74,5	51,3 – 73,6	53,1 – 69,0	45,9 – 70,0

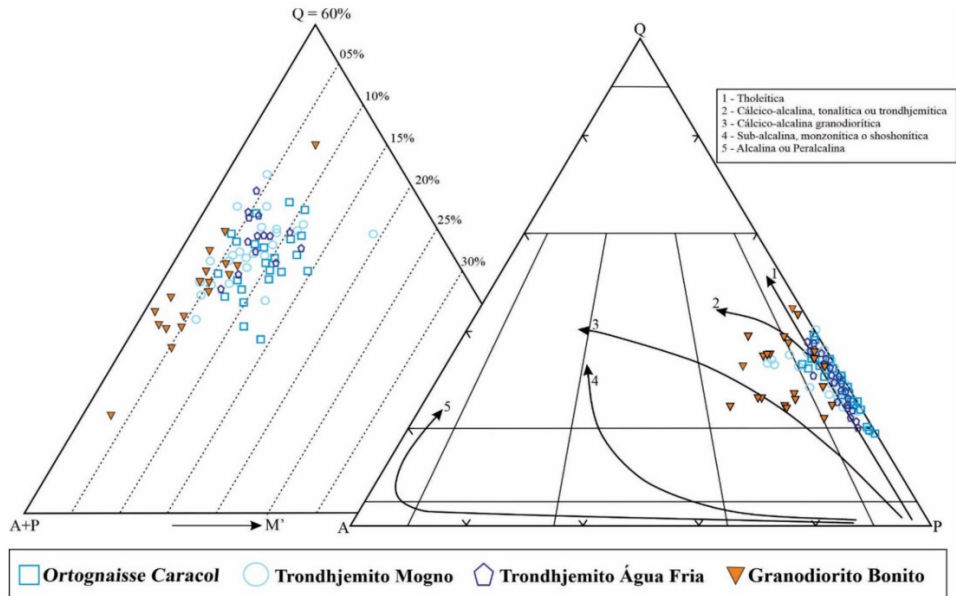


Figura 3. Diagramas de classificação Q-A-P e Q(A + P)M' (Le Maitre, 2002) para o magmatismo sódico do Domínio Rio Maria. Trends evolutivos das séries granitoides (Lameyre e Bowden, 1982). Os símbolos representam as amostras que constituem a base de dados com 135 análises modais.

Tabela 2: composições modais com variações mínima e máxima dos granitoides cálcico alcalinos de alto-K do Domínio Rio Maria.

Unidade	Granodiorito Rio Maria	Quartzo Diorito (SSRM)	Quartzo Diorito Parazônia	Granodiorito Grotão	Granito Xinguará
Mineral (%)	(26 modais)	(10 modais)	(3 modais)	(6 modais)	(38 modais)
Quartzo	15,9 – 32,1	2,2 – 22,6	9,7 – 13,1	22,2 – 32,0	21,5 – 50,4
Plagioclásio	36,2 – 61,9	46,0 – 62,5	38,0 – 47,9	46,1 – 55,9	7,1 – 59,3
F - K	0,0 – 24,2	0,0 – 8,8	3,7 – 9,7	10,7 – 17,3	11,7 – 57,7
Hornblenda	0,0 – 14,4	10,3 – 29,7	24,1 – 33,1	10,7 – 17,3	11,7 – 57,7
Biotita	0,1 – 16,4	0,7 – 24,1	6,0 – 7,2	0,0 – 6,5	0,1 – 6,6
Muscovita	0,0 – 0,7	0,0 – 0,6	-	0,2 – 0,4	0,0 – 1,4
Titanita	0,0 – 1,4	0,1 – 1,5	0,4 – 1,2	0,5 – 1,3	-
Epidoto	0,0 – 3,5	0,0 – 2,5	2,6 – 6,5	0,0 – 0,9	0,0 – 1,0
Epidoto (s)	0,0 – 2,6	0,0 – 2,0	0,3 – 0,6	1,0 – 5,1	-
Clorita	0,0 – 1,9	0,0 – 1,7	0,5 – 0,9	0,0 – 2,8	0,0 – 1,3
Zirção	0,0 – 0,1	-	0,0 – 0,1	0,0 – 0,1	0,0 – 0,5
Alanita	0,0 – 0,8	0,0 – 1,0	0,0 – 0,1	0,0 – 0,1	0,0 – 0,1
Apatita	0,0 – 0,8	0,0 – 1,0	0,0 – 0,1	0,0 – 0,3	-
Opacos	0,0 – 0,7	0,0 – 22,0	0,2 – 0,5	0,0 – 0,2	0,0 – 1,1
Máficos (M')	5,8 – 23,8	15,8 – 43,0	36,2 – 47,0	3,1 – 8,6	0,2 – 7,0
Félsicos	75,3 – 94,1	57,2 – 82,4	53,0 – 63,8	91,4 – 96,9	66,6 – 99,8
P1/A	1,5 – 5,4	5,4 – 54,2	3,9 – 11,1	2,7 – 6,3	0,1 – 5,1
A + P	48,8 – 71,8	6,7 – 64,9	41,8 – 52,1	59,7 – 64,8	36,4 – 75,1
*Quartzo	18,1 – 39,9	3,85 – 28,13	18,8 – 21,5	25,5 – 34,5	26,8 – 52,01
*F - K	0,0 – 30,2	0,0 – 11,7	6,9 – 15,9	10,2 – 17,1	12,6 – 57,8
*Plagioclásio	45,2 – 77,3	63,3 – 71,6	62,5 – 77,0	51,0 – 64,2	7,1 – 64,0

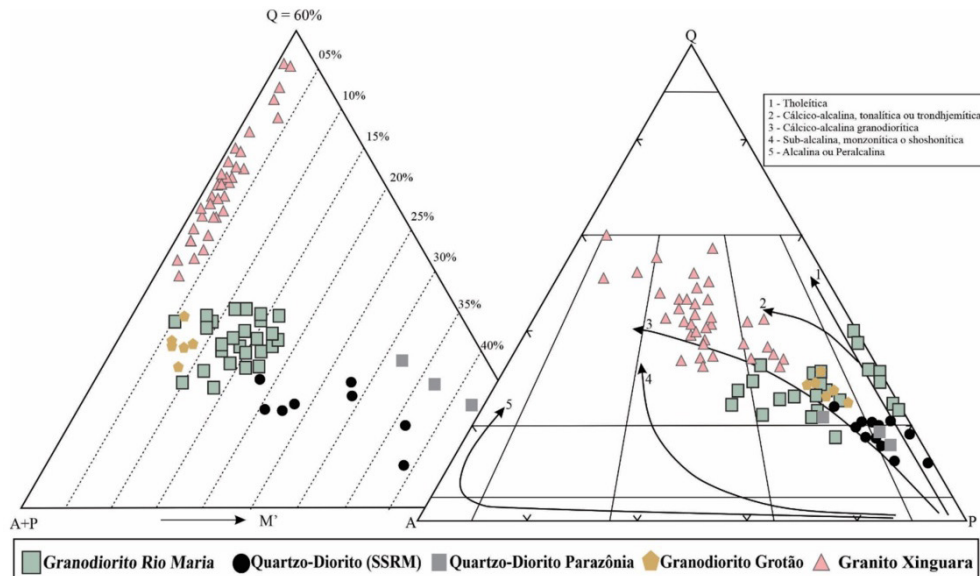


Figura 4. Diagramas de classificação Q-A-P e Q(A + P)M' (Le Maitre, 2002) para o cálcico alcalino de alto-k do Domínio Rio Maria. Trends evolutivos das séries granitoides (Lameyre e Bowden, 1982). Os símbolos representam as amostras que constituem a base de dados com 83 análises modais.

Geoquímica

Os dados geoquímicos, utilizando-se de vários parâmetros discriminantes (Figura 5), permitiram subdividir os granitoides do Domínio Rio Maria em dois grupos de magmatismo distintos, caracterizados como: (i) Granitoides Sódicos (cálculo alcalinos de baixo-k), constituídos pelo Ortognaisse Caracol, Trondhjemito Mogno com presença marcante de xenólitos de tonalitos ricos em biotita, Trondhjemito Água Fria e Granodiorito Bonito e (ii) Granitoides Cálculo Alcalino de Médio a Alto-k, constituídos pelo Granodiorito Rio Maria e quartzo dioritos associados, Granodiorito Grotão e Granito Xinguará. No diagrama P-Q (Figura 5a), os granitoides sódicos ocorrem majoritariamente no campo dos tonalitos e algumas plotam no campo dos granodioritos. A amostra JDS-99 (tonalito com anfibólio) plotam no campo dos quartzo dioritos. As rochas do Granodiorito Rio Maria incidem nos campos dos quartzo dioritos e dos granodioritos, ao passo que as rochas do Quartzo Diorito Parazônia e Granodiorito Grotão plotam nos campos dos quartzo dioritos e granodioritos, respectivamente. O Granito Xinguará plotam nos campos do adamelito e dos granitos, atestando sua afinidade potássica. No diagrama ternário Na-K-Ca, os granitoides de alto-Na seguem o trend trondhjemítico. Por outro lado, as rochas de afinidade sanukitoide (Granodiorito Rio Maria e Quartzo Diorito Parazônia) e o Granito Xinguará definem o trend cálcico alcalino (Figura 5b).

No diagrama SiO_2 vs K_2O (Figura 5c), é evidenciada as principais diferenças entre os granitoides sódicos e os de médio a alto-k. Os granitoides sódicos possuem natureza toleítica a cálcico alcalina, sendo também

possível notar o maior enriquecimento em SiO_2 do Granodiorito Bonito. O segundo grupo possui afinidades cálcico alcalina de alto-k (Granodiorito Rio Maria, Quartzo Diorito Parazônia, Granodiorito Grotão e Granito Xinguará) a shoshonítica (Granito Xinguará), exibindo um maior enriquecimento em K_2O . Já no diagrama do índice de Ferro (Figura 5d), de Frost *et al.*, (2001), os granitoides sódicos e o Granodiorito Grotão se apresentam fracamente megnesianos, ao passo que o Granodiorito Rio Maria e o Quartzo Diorito Parazônia apresentam uma elevada afinidade magnesiânica. Diferente dos demais granitoides da região, o Granito Xinguará incide no campo de granitoides ferrosos. No diagrama de ASI (Figura 5e), todos os granitoides apresentam características peraluminosas, exceto o Granodiorito Rio Maria e o Quartzo Diorito Parazônia, que são notadamente metaluminosos.

No diagrama de classificação ternário $2\text{A}/\text{CNK}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. 2FMSB (equação: $2 * (\text{FeO}_t + \text{MgO}) * (\text{Sr} + \text{Ba})$), proposto por Laurent *et al.* (2014) (Figura 5e), os granitoides sódicos (xenólitos tonalíticos, tonalito com anfibólio, Ortognaisse Caracol, trondhjemitos Mogno e Água Fria e Granodiorito Bonito) plotam no campo daqueles de afinidade TTG. Raras amostras do Trondhjemito Mogno plotam no campo dos granitos *strictu sensu*. As rochas do Granodiorito Rio Maria incidem no campo dos sanukitoides e daquele de rochas híbridas, juntamente com as amostras do Quartzo Diorito Parazônia e uma do xenólito tonalítico rico em anfibólio (JDS-99). Já as amostras do Granito Xinguará pertencem essencialmente ao campo dos granitos.

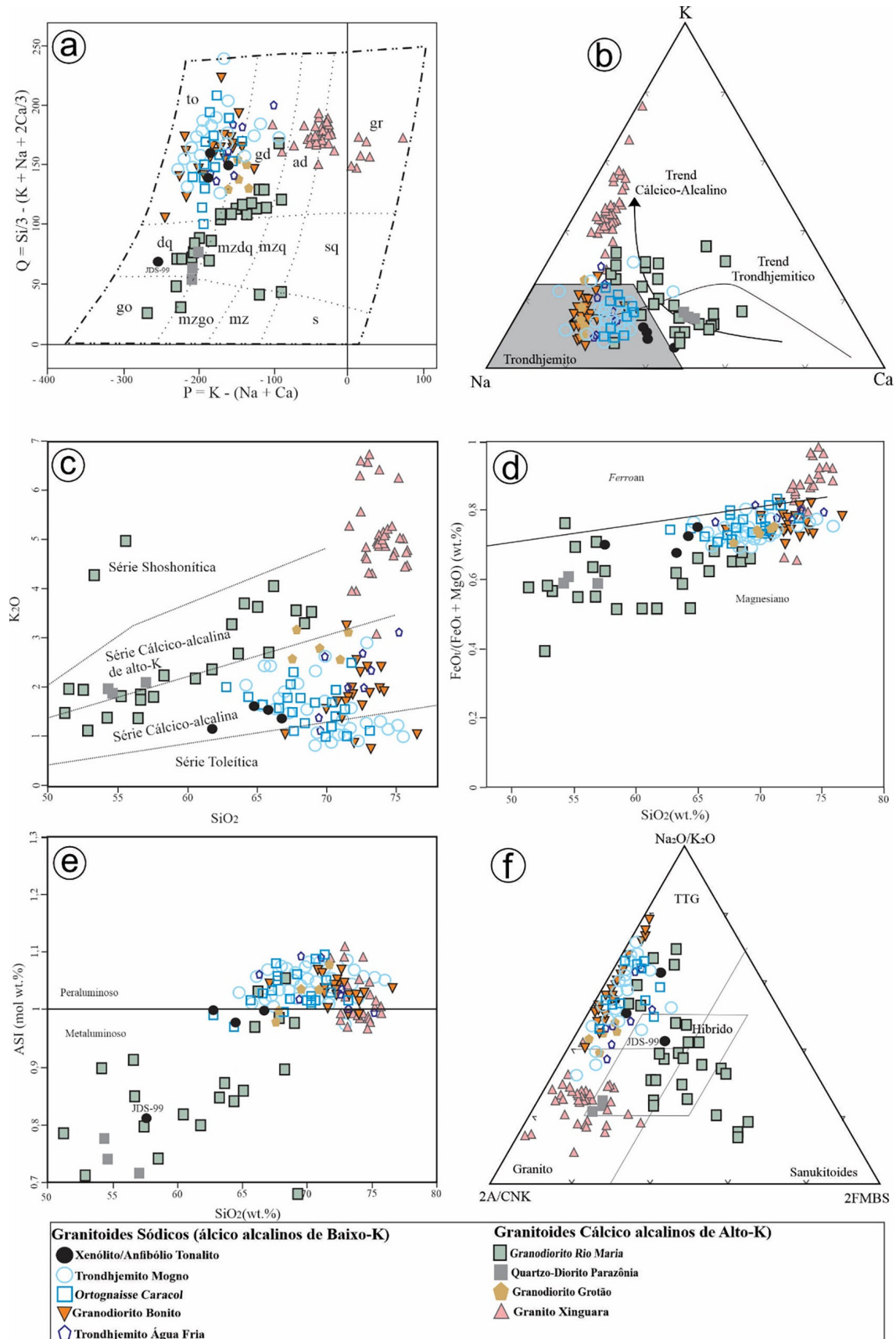


Figura 5: diagramas de classificação e séries magmáticas: (a) Diagrama P-Q (Debbon & Le Fort, 1983); diagrama ternário Na-K-Ca, com trends trondhjemíticos e cálcico alcalinos estão de acordo com Barker e Arth (1976); (c) diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976); diagrama $Fe^* = FeO_t / (FeO_t + MgO)$ vs SiO_2 (Frost et al., 2001); (e) diagrama de ASI - Índice de Saturação em Alumina (Frost e Frost, 2008); (f) Diagrama ternário para granitoides arqueanos (Laurent et al., 2014), em que $FMSB = (FeO_t + MgO) * (Sr + Ba)$.

Geologia das Séries Granitoides Granitoides Sódicos

Os granitoides sódicos ocorrem no Domínio Rio Maria como grandes batólitos com foliações concêntricas de alto ângulo ou como corpos estirados concordantes com as faixas de *greentone belts*, limítrofes entre os Domínios Rio Maria e Terreno Sapucaia. São representados essencialmente por TTGs e pelo Granodiorito Bonito, e exibem diferentes feições deformacionais, que influenciam na disposição dos corpos ao longo do Domínio Rio Maria e no padrão de foliação que ocorre em cada unidade. A intensidade da deformação aumenta de sul para norte, com a proximidade do limite do Domínio Rio Maria e do Terreno Sapucaia (Domínio Carajás), variando de foliações concêntricas e deformação incipiente a processos intensos de gnaissificação e migmatização (Figura 6).

➤ Ortognaisse Caracol

O Ortognaisse Caracol ocorre no limite entre o Terreno Sapucaia e o Domínio Rio Maria, como uma faixa alongada de direção NW-SE, onde faz contato a noroeste com o *Greenstone belt* Sapucaia a sul com o Trondhjemito Mogno e a NE com o Granito Xinguara (Figura 6). A foliação desenvolvida nesta unidade apresenta alto ângulo de mergulho com caimentos para sul ou para norte. Além disso, a alta intensidade da deformação (Figuras 6 e 8a-b) que atuou sobre estas rochas também é denunciada pelos intensos processos de milonitização e pela presença de bandamento composicional definidos por faixas de minerais félsicos (plagioclásio + quartzo), alternados com bandas enriquecidas em biotita e epidoto (Figuras 8a). Esta unidade, por apresentar frequentes feições de migmatização, dá nome a Suíte Migmatítica Caracol. Apesar destas rochas apresentarem uma certa heterogeneidade composicional em escala de afloramento, a maioria de suas amostras com contagem modal incidiu no campo dos trondhjemitos e tonalitos do diagrama QAP e o conteúdo de máficos é predominantemente superior a 10% (Figura 3). A biotita é principal mineral ferromagnesiano, seguido pelo epidoto e demais minerais acessórios, como zircão, titanita, opacos, allanita e apatita (Tabela 1).

O plagioclásio e o quartzo compõem mais que 80% das amostras analisadas, e seus cristais atingem dimensões de até 5mm e são, em geral, hipidiomórficos. Os plagioclásios apresentam um discreto processo de saussuritização e os quartzos exibem uma moderada extinção ondulante. Nas amostras de áreas mais afetadas por zonas de cisalhamento, onde o bandamento é

mais frequente, esses cristais encontram-se recristalizados e aqueles de quartzo são xenomórficos, de forte extinção ondulante e formam agregados no entorno dos cristais maiores (Figura 8b). Já os cristais de feldspato potássico, quando ocorrem, apresentam-se como minerais xenomórficos intersticiais e tardios. A biotita é o principal mineral ferromagnesiano e normalmente apresenta granulação fina, sendo também um importante marcador do processo de deformação desta unidade, uma vez que são orientadas e determinam o plano de foliação de gnaisses e representam o principal componente da banda máfica. O epidoto é frequentemente observado na forma de cristais finos, normalmente idiomórficos e inclusos em cristais de biotita.

➤ Trondhjemito Mogno

O Trondhjemito Mogno é a unidade com maior distribuição areal no Domínio Rio Maria (Figura 6). Apresenta xenólitos tonalíticos (Figura 7a) fortemente deformados e enriquecidos em biotita (7,0 – 9,7%) e epidoto magmático (2,1 – 3,8%). É intrudido pelos granodioritos Rio Maria e Grotão, Quartzo Diorito Parazônia e por granitoides ainda indiferenciados. O Trondhjemito Mogno apresenta variações na direção dos planos de foliação, com tramas dúcteis NE-SE a NNW-ESE na área próxima à cidade de Bannach, NE-SW a N-S na área da cidade de Rio Maria, denunciando a forte inflexão dômica desta unidade. Devido sua ampla dominância areal no Domínio Rio Maria, foi sugerido que tais granitoides integrem a Suíte Tonalito Trondhjemítica Mogno, que também engloba os demais granitoides TTG desta região.

O Trondhjemito Mogno é caracterizado pela ocorrência de rochas trondhjemíticas e tonalitos subordinados, com conteúdo de minerais máficos (biotita) entre 10 e 13% (Figura 3), deformação incipiente a moderada (Figuras 8c-d) e, sobretudo, pela forte saussuritização dos cristais de plagioclásio e presença frequente de epidoto secundário (Figura 8d). Os minerais acessórios são representados por epidoto magmático, apatita, titanita, allanita e minerais opacos. Devido à forte similaridade petrográfica entre o Trondhjemito Mogno e o Tonalito Mariazinha, além da falta de evidências geoquímicas e aerogeofísicas que pudessem separar essas duas unidades, a região onde anteriormente era identificada como área de ocorrência do Tonalito Mariazinha foi, neste trabalho, associada ao Trondhjemito Mogno, em consonância às observações descritas no trabalho de Silva *et al.*, 2021).

O plagioclásio fortemente saussuritizado é o mineral mais frequente desta unidade, representando mais do que 50% na maioria das rochas analisadas (tabela 1). Seus cristais são normalmente idiomórficos e hipidiomórficos, cujas dimensões podem atingir até 3mm, e apresentam finas inclusões de quartzo. Os cristais de quartzo representam aproximadamente 30% das rochas analisadas e possuem dimensões que podem variar de 0,1mm a 3,0 mm. Por vezes formam subgrãos que apresentam forte extinção ondulante na borda de cristais maiores de plagioclásios. O feldspato potássico é raro (~1%) e sempre ocorre com dimensões inferiores a 1mm e hipidiomórficos. A biotita é o principal mineral ferromagnésiano e se apresenta, por vezes, totalmente transformada para clorita.

Ainda no domínio de ocorrência das rochas do Trondhjemito Mogno, mais precisamente na porção sudoeste do Domínio Rio Maria, foram registrados afloramentos expressivos de granitoides de composição tonalítica ricos em biotita (Figura 8e) e ricos em

biotita e anfibólio. Tais rochas apresentam deformação moderada a forte (Figura 8f), e estão dispostas ao longo de uma extensa zona de cisalhamento de direção NW-SE. São compostas por plagioclásio (~61%), quartzo (17% – 26%), anfibólio (~15%), biotita (até 1,5%), titanita e, em menores proporções, zircão e minerais opacos. O plagioclásio é fortemente saussuritizado (Figura 8f) e possui grandes dimensões (até 7mm), já os cristais de quartzo possuem granulação fina a média (<3 mm), com forte extinção ondulante e geralmente ocorrem de forma intersticial entre cristais de plagioclásio.

Subordinadamente, são registrados no Trondhjemito Mogno enclaves dioríticos com forma amendoada (Figura 7b) e parcialmente assimilados pelo magma trondhjemítico, granitoides finos e veios leucograníticos seccionando a unidade (Figuras 7c e 7d), além de enclaves angulosos de composição leucogranodiorítica em granitoides leucogranodioríticos/trondhjemíticos de granulação fina (Figura 7e).

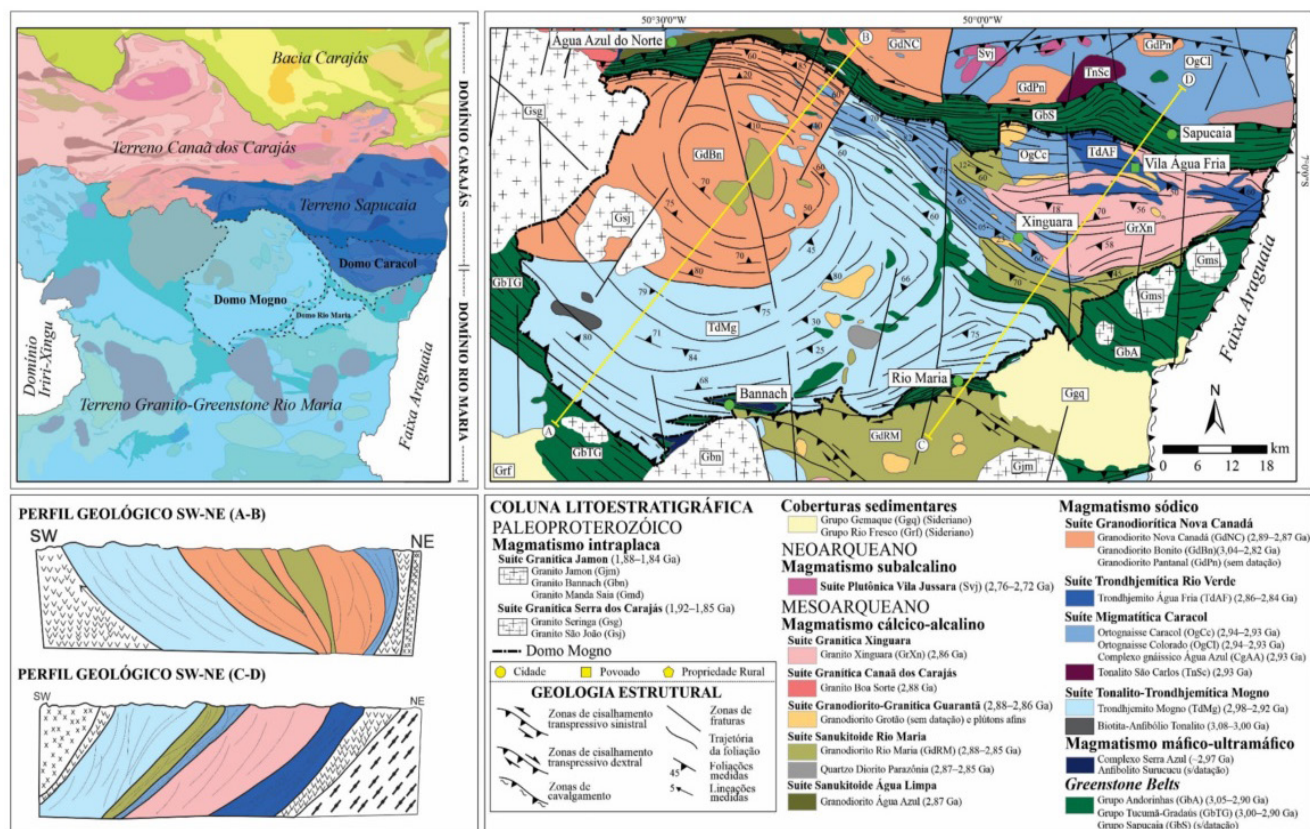


Figura 6. Mapa geológico atualizado do norte do Domínio Rio Maria. Nos encartes são destacadas as divisões geotectônicas da Província Carajás e perfis geológicos nas direções SW-NE.

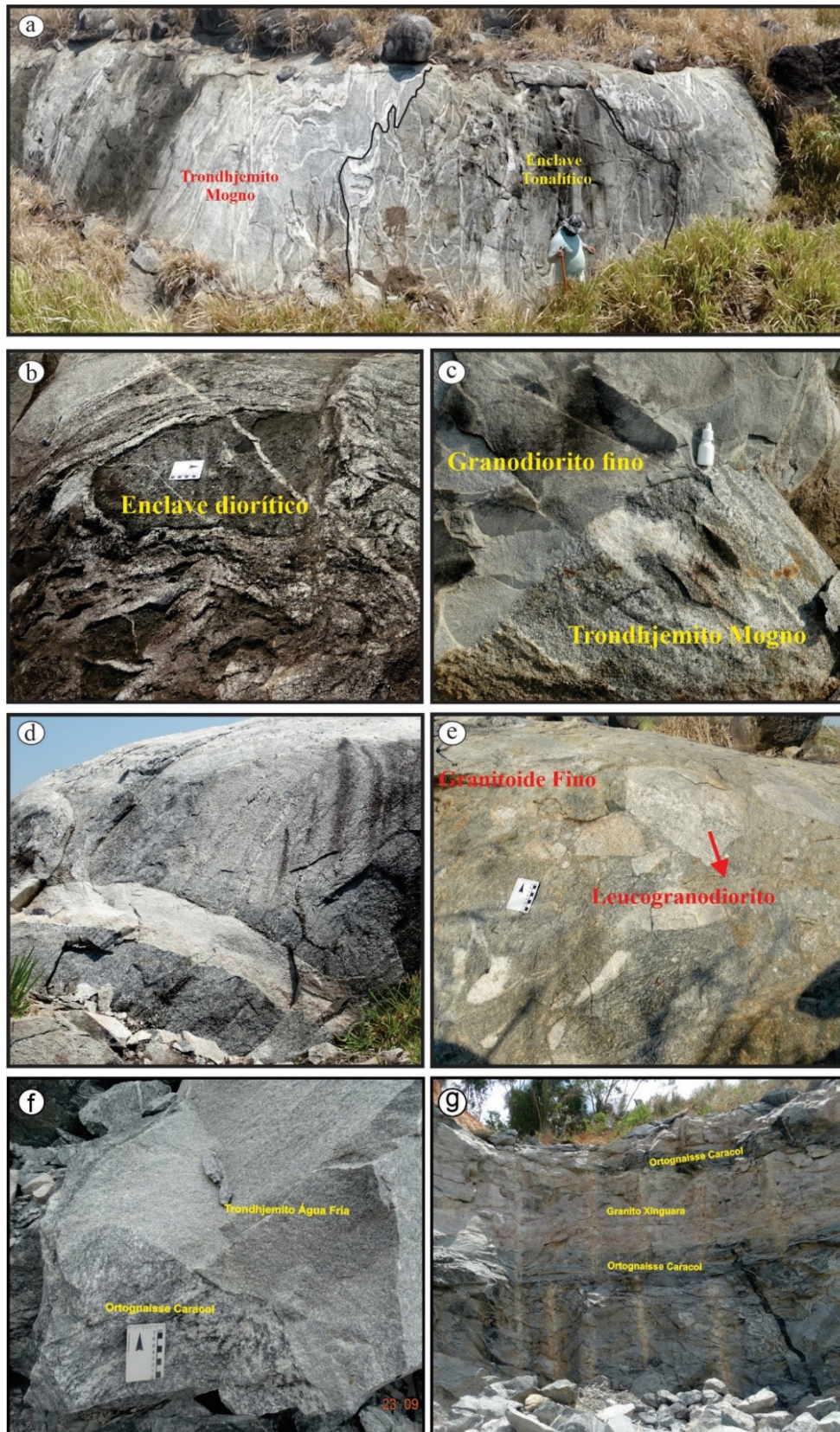


Figura 7. Relações de campo na área estudada: (a) mega-enclave tonalítico no Trondhjemito Mogno, com veios leucograníticos cortando as duas rochas; (b) enclave ameboide de composição diorítica; (c) granodiorito fino cortando o Trondhjemito Mogno; (d) veio leucogranítico cortando o Trondhjemito Mogno; (e) enclaves angulosos de composição leucogranodiorítica em granitoide de granulação fina; (f) Trondhjemito Água Fria intersectando o Ortognaiss Caracol; (g) Granito Xinguara intersectando o Ortognaiss Caracol.

➤ *Trondhjemitó Água Fria*

O Trondhjemitó Água Fria ocorre na porção nordeste do Domínio Rio Maria e sul do Terreno Sapucaia. É delimitado a norte pelo *Greenstone Belt* Sapucaia, a oeste pelo Ortognaisse Caracol e a sul e leste pelo Granito Xinguara (Figura 6). Essa unidade é intrusiva no Ortognaisse Caracol (Figura 7f) e apresenta relações de contemporaneidade com o Granito Xinguara. São considerados os tipos-TTG mais jovens da Província Carajás. As rochas desta unidade são predominantemente trondhjemiticas (Figuras 3 e 8g-h e tabela 1), com granulação média e, por vezes, apresentam bandamento composicional, cujos conteúdo de minerais máficos variam entre 10 e 15% (Figura 3). A biotita é o principal mineral ferromagnésiano e os minerais acessórios são representados por epidoto, muscovita, sericita e titanita.

Os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos a xenomórficos, de dimensões que variam de 0,5 a 2,0 mm, e apresentam incipiente processo de saussuritização (Figura 8h). Normalmente são bordejados por subgrãos de quartzo. Este último ocorre geralmente como cristais hipidiomórficos a xenomórficos de granulação fina (0,1 a 0,5mm), que apresenta inclusões de feldspatos. Por vezes, mostram-se como agregados policristalinos cominuídos, exibindo forte extinção ondulante e formando subgrãos e neogrãos. Já os cristais de feldspato potássico são de ocorrência restrita, intersticiais, onde normalmente apresentam formas xenomórficas e granulação fina (< 0,1mm). A biotita define os planos de foliação da rocha, e ocasionalmente ocorre cloritizada.

➤ *Granodiorito Bonito*

Esta unidade ocupa a porção centro-norte do Domínio Rio Maria, compõe um extenso batólito que se estende desde a porção sul da cidade de Água Azul do Norte (limite superior com *greenstone belt* Sapucaia) até o norte da cidade de Bannach (limite inferior com Trondhjemitó Mogno) (Figura 6). Este corpo apresenta disposição concêntrica com foliação mergulhando para norte em moderado a alto ângulo. Tais rochas apresentam baixa intensidade da deformação, sendo desprovidas de feições de milonitização, gnaissificação ou de qualquer outro processo que levasse a interpretação de forte deformação superimposta (Figuras 8i-j).

As rochas que constituem o Granodiorito Bonito são geralmente hololeucocráticas (ver diagrama Q-(A+P)-M, figura 3) e apresentam variações na razão plagioclásio/K-feldspato permitindo que algumas amostras incidam no campo dos trondhjemitos no dia-

grama QAP (Figura 3). Os cristais de plagioclásio são idiomórficos a hipidiomórficos com dimensões entre 1 e 5mm. Ocorrem geralmente como porfiroclastos que apresentam maclamento tipo albita ou albita-*calssbad* e moderada saussuritização. Os cristais de feldspato potássico possuem dimensões normalmente superior a 1mm nas rochas de composição granodiorítica, podendo ocorrer como pórfiros centimétricos (Figura 8j). Já nas rochas de composição trondhjemitica, o K-feldspato ocorre como cristais xenomórficos, de granulação fina (até 0,3mm) e intersticiais. Os cristais de quartzo também possuem dimensões variadas (entre 0,5 a 3mm) e apresentam fraca extinção ondulante. A biotita é principal fase mineral ferromagnésiana, tendo ainda como minerais acessórios, epidoto, apatita, minerais opacos, titanita e allanita.

GRANITOIDES CÁLCICO ALCALINOS DE MODERADO A ALTO-K

Os granitoides cálcico alcalinos de moderado a alto-k identificados no Domínio Rio Maria representam o segundo estágio de magmatismo e ocorrem como corpos intrusivos no embasamento TTG. Alguns corpos estão associados a extensas zonas de cisalhamentos que cortam a porção central do domínio e outros encontram-se na porção leste, próximo ao limite com o Terreno Sapucaia.

➤ *Suíte Sanukitoide Rio Maria*

Os granodioritos e tonalitos desta suíte ocorrem disseminados no Domínio Rio Maria, sobretudo na porção norte da área de Bannach, onde plútons são intrudidos no Granodiorito Bonito ou no Trondhjemitó Mogno, e na porção central, que ocorre como um corpo estirado limitado a norte pelo Ortognaisse Caracol (Figura 6). Nos plútons mais preservados, os cristais de feldspatos podem atingir até 3 mm de comprimento, não apresentam feições de recristalização e exibem uma certa orientação, indicando presença de foliação nessas rochas (Figura 9a). Além disso, esta unidade é caracterizada pela ocorrência frequente de enclaves máficos e forte saussuritização do plagioclásio (Figura 9b). Anfibólio, biotita e epidoto magmático são minerais ferromagnésianos comuns, geralmente associados à titanita, alanita e minerais opacos e uma paragênese secundária representada por epidoto e sericita (produtos de alteração do plagioclásio cálcico) e clorita (transformação da biotita).

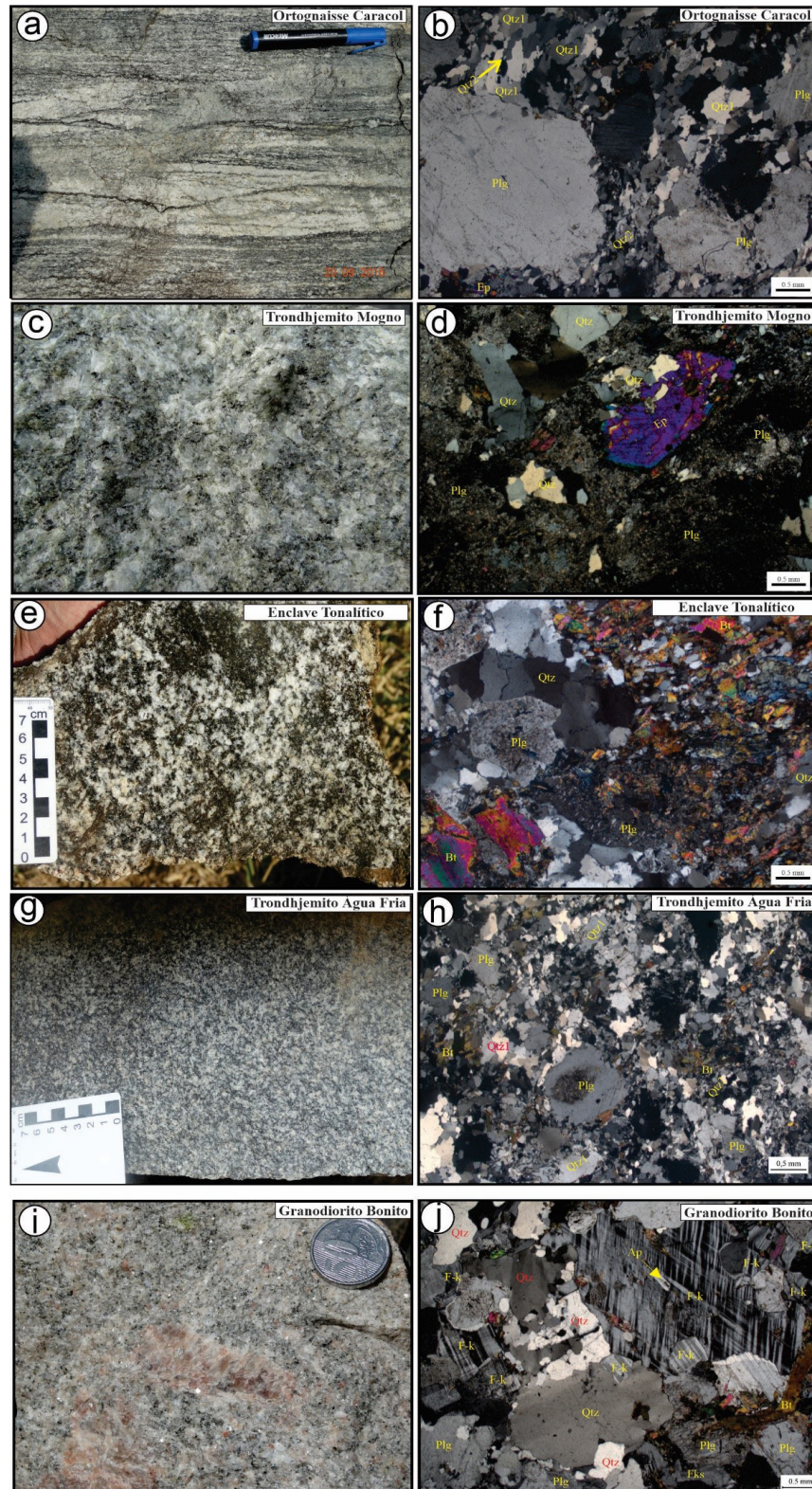


Figura 8: Aspectos texturais mesoscópicos (a esquerda) e microscópicos (a direita) do magmatismo sódico do Domínio Rio Maria. (a) bandamento gnáissico do Ortognaisse Caracol; (b) pórfiros de plagioclásio imersos em uma matriz de agregados de quartzos recrystalizados e estirados (ribbon); (c) fraca deformação das rochas do Trondhjemitite Mogno; (d) plagioclásios fortemente saussuritizados com epidoto magmático no Trondhjemitite Mogno; (e) composição tonalítica rica em minerais máficos do enclave tonalítico; (f) forte extinção ondulante dos cristais de quartzo e formação de subgrãos e neogrãos, além de cominuição dos cristais de quartzo e saussuritização do plagioclásio no enclave tonalítico; (g) textura fina do Trondhjemitite Água Fria; (h) cristais de plagioclásio com saussuritização em seu núcleo em contato com quartos hipidiomórficos e agregados policristalinos de Qtz₂; (i) pórfiros de F-K do Granodiorite Bonito; (j) Fenocristais de feldspato potássico com inclusões de apatita em contato com cristais menores de quartzo, plagioclásio e biotita.

As rochas que representam os componentes intermediários da Suíte Rio Maria são aquelas relacionadas ao Quartzo-diorito Parazônia, que ocorre na porção central da área do domínio, e os dioritos que ocorrem associadas ao Granodiorito Rio Maria (Figura 6). Ambos se diferenciam dos granodioritos pelo conteúdo mais elevado de minerais ferromagnesianos ($> 20\%$; Figura 4, tabela 2), no entanto, o plagioclásio continua sendo marcado por um forte processo de saussuritização (formando uma paragênese secundária composta por sericita + epidoto – Figuras 9c-d), que oblitera suas principais feições. A deformação é definida pelo estiramento dos cristais de anfibólio e biotita.

➤ *Granodiorito Grotão*

O Granodiorito Grotão é representado por diversos corpos subcirculares de pequenas dimensões, intrusivos no Trondhjemitó Mogno e que afloram entre as cidades de Bannach e Rio Maria (Figura 6). São fracamente deformados e alongados na direção NE-SW. São formados essencialmente por rochas holeucocráticas ($M > 5\%$), de composição granodiorítica (Figura 4), sendo a biotita como principal mineral ferromagnesiano (tabela 2, figura 9e). Como fases acessórias ocorrem titanita, allanita e minerais opacos. Diferem dos granitoides da Suíte Rio Maria por apresentarem menores conteúdos modais de minerais máficos, ausência de anfibólio e processo de saussuritização do plagioclásio menos intenso (Figura 9f). Em algumas rochas são observados agregados de cristais de quartzo finos e xenomórficos, resultando de processos de recristalização e levando a formação de subgrãos/neogrãos.

➤ *Granito Xinguara*

O Granito Xinguara ocorre nos arredores da cidade homônima, na porção nordeste do Domínio Rio Maria. É limitado a norte e oeste pelo Trondhjemitó Água Fria, a sul pelo Granodiorito Rio Maria, e nas porções leste e nordeste é intrusivo no Ortognaisse Caracol (Figura 7g). Esta unidade ocorre como um batólito alongado de direção E-W com formato sigmoidal (Figura 6), o qual é delimitado por planos de foliação com ângulos de mergulho moderados a altos ($> 70^\circ$). Seu caráter intrusivo também é denunciado pelo grande número de xenólitos de composição TTG e quartzo diorítica no limite do corpo.

As análises modais realizadas para as rochas deste batólito, quando plotadas no diagrama QAP (Figura 4), indicam uma composição monzogranítica amplamente

dominante para essa unidade, com raras variações para granodioritos e sienogranitos. Seus conteúdos de minerais máficos são baixos ($< 5\%$, figura 4 e tabela 2), onde a biotita é o principal mineral ferromagnesiano (Figura 9g). São também observados muscovita e epidoto, além de clorita, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios.

Os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos com dimensões entre 1 a 3mm, e fracamente descalcificados ou saussuritizados. O feldspato potássico é hipidiomórfico, chegando a ocorrer como pórfiros centimétricos na fácies sienogranítica e os efeitos da deformação podem ser observáveis nos fraturamentos intracristalinos. Os cristais de quartzo exibem formas hipidiomórficas de granulação fina à média (entre 0,5 a 2mm), podem formar agregados policristalinos de fraca a moderada extinção ondulante bordejando cristais maiores de feldspato potássico (Figura 9h), e podem ainda ocorrer como inclusões neste último. O mineral acessório mais importante é o epidoto que pode ser encontrado com dimensões variando entre 0,1 e 0,3mm, e está comumente associado aos cristais de biotita e allanita.

DISCUSSÕES

Afinidades Petroológicas

A fim de se determinar as principais afinidades petrológicas das rochas do Domínio Rio Maria, foram utilizados seis diagramas geoquímicos de fonte, que puderam auxiliar na interpretação da profundidade de formação, afinidades mantélicas ou crustais, bem como a composição da fonte dos granitoides estudados.

Granitoides Sódicos

O Ortognaisse Caracol ocupa a porção norte do domo e é caracterizado por rochas que sofreram um forte processo deformacional e que se refletiu em um estiramento NW-SE desta unidade. São marcantes as feições de migmatização e bandamentos composicionais. Esta unidade é cortada pelo Trondhjemitó Água Fria e Granito Xinguara. Tais rochas não exibem significativas anomalias de Eu (Figura 10a) e possuem baixo conteúdo de Ba + Sr, mostrando pouca afinidade mantélica (Figura 10b). Apresentam afinidade com TTGs (Figura 10c) formados em condições que sugerem baixa ou nula participação de granada na fonte (baixa e moderadas razões La/Yb) (Figuras 10 d-e), por fontes máficas de baixo-k (Figura 10f). Já o Trondhjemitó Mogno se apresenta como um extenso batólito com rochas incipientemente deformadas na região próxima a

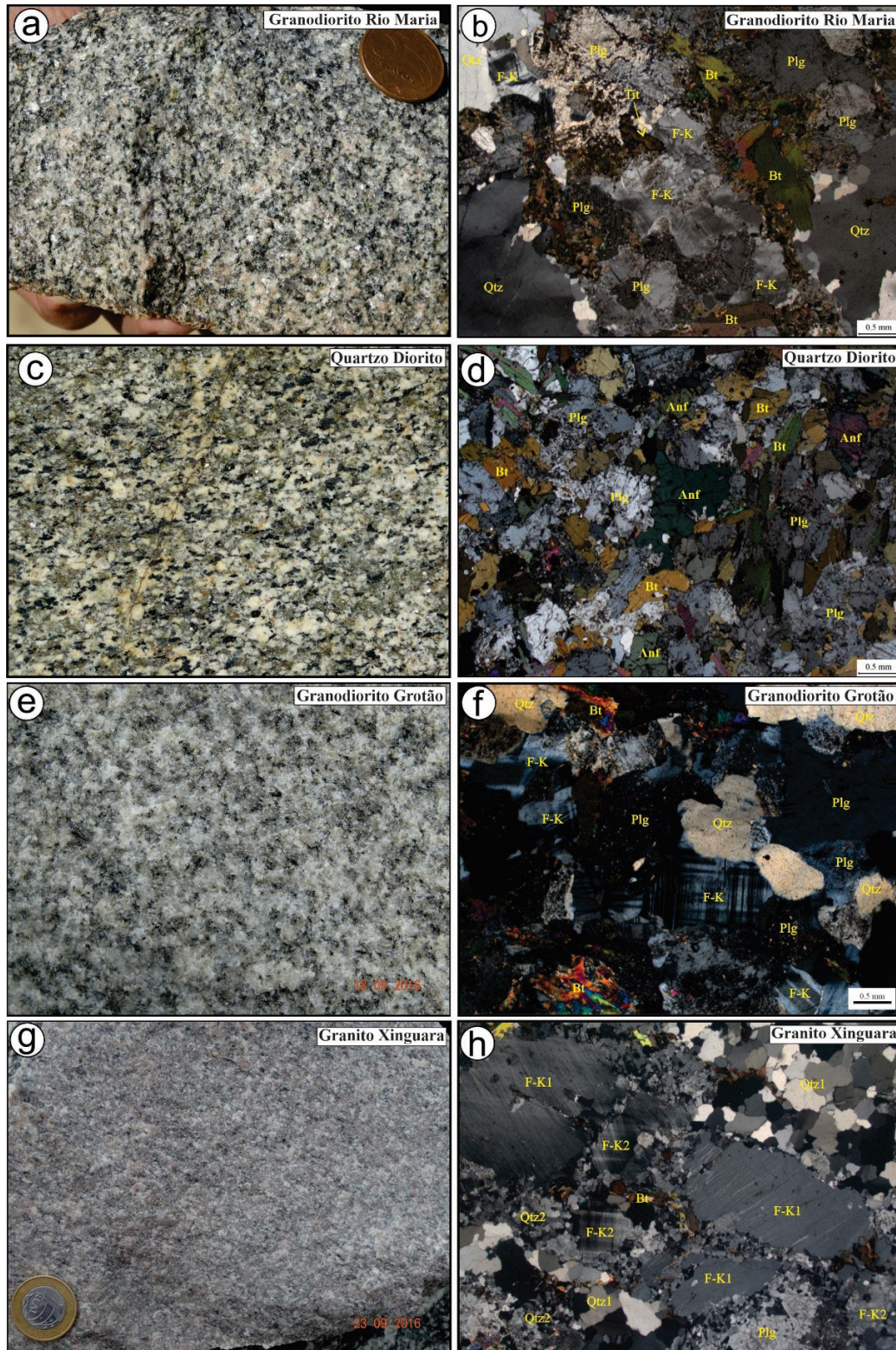


Figura 9: Aspectos texturais mesoscópicos (a esquerda) e microscópicos (a direita) do magmatismo cálcico alcalino de moderado a alto-K das rochas do norte do Domínio Rio Maria: (a) aspecto deformado observado pelo estiramento dos minerais máficos no Granodiorito Rio Maria (GRM); (b) forte saussuritização do plagioclásio e biotitas lamelares do GRM; (c) estiramento moderado dos Quartzo Dioritos associados ao GRM; (d) destaca-se nos quartzo dioritos a presença marcante de minerais máficos, entre eles, o anfibólio; (e) aspecto isotrópico a fracamente anisotrópico do Granodiorito Grotão; (f) forte saussuritização dos plagioclásios e agregados de biotita no Granodiorito Grotão; (g) aspecto mesoscópico do Granito Xinguara onde se observa o caráter evoluído desta unidade; (h) destaca-se no Granito Xinguara o tamanho dos cristais de feldspato potássico e os agregados policristalinos dos quartzos.

cidade de Bannach e intensamente deformadas e gnaissificadas na parte leste da estrutura (área de Rio Maria). Apresentam típicas afinidades TTGs (Figura 10c) e suas variadas razões La/Yb (Figura 10d) indicam que essas rochas se formaram em condições de moderada a altas pressões (Figura 10e) a partir de fontes máficas de baixo-K (Figura 10f), ou mais especificamente, a partir de metabasaltos hidratados (cf. Almeida *et al.*, 2011), que apresentam diferentes picos de cristalização (3,0, 2,96, 2,94 Ga. – Machado 2023; Almeida *et al.*, 2011). No domínio de ocorrência desta unidade, é comum a presença de rochas de composição tonalítica que ocorrem como grandes xenólitos (biotita tonalitos) ou corpos contínuos ‘*in situ*’ formados por anfibólito tonalito. Tais variedades representam as ocorrências de granitoides mais antigos da Província Carajás (3,04 GA, cf. Machado, 2022). Os xenólitos teriam afinidade geoquímica aos típicos TTGs (Figura 10c) e a variedade com anfibólito é caracterizada por apresentar uma afinidade transicional entre TTGs e sanukitoides (Figura 10c). Ambas são formadas em profundidades rasas a partir de fontes não controladas por granada (baixas razões La/Yb) (Figuras 10d-e).

O Granodiorito Bonito ocorre como um batólito semi-circular e suas rochas mostram algumas similaridades com os TTGs arqueanos, no entanto, apresentam importantes anomalias positivas de Eu (Figura 10a) e são mais enriquecidas em Ba e Sr em relação aos TTGs (Figura 10b), e se assemelham neste aspecto aos granitoides mantélicos (sanukitoides). Destaca-se nesta unidade um padrão geoquímico “transicional” (Figura 10c) entre rochas TTGs e rochas sanukitoides. Além disso, estas rochas apresentam alta razão La/Yb (Figura 10d), o que sugere que sua formação ocorreu em condições de zona da estabilidade da granada (Figura 10e). O enriquecimento em Na₂O e empobrecimento em Fe₂O₃ e MgO sugere que a origem do Granodiorito Bonito esteja relacionada à fusão de uma crosta máfica espessada constituída por basaltos toleíticos enriquecidos. Variáveis graus de fusão parcial de basaltos sob diferentes níveis de pressão, controlaria a mineralogia residual predominante (em particular granada e feldspatos), exercendo forte controle no comportamento de ETRP, Al₂O₃, da razão K₂O/Na₂O, Sr e Y. Em relação a alguns aspectos geoquímicos (moderadas a altas razões La/Yb elevado conteúdo de Ba e Sr), nota-se afinidades entre esta unidade e os leucogranodioritos de Nova Canadá, do Terreno Sapucaia (definido por Lei-

te-Santos & Oliveira, 2016). Isto, e a proximidade de suas áreas de ocorrência, sugerem que estas unidades façam parte de um mesmo corpo que foi segmentado por extensas zonas de cisalhamento WNW-ESSE, que coincidem com a disposição do Ortognaisse Caracol e da sequência *greenstone* do Grupo Sapucaia.

O Trondhjemito Água Fria é intrusivo no Ortognaisse Caracol. Apresentam típica assinatura TTG (Figura 10c) de alta pressão (baixo conteúdo de ETRP, alta razão La/Yb e ausência de anomalia negativa de Eu) (Figuras 10 a-c-d) e sua origem estaria correlacionada a fontes máficas de baixo-k (Figura 10f).

Granitoides Cálculo Alcalinos de Alto-K

O Granodiorito Rio Maria ocorre de maneira restrita no norte do Domínio e é caracterizado por possuir um maior enriquecimento em Ba, Sr, Rb e K₂O (Figuras 10b-c) quando comparados aos granitoides sódicos, denunciam seu caráter ambíguo, enriquecidos em elementos crustais e mantélicos, atestando a essas rochas uma clara afinidade sanukitoide (Figura 10c). Suas moderadas a baixas razões La/Yb (Figura 10d) evidenciam que sua formação se deu em pressões intermediárias, fora da zona da estabilidade da granada (Figura 10e), e suas fontes são relacionadas ao manto enriquecido (fontes máficas de alto-K – figura 10f). Ainda dentro do contexto da Suíte Sanukitoide Rio Maria, o Quartzo Diorito Parazônia exibe fortes similaridades petrogenéticas com o Granodiorito Rio Maria, entretanto, são formadas em menores pressões, em condições fora da zona da estabilidade da granada e suas fontes são relacionadas com rochas máficas de baixo-k.

O Granodiorito Grotão, inserido geologicamente no contexto da Suíte Granodiorito-Granítica Guaranã, apresenta certo enriquecimento em Ba-Sr (Figura 10b) e suas rochas exibem uma forte afinidade com rochas sanukitoides (Figura 10c). São formados em moderadas a altas pressões (Figura 10e) e suas fontes são relacionados a metabasaltos empobrecidos (Figura 10f).

O Granito Xinguara destaca-se por suas elevadas anomalias negativas de Eu e forte enriquecimento em elementos crustais (K₂O e Rb – Figura 10b). Dessa forma, represente o estágio mais avançado de anetexia na área do domo 2,86 Ga (Leite *et al.*, 2004), cuja origem está relacionada à fusão parcial e uma crosta TTG (Ortognaisse Caracol) (Figura 10f).

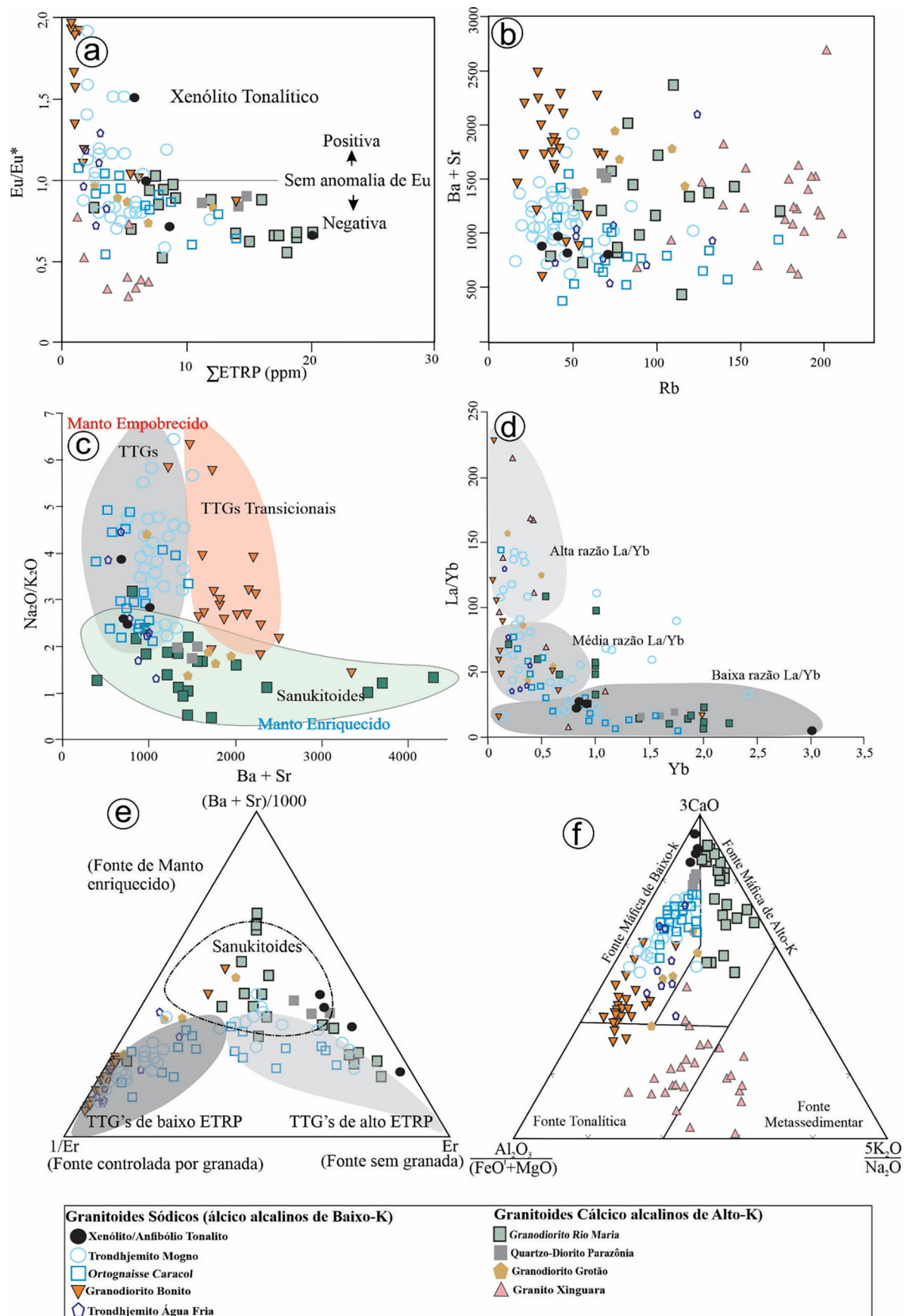


Figura 10. diagramas geoquímicos para discussão petrogenética: (a) diagrama $\Sigma\text{ETRP}_{(\text{ppm})}$ vs Eu/Eu^* - normalizado; (b) diagrama binário Rb vs Ba + Sr; (c) diagrama binário Ba + Sr vs $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, com os campos dos sanukitoides e TTGs definidos por Halla et al., (2009) e o campo dos TTGs Transicionais definidos neste trabalho; (d) diagrama binário Yb vs La/Yb; (e) diagrama discriminante de fontes controladas por granada, fontes sem granada e manto enriquecido (Heilimo et al., 2010); (f) diagrama discriminante para granitoides arqueanos com campos definidos por estudos experimentais (Laurent et al., 2014)

Nova proposta para a estruturação da área norte do Domínio Rio Maria

O banco de dados gerado neste trabalho possibilitou uma reavaliação de diversos aspectos da porção norte do Domínio Rio Maria, desde a disposição dos corpos e reavaliação de unidades litoestratigráficas. Neste contexto, os dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos obtidos pelo Serviço Geológico do Brasil (<http://geosgb.cprm.gov.br/>) sugerem uma arquitetura de domos e quilhas para esta região (Costa *et al.*, 2020), definidos pelos limites dos *greenstone belts* Sapucaia, Tucumã-Gradaús e Andorinhas (Figura 11). As imagens radiométricas do ternário e eTh apresentadas na figura 11 reforçam os padrões circulares que sustentam a interpretação de estruturas dômicas, evidenciados pelos domínios radiométricos heterogêneos e concêntricos associados às unidades litológicas. Na porção nordeste do domínio, os padrões geofísicos tornam-se mais sigmoidais, que denunciam o intenso processo de migmatização/gnaissificação registrado no Ortognaisse Caracol e à anatexia crustal que formou as rochas do Granito Xinguara. A trajetória da foliação sustenta a hipótese de estruturação dômica, especialmente nas unidades que ocorrem próximas à cidade de Bannach. Observa-se uma grande variação na orientação da foliação, incluindo NE-SE, E-W e, ocasionalmente, N-S, sendo esta última relacionada à inflexão dômica. Além disso, as medidas estruturais dessas rochas mostram caimento variando para o sul e para o norte, o que indica que os padrões quase exclusivamente NW-SE anteriormente descritos na literatura podem estar superestimados. Tais interpretações corroboram com a proposta de Costa *et al.*, (2020), onde os autores sugerem a existência de três domos na região norte do Domínio Rio Maria. No entanto, os dados apresentados neste trabalho apontam para alguns inconsistências quanto a composição e forma dos domos. O domo que ocorre na porção centro oeste do domínio (região de Bannach) apresenta um zoneamento composicional e é marcado pela forma concêntrica do Trondhjemitito Mogno e do Granodiorito Bonito, com ausência de granitos potássicos, como fora anteriormente descrito (Figura 11). Além disso, os *greenstone belts* não apresentam uma faixa contínua, mas sim, faixas estreitas, alongadas e descontínuas que sugerem a inflexão dômica de sul para norte. Considerando que o Trondhjemitito Mogno constitui o embasamento deste domo e é a unidade com maior extensão areal, sugere-se que a nomenclatura deste domo seja reavaliada,

passando a ser denominado para Domo Mogno, ao invés de Domo Caracol (*cf.* Costa *et al.*, 2020).

A porção leste do Domínio Rio Maria apresenta uma estruturação distinta da região do Domo Mogno (Figura 10). É caracterizada por intensos processos de formacionais e unidades que marcam um estágio avançado de anatexia crustal. Essas rochas são circundadas pelos *greenstone belts* dos grupos Sapucaia e Andorinhas, configurando um domo em forma de “*augen*”. Sugere-se que esta estrutura, localizada entre o Domínio Rio Maria e o Terreno Sapucaia, seja denominada Domo Caracol, uma vez que o Ortognaisse Caracol representa o embasamento cristalino com evidências de migmatização, e que a intensidade da deformação é responsável pela forma sigmoidal do domo. Além disso, é importante salientar que esta unidade foi posicionada no centro-norte do domo interpretado por Costa *et al.*, (2020). No entanto, após análises das informações geradas por Silva & Oliveira (2016) e Almeida *et al.*, (2011), observou-se que a faixa do Ortognaisse Caracol estava superestimada, sendo aqui reduzida à porção central da área, com pequenas lentes inseridas no contexto do Domo Mogno. Além disso, não é indicado associar o Ortognaisse Caracol à Suíte Tonalítica-Trondhjemitica Mogno, pois o primeiro possui assembleia mineralógica e exibe aspectos de formacionais mais intensos, que o distingue das unidades que compõem aquela suíte. A terceira estrutura dômica, situada na área de Rio Maria, apresenta as rochas do Trondhjemitito Mogno intensamente deformadas e até mesmo gnaissificadas. Alternativamente, esta estrutura poderia representar a terminação (calda) do Domo Mogno.

As estruturações dômicas interpretadas na porção norte do Domínio Rio Maria, apontam para uma arquitetura de domos e quilhas associada à tectônica vertical, conforme sugerido por Costal *et al.*, (2020). Neste caso, um cenário de subducção-colisão seria improvável para a formação dos TTGs dos domos Mogno e Rio Maria. Além disso, os baixos conteúdos de Mg, Cr e Ni, em comparação com magmas de arco, indicam uma participação mantélica nula no processo de formação dos TTGs do Domínio Rio Maria. Nesse caso, esses domos podem ter sido formados por *drip tectonics* relacionadas a plumas mantélicas. A forte distribuição concêntrica das foliações exibida pelo Trondhjemitito Mogno e Granodiorito Bonito fortalecem tal hipótese. Por outro lado, o Domo Caracol, que está inserido no contexto do Terreno Sapucaia, difere dos demais por ser afetado por processos expressivos de migmatização e anatexia crustal, e pode representar um segmen-

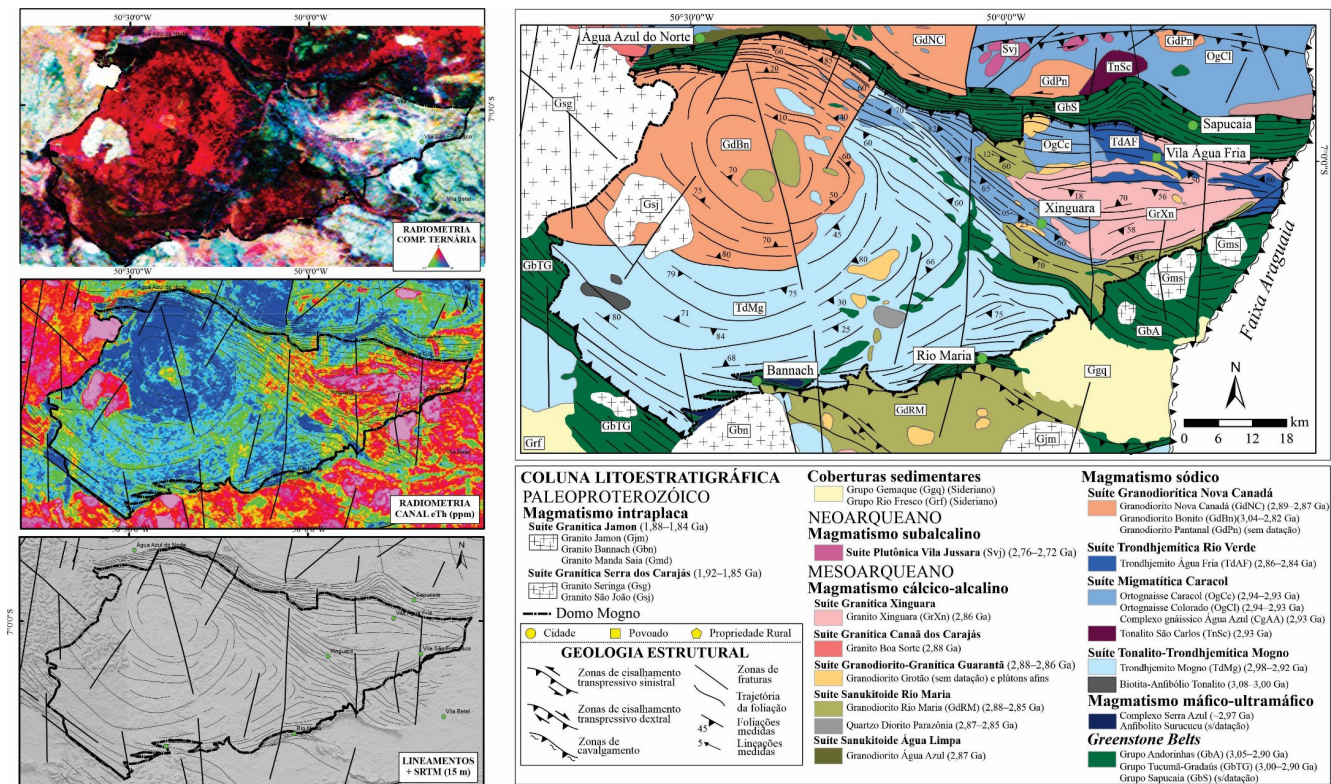


Figura 11. mapa geológico do norte do Domínio Rio Maria, com encartes de imagens aerogeofísicas e de trajetória da foliação, interpretadas a partir de imagens SRTM com visada de 15m.

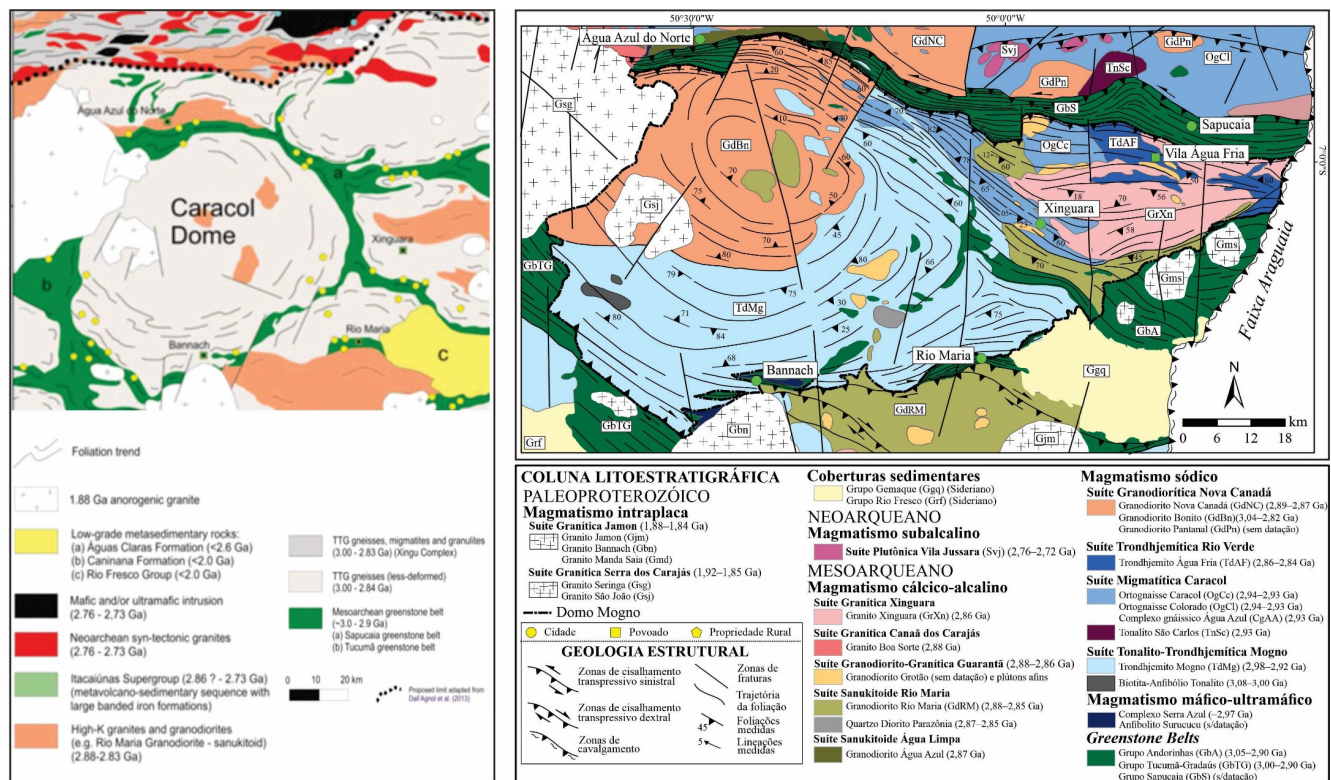


Figura 12. mapas comparativos exibindo a evolução geológica e na interpretação dômica. À esquerda, o mapa de Costa et al., (2020) e à direita, o mapa apresentado neste trabalho.

to crustal exumado por um tectônica transpressiva, provavelmente durante o neoarqueano, e que afetou em diferentes intensidades o embasamento mesoarqueano do Domínio Carajás. Diante disso, a crosta félsica primitiva preservada do Domínio Rio Maria seria formada em um estilo de tectônica vertical, originando domos com estruturação diversa, um preservado e outro com registros de um processo deformacional superimposto associado ao intenso retrabalhamento crustal que resultou em uma diversificação litológica significativa.

CONCLUSÕES

Os dados levantados neste trabalho permitiram reavaliar o quadro litoestratigráfico da porção norte do Domínio Rio Maria, assim como readequá-lo à proposta de Oliveira *et al.*, (2023). Isto possibilitou que os granitoides do domínio fossem subdivididos em dois grupos: granitoides sódicos, representados pelo Trondhjemitó Mogno, Ortognaisse Caracol, Granodiorito Bonito e Trondhjemitó Água Fria; e granitoides cálcico-alcálinos de médio a alto-K, representados pelos Granodioritos Rio Maria e Grotão, Quartzó Diorito Parazônia e Granito Xinguara. A partir da reavaliação da área de ocorrência das principais unidades estudadas, aliado às análises de imagens aerogeofísicas e de mapas estruturais, foi possível estabelecer a configuração de três domos dentro do contexto geológico do Domínio Rio Maria:

(i) **Domo Mogno:** Apresenta forma concêntrica e fracas feições deformacionais, sendo circundado por finas lentes de *greenstone belts* dos grupos Sapucaia, Tucumã-Gradaús e Andorinhas. É representado pelo Trondhjemitó Mogno (que dá nome a este domo), Granodiorito Bonito e lentes de sanukitoides, Granodiorito Grotão e Ortognaisse Caracol, configurando-se como um típico domo TTG arqueano. Na área de ocorrência do domo, o Ortognaisse Caracol, que antes exibía uma grande faixa NW-SE, foi reduzido a lentes, e o Tonalito Mariazinha foi inserido dentro do contexto geológico do Trondhjemitó Mogno. A estruturação N-S, anteriormente

atribuída ao Tonalito Mariazinha, foi reinterpretada como relacionada às inflexões da trama regional observada na porção leste do Domo Mogno.

(ii) **Domo Rio Maria:** Exibe fortes similaridades com o Domo Mogno, no entanto, é afetado por relevantes processos de gnaissificação do Trondhjemitó Mogno e apresenta foliações predominantemente NE-SW.

(iii) **Domo Caracol:** Exibe padrões de foliação e de anomalias geofísicas diferentes dos outros dois domos supracitados. Ocorre no limite entre o Domínio Rio Maria e o Terreno Sapucaia, sendo afetado por eventos deformacionais neoarqueanos. Nesse contexto, as rochas deste domo apresentam intensos processos de migmatização/gnaissificação exibido no Ortognaisse Caracol. O intenso retrabalhamento do ortognaisse é responsável pela geração dos granitos de alto-K (Granito Xinguara). Uma tectônica colisional em 2.87 Ga pode ter condicionado a origem de rochas de afinidade sanukitoide em uma segunda geração de magmas TTG, representada pelo Trondhjemitó Água Fria.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA, pela infraestrutura. Aos membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da UFPA, pelo apoio de campo, no tratamento das amostras e pelas valiosas discussões sobre o tema. À Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA) pela concessão de recursos pecuniários para a pesquisa e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa ao primeiro autor (J.R.M. Machado: proc: 140685/2021-9 – Chamada: apoio a projetos de pesquisa científica, tecnológica e de inovação – Bolsas de doutorado) e de produtividade em pesquisa – CNPq (D.C. Oliveira: proc. 311647/2019-7 e 312151/2023-3). Além de projetos financiados pelo CNPq (D.C. Oliveira: Proc. 435552/2018-0 e 406227/2023-3).

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 (3-4): 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.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Râmö 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 (1-2): 201-221.

- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia, J.R., F.C., Macambira, E.M.B., 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Rev. Brasil. Geoci.* 29 (4), 453–460. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999294453460>.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology* 4, 596–600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2).
- Costa F.G., Santos, P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S., 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 104: 102817.
- Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Guimarães F.V., Oliveira D.C., Teixeira M.F.B., Feio G.R.L., Lamarão C.N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, 277:3–32. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.032>
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13., Belém. Short Papers... CD-ROM.
- Dall'agnol, 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*, 80(1-4), 101-129 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of The Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73(3), 135-149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>
- Feio, G. R. L., Dall'agnol, R. (2012). Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, 154, 33-52. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.022>
- Feio, G. R. L., Dall'agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Oliveira, D. C., Santos, R. D., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151, 57-73. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>
- 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 Res.* 227, 157–185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.
- Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Science*, 101:102598.
- François, C., Philippot, P., Rey, P., Rubatto, D., 2014. Burial and exhumation during Archean sagduction in the east Pilbara granite-greenstone terrane. *Earth Planet Sci. Lett.* 396, 235–251.
- Frost B.R., Frost C.D. 2008. On charnockites. *Gondwana Research* 13(1):30-44. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.07.006>
- 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. *J. Petrol.* 42 (11), 2033–2048.
- Guimarães F. V., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(2): 196-211
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Holttä, P. (2009). Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics. *Precambrian Research*, 174(1-2), 155-162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.07.008>
- Heilimo, E., Halla, J., Holttä, P. (2010). Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 115(1-4), 27-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>
- Huhn, S. R. B., Santos, A. B. S., Amaral, A. F., Ledsham, E. J., Gouveia, J. L., Martins, L. B. P., Montalvão, R. M. G., Costa, V. G. (1988). O terreno Granito-Greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, 3, 1438-1453. Belém: SBG.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2), 169-186. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208-235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>

- Le Maître, R. W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. 2. ed. Londres: Cambridge University Press.
- Leite A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Phd Thesis. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.
- Leite, A. A. S., Dall'agnol, R., Macambira, M. J. B., Althoff, F. J. (2004). Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4), 447-458. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004344447458>
- Leite-Santos, P. J., Oliveira, D. C. (2016). Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá, Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, 16(2), 37-66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>
- Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (1995). Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi de Ciências Naturais*, 7, 263-288.
- Macambira, M. J. B., Lancelot, J., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 38 (12), 1134-1142. <https://doi.org/10.1080/00206819709465386>.
- Machado J.R.M., Oliveira D.C., Almeida J.A.C. 2021. Geologia, geoquímica e afinidades tectonomagmáticas dos granitoides de Bannach do Domínio Rio Maria, Província Carajás, Brasil. *Geologia USP-Série científica*, 21(2):5-90.
- Machado, J.R.M., 2022. Diversificação e estruturação dos granitoides mesoarqueanos da porção norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás: implicações petrogenéticas e estilos tectônicos. Exame de qualificação de doutorado. Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém-PA. 92 p.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.* 49, 329-354. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90040-H](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H).
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350-351:105275.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Lamarão C.N., Marques G.T., Silva L.R. 2022. Petrogenesis and crystallization conditions of Archean charnockites from Carajás Province, Amazonian craton (Brazil): Evidence for partial melting and extensive fractional crystallization at deep crustal levels. *Brazilian Journal of Geology*. 54(4):e20210092.
- Medeiros, H., Dall'agnol, R. (1988). Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, 3, 1488-1499. Belém: SBG.
- Oliveira, D. C., Silva, L. R., Nascimento, A. C., & Marangoanha, B. (2022). Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. In II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais-COAMA. Marabá-PA, CD-rom.
- 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(2-3), 146-160. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017>.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58 (1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- 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. *Chem. Geol.* 166, 159-171. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00190-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4).
- Rolando, A. P., Macambira, M. J. B. (2003). Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. 4th South American Symposium on Isotope Geology. Expanded Abstracts. Salvador. CD-ROM.
- Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Dall'agnol, R., Guimarães, A. V. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de Ciências Naturais*, 8(3), 257-290.
- Silva C.R.P. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTGs e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 8(3):383-415.
- Silva, R. C. D. S., Sabóia, A. M., & Polo H. J. D. O. (2021). Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de greenstone belts do domínio Rio Maria, Novas Fronteiras Rio Maria: escalas 1: 250.000 e 1: 100.000, estado do Pará. CPRM.

- Silva F.F., Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva L.R., Cunha I.V. 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 102:102696. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102696>
- Silva, F. F., Oliveira, D. C., Antonio, P. Y. J., D'Agrella Filho, M. S., Lamarão, C. N. (2016). Bimodal magmatism of the Tucumã area: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Science*, 72, 95-114. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.016>
- Silva, L.R., Oliveira, D.C., Nascimento, A.C., Lamarão, C.N., & de Almeida, J.A.C. (2022). O complexo plutônico mesoarqueano da província de Carajás, cráton amazônico: petrogênese, geocronologia de zircão UPb SHRIMP e implicações tectônicas. *Lithos*, 432, 106901.
- Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J. M., Melo, G.H.C., Xavier, R.P., Toledo, B.A.M., 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: from intra-arc melting to collision. *Lithos* 388–389, 106078. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106078>.
- Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 100:102–568.
- 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 in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research*, 109(3–4):293–315.
- 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 in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Res.* 109 (3–4), 293–315. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00164-4).
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 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 Almeida F.F.M.*, São Paulo, BECA, p. 471–486, 2004.
- Tavares, F.M., Trouw, R.A.J., Silva, C.M.G., Justo, A.P., Oliveira, J.K.M., 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: revealing complex structural patterns. *J. S. Am. Earth Sci.* 88, 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>.

Evolução acoplada crosta–manto Mesoarqueana da Província Carajás, Sudeste do Cráton Amazonas: Isótopos de Nd de granitoides de Ourilândia do Norte, Terreno Canaã dos Carajás

Coupled Mesoarchean crust–mantle evolution of the Carajás Province, Southeastern Amazonas Craton: Granitoids Nd isotopes from Ourilândia do Norte, Canaã dos Carajás Terrane

Luciano Ribeiro da Silva^{1,2,4,*}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,4}, Elton Luiz Dantas³

RESUMO: Este estudo investiga os processos de interação crosta-manto e os mecanismos de extração e retrabalhamento crustal registrado no segmento de crosta compreendido pela área de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás, no extremo sul do Terreno Canaã dos Carajás. Essa região é uma área chave para compreender a origem e a diversificação de granitoides mesoarqueanos (2,92–2,88 Ga), visto que ela é caracterizada pela ocorrência de plútons interdigitados de sanukitoide (SNK) da Suíte Ourilândia e biotita granito (BG) da Suíte Canaã dos Carajás, com ocorrência subordinada de granodioritos e granitos calcioalcalinos alto-K (CAAK) da Suíte Tucumã e tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) das suítes Mogno e Rio Verde. Estudos anteriores baseados em dados de campo, petrografia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Hf em zircão permitiram uma significativa evolução do conhecimento geológico dessas rochas. Nesta pesquisa, são apresentados dados inéditos de isótopos de Nd em rocha total para as diferentes unidades supracitadas. Em geral, os dados são coerentes com modelos petrogenéticos propostos anteriormente. (i) Os TTG mostram $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +2,6 e +3,7, o que atesta uma origem juvenil envolvendo fusão parcial de metabasaltos recém extraídos do manto. (ii) Os SNKs da Suíte Ourilândia forneceram $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +0,8 e +2,9, o que é coerente com uma origem juvenil, relacionada à fusão parcial diretamente do manto. (iii) Os granodioritos e granitos da Suíte Tucumã forneceram $\epsilon_{Nd(t)}$ variando entre –0,3 a +0,9. Estudos anteriores indicam uma petrogênese complexa para essas rochas, envolvendo fusão parcial do manto enriqueci-

do e hibridização com magma crustal. (iv) O Granito Boa Sorte da Suíte Canaã dos Carajás forneceu $\epsilon_{Nd(t)}$ de –0,2, o que é consistente com uma origem envolvendo retrabalhamento de crosta TTG. Os dados isotópicos de Nd em rocha total sugerem extração crustal a partir do manto no Mesoarqueano (3,1–2,8 Ga), o que difere do registro isotópico de Hf em zircão da literatura que fornece idades modelos crustais paleoarqueanas (3,6–3,1 Ga). De qualquer forma, os dados isotópicos de Nd em conjunto com observações de campo, petrografia e litogeoquímica da literatura indicam que os granitoides estudados foram formados em um ambiente de subducção de baixo ângulo sob um platô oceânico seguido de colisão microcontinental, que permitiu a geração contemporânea de magmas derivados do manto e da crosta em um curto período de tempo (~2,88 Ga). Uma comparação com os dados isotópicos de Nd disponíveis na literatura sugere que os três terrenos da província mostram tendências de evolução isotópica similares. A formação de SNK (Granodiorito Arraías) em 2,92 Ga aponta que desde então o manto já estava enriquecido e evoluindo de modo acoplado com a crosta continental da Província Carajás. Isto possibilitou a interação crosta-manto, que é necessária para a geração das suítes Ourilândia e Tucumã. Por outro lado, espessamento crustal foi um processo importante que serviu de fonte de calor para a anatexia da crosta TTG, permitindo a colocação de grandes volumes de magmas graníticos, como o Granito Boa Sorte, em um cenário colisional, contemporâneo ao pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga) da Província Carajás.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), caixa postal 8608, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brasil.

² Curso de Geologia, Instituto de Engenharia e Geociências (IEG), Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), Santarém, Pará, Brasil.

³ Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília (UnB), Brasília-DF, Brasil.

⁴ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), IG, UFPA.
E-mail: luciano.rs@ufopa.edu.br; davis@ufpa.br; elton@unb.br

PALAVRAS-CHAVE: Isótopos de Nd; Granitoides; Ourilândia; Mesoarqueano; Província Carajás.

ABSTRACT: This study investigates the crust-mantle interaction processes and mechanisms of crustal extraction and reworking of the crust segment comprised by the Ourilândia do Norte area, located in the central-west portion of the Carajás Province, in the extreme south of the Canaã dos Carajás Terrane. This region is a key area for understanding the origin and diversification of Mesoarchean granitoids (2.92–2.88 Ga). They occur as interdigitated plutons of sanukitoid (SNK) from the Ourilândia Suite and biotite granite (BG) from the Canaã dos Carajás, with subordinate occurrence of high-K calc-alkaline granodiorite-granite (HKCA) from the Tucumã Suite and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) from the Mogno and Rio Verde suites. In recent years, studies based on field data, petrography, geochemistry, geochronology and Hf isotopes in zircon have allowed a significant evolution of geological knowledge of these rocks. In this research, new data of whole-rock Nd isotopes for the different units of these granitoids are presented. In general, the data are consistent with previously proposed petrogenetic models. (i) The TTG show $\epsilon_{Nd(t)}$ between +2.6 and +3.7, which attests to an origin from metabasalts recently extracted from the mantle. (ii) The SNK of the Ourilândia Suite provided $\epsilon_{Nd(t)}$ between +0.8 and +2.9, which is consistent with a juvenile origin, involving partial melting directly from the mantle. (iii) The Tucumã Granodiorite-Granite Suite provided $\epsilon_{Nd(t)}$ varying between -0.3 to +0.9. Previous studies indicates a complex petrogenesis for these rocks, involving partial melting of the enriched mantle and hybridization with crustal magma. (iv) The Boa Sorte Granite of Canaã dos Carajás Suite provided $\epsilon_{Nd(t)}$ of -0.2, which is consistent with an origin involving reworking of TTG crust. The whole-rock Nd isotopic data indicate crustal extraction from the mantle in the Mesoarchean (3.1–2.8 Ga), which differs from the zircon Hf isotopic record that provides Paleoproterozoic model crustal ages (3.6–3.1 Ga). Anyway, the Nd isotopic data together with field observations, petrography and litho-geochemistry from the literature indicate that the studied granitoids were formed in a low-angle subduction environment beneath oceanic plateaus followed by microcontinental collision, which allowed the contemporaneous generation of mantle- and crustal-derived magmas in a short period of time (~2.88 Ga). A comparison with the Nd isotopic data available in the literature suggests that the three terranes of the province show similar isotopic evolu-

tion trends. The formation of SNK (Arraias Granodiorite) at 2.92 Ga indicates that since then the mantle was already enriched and evolving in a coupled manner with the continental crust of the Carajás Province. This enabled crust-mantle interaction, which is necessary for the generation of the Ourilândia and Tucumã suites. On the other hand, the crustal thickening process was important for the anatexis of the TTG crust, allowing the emplacement of large volumes of granitic magmas, such as the Boa Sorte Granite, in a collisional setting, coeval to the peak of regional metamorphism (2.89–2.84 Ga) from the Carajás Province.

KEYWORDS: Nd isotopes; Granitoids; Ourilândia do Norte; Mesoarchean; Carajás province.

INTRODUÇÃO

No registro geológico arqueano, os TTG são dominantes no Eo-Paleoarqueano, enquanto o Meso-Neoarqueano é caracterizado por uma grande diversificação litológica tanto dos granitoides quanto dos *greenstone belts*, com um aumento progressivo da ocorrência de biotita granitos (BG), sanukitoides (SNK) e granitoides calcioalcalinos alto-K (CAAK) (Moyen, 2020). Neste contexto, as suítes TTG são essencialmente constituídas de tonalitos e trondhjemitos (inclusive poderiam ser chamadas de suítes TT), que frequentemente ocorrem como rochas deformadas e às vezes migmatizadas, caracterizadas por afinidade cálcica a calcioalcalina e baixas razões K_2O/Na_2O ($\leq 0,5$) (Laurent *et al.*, 2014a). Por outro lado, os plútons de BG, SNK e CAAK representam mudanças abruptas nos reservatórios envolvidos na geração de magma, o que pode indicar o surgimento de um novo cenário geodinâmico (Halla *et al.*, 2017). Moyen (2020) propôs uma classificação petrogenética para granitoides arqueanos, que os subdividem em dois grupos: (i) granitoides tipo-C que são formados por fusão parcial de diferentes tipos de fontes crustais, variando de anfibolitos a rochas metassedimentares, que inclui tanto granitoides sódicos (ex. TTG) quanto potássicos (ex. BG); e (ii) granitoides tipo-M formados a partir do manto enriquecido, que são subdivididos em SNK e CAAK. As suítes SNK ou SNK *stricto sensu* (s.s.) são compostas de rochas com alto-Mg e baixo-Ti, caracterizadas por altos conteúdos de elementos compatíveis (ex. Cr e Ni) e incompatíveis (ex. Ba e Sr) para um determinado teor de SiO_2 (Heilimo *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 2009). As suítes CAAK diferem das suítes SNK porque têm composições moderadamente magnesianas e são mais enriquecidas em

TiO₂, elementos litófilos de íons grandes (*large ion lithophile elements* – LILEs) e elementos de alta carga (*high field strength elements* – HFSEs) (Moyen, 2020). De fato, as suítes CAAK apresentam uma afinidade alto-HFSE ou do “tipo-A”. Além disso, eles também são conhecidos como SNK alto-Ti (Martin *et al.*, 2009) e foram incluídos em um grupo mais amplo chamado SNK *lato sensu* (l.s.) (Laurent *et al.*, 2014a).

Na Província Carajás, o evento global responsável pela diversificação litológica arqueana é registrado desde o Mesoarqueano, com geração de magmas félsicos derivados do manto enriquecido e da crosta continental entre 2,92–2,83 Ga (Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2013; Feio *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2022, 2023), contemporaneamente ao pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Pidgeon *et al.*, 2000; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021a). A região de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás (Santos *et al.*, 2000), no extremo sul do Terreno Canaã dos Carajás (Silva *et al.*, 2022), é uma área chave para investigar a origem e diversificação de granitoides mesoarqueanos (2,92–2,88 Ga), visto que essa área é caracterizada por plútons interdigitados de SNK da Suíte Ourilândia e BG correlacionados ao Granito Boa Sorte (Suíte Canaã dos Carajás), com subordinada ocorrência de granodioritos e granitos CAAK (Suíte Tucumã) e granitoides tipo-TTG (suítes Mogno e Rio Verde) (Silva *et al.*, 2023). Nos últimos anos, estudos baseados em dados de campo, petrografia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Hf em zircão permitiram uma significativa evolução do conhecimento geológico dessas rochas (Santos & Oliveira, 2016; Silva *et al.*, 2018; Silva & Oliveira, 2019; Silva *et al.*, 2022, 2023). No entanto, apesar do avanço no conhecimento geológico dos granitoides de Ourilândia, até então não haviam dados isotópicos de Nd para essas rochas. Assim, este trabalho apresenta dados inéditos de isótopos de Nd em rocha total para as diferentes unidades de granitoides mesoarqueanos de Ourilândia, que combinados à uma revisão das principais informações existentes dessas unidades permitiu aprofundar o entendimento sobre os processos de interação crosta-manto e dos mecanismos de extração e retrabalhamento crustal do segmento de crosta representado pela área de Ourilândia. Nesse contexto, esse estudo visa: (i) discutir os dados isotópicos de Nd à luz dos modelos petrogenéticos recentemente propostos para as rochas estudadas (Silva *et al.*, 2022, 2023). Isto permitirá refletir se os resultados apresentados corroboram ou enfraquecem tais modelos; (ii) realizar uma comparação dos dados obtidos com aqueles de unidades análogas da Província Carajás; (iii) comparar os resultados isotópicos de

Nd em rocha total com os dados isotópicos de Hf em zircão (Silva *et al.*, 2023); (iv) discutir processos de interação crosta-manto durante o Mesoarqueano, bem como evidências para uma evolução acoplada destes dois reservatórios geoquímicos; e (v) refletir sobre o ambiente tectônico das rochas estudadas.

GEOLOGIA REGIONAL

Compartimentação tectônica

A Província Carajás está situada na porção sudeste do Cráton Amazonas (Figura 1). Ela é conhecida como o principal núcleo arqueano do cráton e foi subdividida em dois domínios tectônicos (Santos *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2023; Figura 2): (i) Domínio Rio Maria, a sul, que representa um terreno granito-*greenstone* mesoarqueano bem preservado (3,05–2,86 Ga; Macambira & Lancelot, 1996; Althoff *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2011, 2013; Silva *et al.*, 2021b), e (ii) Domínio Carajás, a norte, com idade meso-neoarqueana (3,07–2,70 Ga; Machado *et al.*, 1991; Avelar *et al.*, 1999; Pidgeon *et al.*, 2000; Feio *et al.*, 2013; Tavares *et al.*, 2018; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021a), que se caracteriza por uma evolução geológica mais complexa, envolvendo metamorfismo de alto grau, intensa migmatização do embasamento TTG e expressiva geração de granitos alto-K. Na Tabela 1 é apresentado um levantamento dos dados geocronológicos e isotópicos de Nd para as rochas mesoarqueanas da Província Carajás.

O Domínio Carajás foi subdividido em três subdomínios (Silva *et al.*, 2022; Oliveira *et al.*, 2023), sendo que os dois mais a sul são representados por típicos terrenos de alto grau (Terreno Gnáissico-Migmatítico Sapucaia e Terreno Granito-Granulítico Canaã dos Carajás), enquanto o último, localizado a norte é representado por uma bacia sedimentar arqueana (Bacia Carajás). Tais subdomínios são essencialmente formados por diferentes associações litológicas, que indicam diferenças significativas no grau de retrabalhamento crustal destes distintos segmentos de crosta. O Terreno Canaã dos Carajás é composto por rochas que evidenciam um grau de retrabalhamento crustal muito mais intenso se comparado ao Terreno Sapucaia. Vale destacar que estes terrenos são separados por zonas de cisalhamento E-W, conforme indicado por imagens aerogeofísicas (cf. Silva, 2022; Oliveira *et al.*, 2023). Entretanto, a definição adotada aqui não implica em terrenos alóctones. Aqui o termo terreno foi escolhido para denominar os subdomínios Canaã dos Carajás e Sapucaia porque ambos são caracterizados por asso-

ciações de rochas típicas de terrenos arqueanos de alto grau, como indicado nas seções 2.3 e 2.4. Essa proposta de compartimentação tectônica da Província Carajás é similar àquela apresentada por Dall'Agnol *et al.* (2013), que dividiram o então denominado Domínio ou Subdomínio de Transição (segmento crustal localizado a sul

da Bacia Carajás) em dois domínios distintos (Sapucaia e Canaã dos Carajás). Posteriormente, Silva *et al.* (2018) utilizaram os termos subdomínios para se referir a esses dois segmentos crustais, enquanto Silva *et al.* (2022, 2023) e Oliveira *et al.* (2023) utilizaram o termo terreno para se referir a esses dois subdomínios.

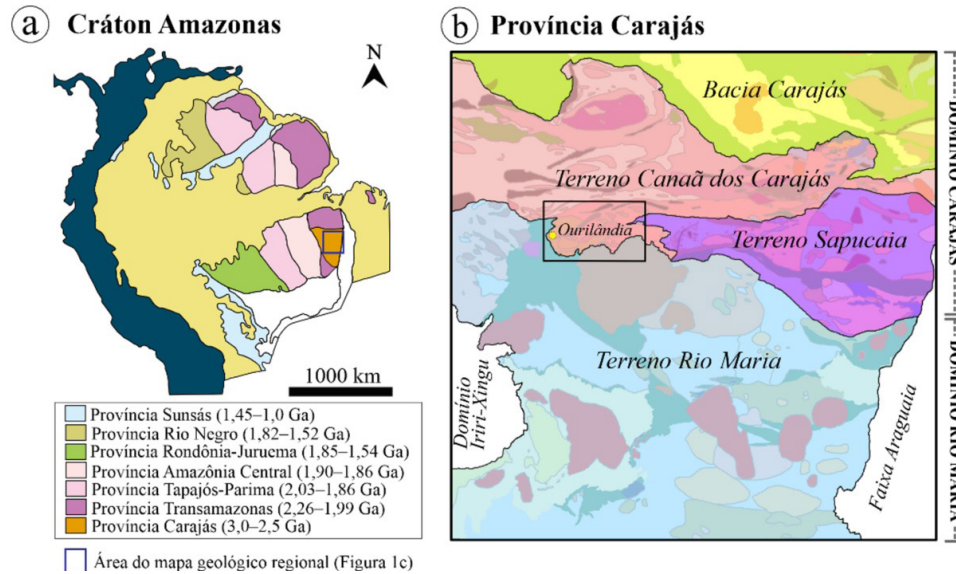


Figura 1. Contexto geológico da Província Carajás. (a) Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazonas (modificado de Santos *et al.*, 2000 e Vasquez *et al.*, 2008), com destaque para a área do mapa regional (Figura 2); (b) esquema com uma proposta de compartimentação tectônica para a Província Carajás (Silva *et al.*, 2022, 2023; Oliveira *et al.*, 2023).

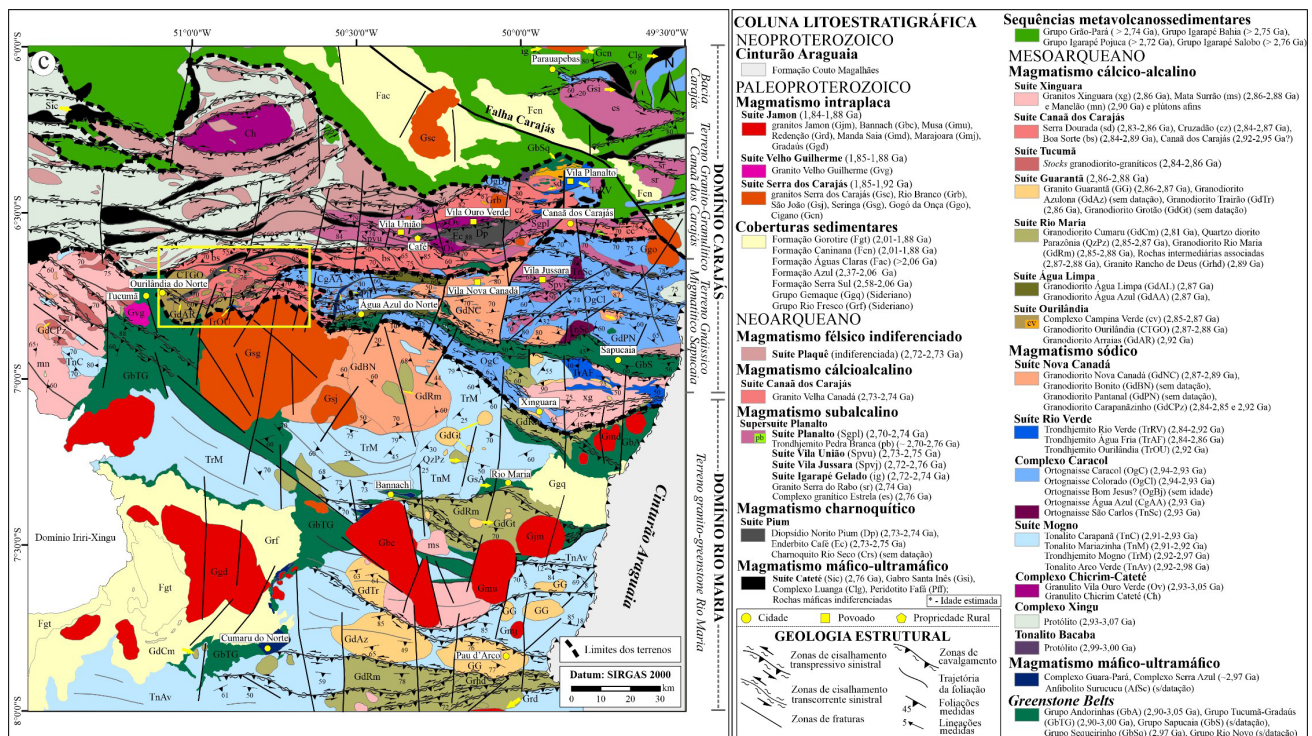


Figura 2. Mapa geológico da Província Carajás (modificado de Oliveira *et al.*, 2023), com destaque para a área de estudo. A classificação litoestratigráfica dos gnaisses e granitoides foi revisada para se adequar às recomendações do Guia Internacional de Estratigrafia (Salvador, 1994).

Tabela 1. Síntese de dados geocronológicos e isotópicos de Nd em rocha total das unidades mesoarqueanas da Província Carajás (modificado de Silva *et al.*, 2022).

Terreno Rio Maria						
Unidades litostratigráficas	Litotipo	Geocronologia		Isótopos de Nd		Referências geocronologia
MAGMATISMO CALCIOALCALINO		Idade (Ma)	Método	$\epsilon_{Nd(t)}$	Nd- T_{DM}	
Suíte Xinguara						
Granito Mata Surrão	Monzogranito	2875±11	Pb-Pb zr	+0,6 (4)	3,1 Ga (4)	Rolando & Macambira (2003)
	Monzogranito	2881±2	Pb-Pb zr	+1,9 (4)	2,9 Ga (4)	Rolando & Macambira (2003)
Suíte Guarantã						
Granito Guarantã	Monzogranito	2864±8	Pb-Pb zr			Almeida <i>et al.</i> (2013)
	Monzogranito	2870±16	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2013)
Granodiorito Trairão	Granodiorito	2869±12	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2013)
Suíte Rio Maria						
Granodiorito Cumaru	Granodiorito	2817±4	Pb-Pb zr			Lafon & Scheller (1994)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	2852±16	Pb-Pb zr	+1,2 (1)	2,9 Ga (1)	Avelar <i>et al.</i> (1999)
	Granodiorito	2859±19	Pb-Pb zr	+1,1 (1)	2,9 Ga (1)	Gaudette <i>et al.</i> (1998)
	Granodiorito	2872±5	U-Pb T zr/ti	+0,4 (1)	3,0 Ga (1)	Pimentel & Machado (1994)
	Granodiorito	2874+9/-10	U-Pb T zr/ti	+0,2 (3)	3,0 Ga (3)	Macambira & Lancelot (1996)
	Granodiorito	2877±6	Pb-Pb zr	+0,8 (3)	3,0 Ga (3)	Rolando e Macambira (2003)
	Granodiorito	2875±2	Pb-Pb zr			Santos <i>et al.</i> (2013)
	Granodiorito	2884±3	Pb-Pb zr			Santos <i>et al.</i> (2013)
Rochas intermediárias	Diorito	2880±4	Pb-Pb zr	+0,4 (3)	3,0 Ga (3)	Rolando & Macambira (2003)
Granito Rancho de Deus		2898±61	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2013)
MAGMATISMO SÓDICO						
Suíte Mogno						
Trondhjemitó Mogno	Trondhjemitó	2924±19	U-Pb L zr	+2,4* (3)	2,9 Ga (3)	Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Trondhjemitó	2959±5	Pb-Pb zr	+2,0* (3)	3,0 Ga (3)	Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Trondhjemitó	2961±16	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Trondhjemitó	2972±9	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
Tonalito Mariazinha	Tonalito	2912±5	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Tonalito	2924±2	Pb-Pb zr			Pimentel & Machado (1994)
	Tonalito	2925±3	Pb-Pb zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	2926±2	Pb-Pb zr	+2,0 (3)	3,0 Ga (3)	Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Tonalito	2928±2	Pb-Pb zr	+2,6 (3)	2,9 Ga (3)	Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Tonalito	2937±3	Pb-Pb zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Tonalito	2941±5	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Tonalito	2948±4	U-Pb L zr			Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Tonalito	2948±7	Pb-Pb zr			Rolando & Macambira (2003)
	Tonalito	2964±4	Pb-Pb zr			Vasquez & Rosa-Costa (2008)
	Tonalito	2981±8	Pb-Pb zr			Rolando & Macambira (2003)
	Tonalito	2988±5	Pb-Pb zr			Rolando & Macambira (2003)
MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO						
Complexo Serra Azul		2970±7	U-Pb T zr			Pimentel & Machado (1994)
GREENSTONE BELTS						
Grupo Tucumã-Gradaús						
Formação Igarapé da Pista	Vulcânica fêlsica	2868 ± 8	Pb-Pb zr			Avelar <i>et al.</i> (1999)
	Meta-arenito	3063–2944	U-Pb L zrd	–0,34 (5)	3,4 Ga (5)	Silva <i>et al.</i> (2021b)
Formação Igarapé Abelha	Metariolito	2979±23/24	U-Pb L zr			Silva <i>et al.</i> (2021b)
	Metatufo dacítico	2996±5/9	U-Pb L zr			Silva <i>et al.</i> (2021b)
Grupo Andorinhas						
Formação Babaçu	Vulcânica	3046±32	Iso Sm-Nd rt			Souza <i>et al.</i> (2001)
Formação Lagoa Seca	Metadacito	2943±88	Pb-Pb rt	+1,9 (2)	3,1 Ga (2)	Souza <i>et al.</i> (2001)
	Metariodacito	2904+29/-22	U-Pb T zr	+0,2 (2)	3,2 Ga (2)	Macambira & Lancelot (1996)
	Vulcânica fêlsica	2979±5	U-Pb T zr	+2,0 (2)	3,1 Ga (2)	Pimentel & Machado (1994)
	Quartzito	2,8–3,7 Ga	U-Pb S zrd	+1,2 (2)	3,2 Ga (2)	Macambira <i>et al.</i> (1998)
				+3,1 (2)	3,1 Ga (2)	

Fonte de dados isotópicos de Nd: 1 – Leite (2001); 2 – Souza *et al.* (2001); 3 – Rämö *et al.* (2002); 4 – Rolando & Macambira (2003); 5 – Tassinari *et al.* (2005). Abreviaturas: S = SHRIMP; T = ID-TIMS, L = LA-ICP-MS; Isócrona = Iso; zr = zircão; zrd = zircão detrítico; ti = titanita; e rt = rocha total. * = $\epsilon_{Nd(t)}$ recalculado para 2,96 Ga.

Tabela 1. continuação

Terreno Sapucaia						
Unidades litostratigráficas	Litotipo	Geocronologia		Isótopos de Nd		Referências geocronologia
		Idade (Ma)	Método	$\epsilon_{Nd(t)}$	Nd- T_{DM}	
MAGMATISMO CÁLCIOALCALINO						
Suíte Xinguara						
Granito Xinguara	Monzogranito	2865±1	Pb-Pb zr	+1,6 (1)	2,9 Ga (1)	Leite <i>et al.</i> (2004)
Suíte Água Limpa						
Granodiorito Água Limpa	Granodiorito	2873±1	Pb-Pb zr			Gabriel <i>et al.</i> (2010)
Granodiorito Água Azul	Granodiorito	2870,8±4,6	Pb-Pb zr			Sousa <i>et al.</i> (2010)
MAGMATISMO SÓDICO						
Suíte Nova Canadá						
Granodiorito Nova Canadá	Granodiorito	2895±2	Pb-Pb zr			Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Suíte Rio Verde						
Trondhjemitó Água Fria	Trondhjemitó	2843±10	U-Pb L zr	+1,4 (1)	2,9 Ga (1)	Almeida <i>et al.</i> (2011)
	Trondhjemitó	2864±21	Pb-Pb zr	+2,0 (1)	2,9 Ga (1)	Leite <i>et al.</i> (2004)
				+1,6 (1)	2,9 Ga (1)	
Complexo Caracol						
Ortognaisse Colorado	Trondhjemitó	2872±2	Pb-Pb zr			Silva <i>et al.</i> (2010)
Ortognaisse Água Azul do Norte	Trondhjemitó	2935,6±4,7	U-Pb S zr			Gabriel <i>et al.</i> (não publicado)
Ortognaisse Caracol	Tonalito	2924±2	Pb-Pb zr	+1,9 (1)	2,9 Ga (1)	Leite <i>et al.</i> (2004)
	Tonalito	2936±3	Pb-Pb zr	-3,4 (1)	3,9 Ga (1)	Leite <i>et al.</i> (2004)
	Tonalito	2948±5	Pb-Pb zr	+2,1 (1)	2,9 Ga (1)	Leite <i>et al.</i> (2004)
	Tonalito			+2,6 (1)	2,9 Ga (1)	
	Tonalito			-0,5 (1)	3,2 Ga (1)	

Fonte de dados isotópicos de Nd: 1 – Leite (2001). Abreviaturas: S = SHRIMP; L = LA-ICP-MS; zr = zircão.

Em geral, o registro arqueano da Província Carajás pode ser subdividido em três eventos principais: (i) geração de TTGs, *greenstone belts* e complexos máfico-ultramáficos intrusivos, com subordinados sanukitoides e biotita granitos (3,07–2,92 Ga) (Almeida *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2021a; Silva, 2022); (ii) formação de granulitos, migmatitos, sanukitoides (alto e baixo-Ti), biotita granitos e granitoides híbridos (2,89–2,82 Ga) (Oliveira *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2013; Feio *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021a; Silva *et al.*, 2022, 2023); e (iii) formação de sequências metavulcanossedimentares (Bacia Carajás), magmatismo intrusivo máfico-ultramáfico, charnoquitos e granitoides subalcalinos deformados (2,76–2,70 Ga) (Machado *et al.*, 1991; Barros *et al.*, 2009; Martins *et al.*, 2017; Tavares *et al.*, 2018; Felix *et al.*, 2020; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2020). As rochas arqueanas foram recobertas por sucessões sedimentares do

Sideriano ao Orosiriano (Silva *et al.*, 2021b) e intrudidas por magmatismo anorgânico de 1,88 Ga (Teixeira *et al.*, 2019). As seções a seguir apresentam as principais características das unidades litoestratigráficas da província, com ênfase nas rochas mesoarqueanas.

Terreno Rio Maria

O Domínio (ou Terreno Granito-Greenstone) Rio Maria é composto por cinturões de *greenstones* de 3,05 a 2,86 Ga (grupos Tucumã-Gradaús e Andorinhas) (Avelar *et al.*, 1999; Souza *et al.*, 2001; Silva *et al.*, 2021b), complexos máfico-ultramáficos, datados em 2,97 Ga (Serra Azul e Guara-Pará) (Pimentel & Machado, 1994; Vasquez *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2021b) e quatro principais suítes de granitoides mesoarqueanos (Figura 2). Uma é composta por TTG e as demais são formadas por granitoides calcioalcalinos moderado a alto-K, como SNK e BG.

Tabela 1. continuação

Terreno Canaã dos Carajás						
Unidades litostratigráficas	Litotipo	Geocronologia		Isótopos de Nd		Referências geocronologia
MAGMATISMO CALCIOALCALINO		Idade (Ma)	Método	$\epsilon_{Nd(t)}$	Nd- T_{DM}	
Suíte Canaã dos Carajás						
Granito Bom Jesus	Sienogranito	2833±6	U-Pb S zr	+0,5 (1) +0,1 (1)	3,0 Ga (1) 3,0 Ga (1)	Feio et al. (2013)
Granito Serra Dourada	Monzogranito	2848±5,5	U-Pb S zr	+0,1 (1)	3,0 Ga (1)	Moreto et al. (2015)
	Monzogranito	2831±6	U-Pb L zr	+0,9 (1)	2,9 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Monzogranito	2860±22	U-Pb L zr			Moreto et al. (2011)
Granito Boa Sorte	Monzogranito	2857±2	Pb-Pb zr	−0,2 (2)	3,1 Ga (2)	Rodrigues et al. (2014)
	Sienogranito	2885±26	U-Pb L zr			Rodrigues et al. (2014)
	Monzogranito	2881±11	U-Pb S zr			Silva et al. (2022)
	Monzogranito	2895±4	Pb-Pb zr			Rodrigues et al. (2014)
Granito Cruzadão	Sienogranito	2857±8	U-Pb L zr	+2,3 (1)	2,9 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Sienogranito	2879±37	U-Pb L zr	+0,4 (1)	3,0 Ga (1)	Feio et al. (2013)
Granito Canaã dos Carajás	Monzogranito	2959±6	U-Pb L zr	−0,7 (1)	3,2 Ga (1)	Feio et al. (2013)
				−0,5 (1)	3,2 Ga (1)	
Complexo Campina Verde						
	Tonalito	2850±7	U-Pb L zr	−0.4 (1)	3,1 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Tonalito	2851±18	U-Pb L zr	−1.5 (1)	3,1 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Tonalito	2853±2	Pb-Pb zr	−0.6 (1)	3,1 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Granodiorito	2868±2	Pb-Pb zr	−0.0 (1)	3,0 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Tonalito	2872±1	Pb-Pb zr	−0.9 (1)	2,9 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Tonalito	2871±7,7	U-Pb S zr	−4.1 (1)	3,3 Ga (1)	Moreto et al. (2015)
	Tonalito	2876±5,4	U-Pb S zr			Moreto et al. (2015)
Suíte Ourilândia						
Granodiorito Ourilândia	Granodiorito	2885±12	U-Pb S zr	+2,4 (2)	2,9 Ga (2)	Silva et al. (2022)
	Granodiorito			+1,0 (2)	3,0 Ga (2)	
	Granodiorito			+2,1 (2)	2,9 Ga (2)	
	Granodiorito			+1,0 (2)	3,0 Ga (2)	
	tonalito			+2,0 (2)	2,9 Ga (2)	
	tonalito			+2,5 (2)	2,9 Ga (2)	
	quartzo monzodiorito			+0,8 (2)	3,0 Ga (2)	
	quartzo diorito			+0,8 (2)	3,0 Ga (2)	
Granodiorito Arraías	Granodiorito	2924±8	U-Pb S zr	+2,9 (2)	2,9 Ga (2)	Silva et al. (2023)

Fonte de dados isotópicos de Nd: 1 – Feio et al. (2013); 2 – Este estudo. Abreviaturas: S = SHRIMP; L = LA-ICP-MS; zr = zircão.

1. A Suíte Mogno agrupa o Trondhjemitó Mogno, o Tonalito Arco Verde e o Tonalito Mariazinha, datados entre 2,98 e 2,91 Ga (Tabela 1; Almeida *et al.*, 2011; Silva *et al.*, 2021b; Oliveira *et al.*, 2022, 2023). Essas rochas foram geradas por uma fonte semelhante aos metabasaltos do Grupo Andorinhas (*greenstone belts*). O Terreno Rio Maria apresenta uma foliação regional de direção E-W a NW-SE, com mergulhos moderados a altos, geralmente para o sul (Santos *et al.*, 2000; Althoff *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2008). Essa trama regional foi interpretada como resultado de encurtamento horizontal N-S em um cenário tectônico relacionado à subducção (Althoff *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2011). No entanto, embora não seja uma ideia inédita, com base

na interpretação de imagens aerogeofísicas, Costa *et al.* (2020) destacaram que o Domínio Rio Maria tem uma arquitetura tipo domos-e-quilhas, formada por *drip tectonics*, envolvendo plumas do manto.

2. A Suíte Rio Maria é representada pelo Granodiorito Rio Maria, caracterizado por plútons granodioríticos alto-Mg (tipo-SNK) e rochas máficas e intermediárias associadas, incluindo rochas cumuláticas (Oliveira *et al.*, 2011). O Granodiorito Rio Maria ocorre nas áreas das cidades de Rio Maria, Bannach, Xinguara e Tucumã, como corpos alongados nas direções E-W a NW-SE (Figura 2). Eles estão intimamente associados com zonas de cisalhamento transpressivo e foram colocados entre 2,88–2,85 Ga (Tabela 1; Pimentel &

Machado, 1994; Gaudette *et al.*, 1998; Avelar *et al.*, 1999; Rolando & Macambira, 2003). Além do Granodiorito Rio Maria, esta suíte integra o Granito Rancho de Deus (2,89 Ga; Almeida *et al.*, 2013), o Granodiorito Cumaru (2,82 Ga; Lafon & Scheller, 1994) e o Quartzio Diorito Parazônia (não datado; Oliveira *et al.*, 2011). Em estudos anteriores, os SNK de Ourilândia foram correlacionados à Suíte Rio Maria (Avelar *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2013; Santos & Oliveira, 2016); No entanto, Silva *et al.* (2023) propõe a Suíte Ourilândia, que mostra algumas características litológicas e geocronológicas diferentes da Suíte Rio Maria. A origem da Suíte Rio Maria foi

atribuída a diferentes graus de fusão do manto enriquecido por magma tipo-TTG (Oliveira *et al.*, 2011; Semprich *et al.*, 2015).

3. A Suíte Guarantã, composta por leucogranodioritos e granitos alto Ba-Sr, é representada pelo Granito Guarantã e pelos granodioritos Grotão, Azulona e Trairão, datados entre 2,87–2,86 Ga (Tabela 1). Esta suíte é interpretada como um produto de hibridização envolvendo diferentes proporções de magma trondhjemitico tipo-TTG e magma granítico derivado da evolução magmática de SNK (Almeida *et al.*, 2013).

Tabela 1. continuação

Terreno Canaã dos Carajás						
Unidades litostratigráficas	Litotipo	Geocronologia		Isótopos de Nd		Referências geocronologia
MAGMATISMO SÓDICO		Idade (Ma)	Método	$\epsilon_{Nd(t)}$	Nd- T_{DM}	
Suíte Rio Verde						
Trondhjemitó Rio Verde	Granodiorito	2841±9	U-Pb L zr	+2,8 (1)	2,9 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Granodiorito	2868±4	Pb-Pb zr	+0,2 (1)	3,0 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Trondhjemitó	2923±15	U-Pb L zr	+2,6 (1)	2,9 Ga (1)	Feio et al. (2013)
	Trondhjemitó	2929±3	Pb-Pb zr			Feio et al. (2013)
Trondhjemitó (área de Ourilândia)	Trondhjemitó	2926,5±5,2	U-Pb S zr	+2,6 (2)	2,9 Ga (2)	Silva et al. (2023)
Suíte Mogno						
Xenólito tonalítico (Ourilândia)	Tonalito	2925±7,8	U-Pb S zr	+3,7 (2)	2,8 Ga (2)	Silva et al. (2023)
Tonalito Bacaba						
	Tonalito	2990,9±5,8	U-Pb L zr			Moreto et al. (2011)
	Tonalito	3001,2±3,6	U-Pb L zr			Moreto et al. (2011)
	Tonalito	3004,6±9	U-Pb L zr			Moreto et al. (2011)
Complexo Chicrim-Cateté						
Granulito Vila Ouro Verde	Granulito máfico	2845±8	U-Pb S zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito félsico	2847±39	U-Pb L zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito félsico	2853±21	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2859±9	U-Pb S zr			Pidgeon et al. (2000)
	Granulito félsico	2865±11	U-Pb S zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito máfico	2870±5	U-Pb S zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito máfico	2890±7	U-Pb L zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2930±3	U-Pb L zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito félsico	2932±20	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2946±19	U-Pb L zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito félsico	2951±8	U-Pb S zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito félsico	2955±8	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2961±9	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2963±5	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2979±31	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	2984±13	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Granulito félsico	3002±14	U-Pb S zr			Pidgeon et al. (2000)
	Granulito félsico	3055±9	U-Pb S zr			Marangoanha et al. (2019)
	Granulito félsico	3066±7	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
Complexo Xingu						
	Leucosoma	2859±2	U-Pb T zr			Machado et al. (1991)
	Ortognaise	2936±6	U-Pb L zr			Silva et al. (2021a)
	Ortognaise	2939±7	U-Pb S zr			Silva et al. (2021a)
	Ortognaise	2974±15	Pb-Pb zr			Avelar et al. (1999)
Greenstone belts						
Grupo Sequeirinho	Vulcânica	2968±15	U-Pb S zr			Moreto et al. (2015)

Fonte de dados isotópicos de Nd: 1 – Feio *et al.* (2013); 2 – Este estudo. Abreviaturas: S = SHRIMP; L = LA-ICP-MS; T = ID-TIMS, zr = zircão.

4. A Suíte Xinguara consiste nos granitos Xinguara e Mata Surrão, além de plútons similares, datados entre 2,88–2,86 Ga (Tabela 1; Almeida *et al.*, 2013). Esta suíte granítica tem sido interpretada como produto de fusão de crosta tipo-TTG (Almeida *et al.*, 2013). O Granito Xinguara (Leite *et al.*, 2004) dá nome à Suíte Xinguara e foi anteriormente relacionado ao Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2013). No entanto, mais recentemente ele foi inserido no Terreno Sapucaia (Silva, 2022; Oliveira *et al.*, 2022, 2023).

Terreno Canaã dos Carajás

O Terreno Granito-Granulítico Canaã dos Carajás compõe o embasamento da Bacia Carajás e é caracterizado por um sistema imbricado de zonas de cisalhamento anastomosadas de direção E-W, conhecido como Zona de Cisalhamento Itacaiúnas (Pinheiro & Holdsworth, 2000). Este terreno difere do Terreno Rio Maria pela escassez de TTGs, predominância de biotita granitos e presença de migmatitos, granulitos, charnoquitos e granitoides subalcalinos (Figura 2; Pidgeon *et al.*, 2000; Feio *et al.*, 2013; Rodrigues *et al.*, 2014; Marangoanha *et al.*, 2019, 2020; Felix *et al.*, 2020; Silva *et al.*, 2021a; Silva *et al.*, 2022). Enquanto isso, a Bacia Carajás consiste em sequências metavulcanossedimentares com idade mínima de 2,77–2,73 Ga (Martins *et al.*, 2017; Tavares *et al.*, 2018). Essas rochas foram intrudidas por magmatismo bimodal representados por rochas máfico-ultramáficas (ex. Siepierski *et al.*, 2020) e granitos sintectônicos subalcalinos (Barros *et al.*, 2009; Feio *et al.*, 2013). As rochas mesoarqueanas do Terreno Canaã dos Carajás são mais diversificadas do que as de Rio Maria, e são classificadas em grupos de granitoides e gnaisses, que apresentam afinidade cálcioalcalina sódica (baixo-K) ou cálcioalcalina moderado a alto-K (Figura 2).

1. As rochas com afinidade sódica são representadas por: (i) corpos de gnaisses félsicos dos granulitos Chicrim-Cateté e Vila Ouro Verde, com pico de metamorfismo datado em 2,89–2,84 Ga e protólitos tipo-TTG datados entre 3,07–2,93 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021a); (ii) gnaisses indiferenciados, migmatitos e granitoides do Complexo Xingu (2,97–2,85 Ga; Vasquez *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2021a); (iii) Tonalito Bacaba, portador de anfibólio, datado em 3,00–2,99 Ga (Moreto *et al.*, 2011); (iv) xenólitos tonalíticos de Ourilândia (2,92 Ga; Silva *et al.*, 2023) correlacionados à Suíte Mogno; e (v) Suíte Rio Verde, de afinidade TTG, composta pelo Trondhjemitó Rio Verde (2,92–2,84 Ga; Feio *et al.*, 2013), Trondhjemitó Água Fria (2,86–2,84 Ga; Leite *et al.*, 2004) e por um *stock* trondhjemitico de Ourilândia (-2,92 Ga; Silva *et al.*, 2023).

2. Os granitoides cálcioalcalinos moderado a alto-K são representados pelo(a) (vi) Suíte Ourilândia (2,92–2,88 Ga Silva *et al.*, 2023), que agrupa rochas tipo-SNK do Granodiorito Arraias (-2,92 Ga; Silva *et al.*, 2023) e do Granodiorito Ourilândia (-2,88 Ga; Silva *et al.*, 2022, 2023), (vii) Complexo Campina Verde (2,88–2,85 Ga; Feio *et al.*, 2013); (viii) Suíte Tucumã (Silva, 2022; Oliveira *et al.*, 2023; Silva *et al.*, 2023) que integra *stocks* de granodioritos e granitos alto-Ti; e (ix) Suíte Canaã dos Carajás (2,96–2,83 Ga; Tabela 1; Silva, 2022; Oliveira *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 2023), que agrupa os batólitos de BG do terreno homônimo, é representada pelos granitos Canaã dos Carajás, Boa Sorte, Cruzadão, Serra Dourada e Bom Jesus (Feio *et al.*, 2013; Rodrigues *et al.*, 2014; Silva, 2022). Silva *et al.* (2023) correlacionam o monzogranito equigranular (-2,88 Ga) de Ourilândia do Norte ao batólito Boa Sorte, definindo um grande cinturão granítico de orientação E-W, que liga as áreas de Ourilândia do Norte e Canaã dos Carajás (Figura 2).

O registro Neoarqueano (entre 2,76–2,72 Ga) é representado por granitoides subalcalinos, rochas da série charnoquítica e associações máfico-ultramáficas, além de granitos da Suíte Plaquê (Machado *et al.*, 1991; Vasquez *et al.*, 2008; Barros *et al.*, 2009; Feio *et al.*, 2013; Marangoanha *et al.*, 2019, 2020; Felix *et al.*, 2020).

Terreno Sapucaia

O Terreno Gnáissico-Migmatítico Sapucaia é um típico terreno metamórfico de alto-grau, dominado por gnaisses tipo-TTG intensamente migmatizados (Oliveira *et al.*, 2023). Entretanto, atualmente, ele ainda representa uma das regiões geologicamente menos conhecidas da Província Carajás (Nascimento, em preparação). O Terreno Sapucaia é caracterizado por geometria e trama regional orientada na direção E-W (Figura 2). É similar ao Domínio Rio Maria com predominância de TTG. Porém, diferentemente de Rio Maria, o Terreno Sapucaia foi intensamente afetado por migmatização no final do Mesoarqueano (Oliveira *et al.*, 2023) e foi intrudido por magmatismo subalcalino no Neoarqueano (Silva *et al.*, 2020).

As rochas mesoarqueanas do Terreno Sapucaia são representadas por: (i) *greenstone belts* do Grupo Sapucaia (não datado, -3,0 Ga; Costa *et al.*, 2016); (ii) gnaisses tipo-TTG migmatizados do Complexo Caracol (Tabela 1; Oliveira *et al.*, 2023), que integra o Ortognaisse Caracol (2,95–2,93 Ga; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2011), Ortognaisse Colorado (-2,87 Ga; Silva *et al.*, 2010, 2014) e o Ortognaisse Água Azul do Norte (-2,93 Ga; Santos *et al.*, 2018; Nascimento, em preparação); (iii) Trondhjemitó Água Fria (2,84–2,86 Ga, Leite *et al.*, 2004), que tem afinidade TTG e foi in-

tegrado na Suíte Rio Verde (Oliveira *et al.*, 2023) (Figura 2); (iv) granodioritos sódicos alto-Ba-Sr da Suíte Nova Canadá (Oliveira *et al.*, 2023), que inclui o Granodiorito Nova Canadá (~2,89 Ga; Oliveira *et al.*, 2010; Leite-Santos & Oliveira, 2016) e o Granodiorito Pantanal (não datado; Teixeira *et al.*, 2013); (v) SNKs da Suíte Água Limpa, que integra os granodioritos Água Limpa (~2,88 Ga; Gabriel *et al.*, 2010; Gabriel & Oliveira, 2014) e Água Azul (~2,88 Ga; Sousa *et al.*, 2010; Gabriel & Oliveira, 2014); e (vi) Granito Xinguara (~2,86 Ga; Leite *et al.*, 2004), da suíte granítica homônima (Almeida *et al.*, 2013; Silva, 2022; Oliveira *et al.*, 2023). No Neoarqueano, as rochas mesoarqueanas foram deformadas e intrudidas por granitoides subalcalinos (portadores de anfibólios) da Suíte Vila Jussara (2,76–2,72 Ga; Silva *et al.*, 2020).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados de petrografia, geoquímica e geocronologia das unidades aqui estudadas são apenas sintetizados neste estudo e foram gerados por Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018, 2022, 2023). As análises isotópicas de Sm-Nd em rocha total foram realizadas em 14 amostras representativas dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), utilizando um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 dotado de sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. O material utilizado foi selecionado das amostras de *backup* de estudos anteriores. A preparação dessas amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). As seguintes amostras foram selecionadas: (i) uma da Suíte Mogno (NLD-31B); (ii) uma da Suíte Rio Verde (NDP-113B); (iii) uma do Granodiorito Arraias (NDP-87); (iv) oito do Granodiorito Ourilândia (NDP-50A, NDP-122, NDP-106, BRM-14, NLD-03B, NDP-100, BRM-15 e NDP-113A); (v) duas da Suíte Tucumã (NLD-16C e NLD-14); e (vi) uma do Granito Boa Sorte (NLD-18).

O sistema Sm-Nd foi descrito inicialmente por Lugmair (1974) e Lugmair *et al.* (1975), enquanto Gioia & Pimentel (2000) descreveram o protocolo analítico adotado no Laboratório de Geocronologia da UnB, em que 50 mg de rocha pulverizada são misturados com uma solução *spike* ^{149}Sm – ^{150}Nd e dissolvidos em cápsulas de *savillex*. A extração de Sm e Nd seguirá a técnica de troca catiônica, usando uma coluna de teflon contendo resina L-N spec (HDEHP–*diethylhexyl phosphoric acid supported on PTFE powder*). O Sm e Nd separados serão de-

positados em filamento de Re e analisados em modo estático no espectrômetro. A precisão das razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é superior a $\pm 0.5\%$ (2σ) e $\pm 0.005\%$ (2σ), respectivamente, baseado em repetições de análises de padrões internacionais de rocha (BHVO-1 e BCR-1). As razões isotópicas serão normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (fracionamento de massa corrigido no modo exponencial) e a constante de desintegração utilizada para os cálculos será de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$. Os valores de Nd-T_{DM} serão calculados usando o modelo de DePaolo (1981) e a macro Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

GEOLOGIA DE OURILÂNDIA DO NORTE

O Granodiorito Rio Maria foi inicialmente reconhecido nas regiões de Ourilândia do Norte e Tucumã (Docegeo, 1988; Araújo & Maia, 1991; Macambira & Vale, 1997; Avelar *et al.*, 1999; Vasquez *et al.*, 2008). Posteriormente, nos arredores de Ourilândia, Santos & Oliveira (2016) combinaram estudos de mapeamento geológico em escala de semidetalle com petrografia e geoquímica, o que permitiu uma redefinição dos domínios de ocorrência do Granodiorito Rio Maria na região de Ourilândia. Além disso, Santos & Oliveira (2016) indicaram que boa parte da área de estudo não é composta por SNK, mas sim por granitos potássicos, até então indiferenciados. Nesse contexto, baseado em uma abordagem metodológica similar, Silva *et al.* (2018) caracterizaram estes granitos e fizeram um estudo petrogenético preliminar, no qual os granodiorito-granitos alto-K (BG e CAAK) foram classificados como suíte Fe-K, e as rochas de afinidade SNK como suíte Mg-K. Além disso, Silva *et al.* (2018) identificaram a ocorrência subordinada de uma unidade trondhjemitica tipo-TTG. Em um trabalho de revisão, Silva & Oliveira (2019) realizaram uma compilação dos dados até então existentes e indicaram que a suíte Mg-K é espacial e temporalmente relacionada à sua contraparte sinplutônica, representada pela suíte Fe-K. De fato, esta classificação em suítes Mg-K e Fe-K pode ter vantagens por ser um esquema descritivo, que tem implicações diretas sobre os processos de formação, bem como da natureza da fonte dessas rochas. No entanto, os esquemas de classificação petrogenética propostos por Laurent *et al.* (2014a) e Moyen (2020) foram utilizados nos artigos internacionais subsequentes, onde os granitoides estudados foram primeiramente agrupados no Complexo Plutônico Ourilândia (Silva *et al.*, 2022) e posteriormente subdivididos em diferentes unidades litoestratigráficas (Silva *et al.*, 2023).

A proposta de classificação litoestratigráfica apresentada por Silva *et al.* (2023) seguiu as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica

(Petri *et al.*, 1986), de modo que os granitoides de Ourilândia foram subdivididos em cinco suítes. Dentre elas, uma foi definida como Suíte Ourilândia, que até então agrupa o Complexo Ourilândia e o Granodiorito Arraias (Silva *et al.*, 2023). No entanto, aqui nós propomos algumas modificações na classificação litoestratigráfica dessas unidades, com o objetivo de se adequar ao Guia Internacional de Estratigrafia (Salvador, 1994). A principal diferença da proposta de classificação litoestratigráfica de Silva *et al.* (2023) e aquela apresentada aqui é que o termo complexo será utilizado exclusivamente para rochas metamórficas no mesmo nível hierárquico em que o termo suíte será utilizado para rochas plutônicas. Assim, a unidade anteriormente denominada como Complexo Ourilândia foi aqui redefinida como Granodiorito Ourilândia, que junto ao Granodiorito Arraias compõem a Suíte Ourilândia. A seguir será realizada uma síntese das principais informações até então disponíveis na literatura para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte.

Classificação, aspectos texturais, geoquímica, geocronologia e isótopos de Hf em zircão

Os granitoides de Ourilândia foram inseridos no contexto do Terreno Canaã dos Carajás (Silva *et al.*, 2022, 2023; Figura 2) ao invés do Terreno Rio Maria, como admitido em trabalhos anteriores (ex. Vasquez *et al.*, 2008; Santos & Oliveira, 2016). A Figura 3 apresenta um mapa geológico com a distribuição espacial e estruturação geral dessas unidades combinada à coluna litoestratigráfica proposta neste estudo, enquanto a Figura 4 mostra a classificação petrográfica dessas ro-

chas. Os principais aspectos texturais, tanto em escala mesoscópica quanto microscópica, são apresentados na Figura 5. A Figura 6 mostra diagramas de discriminação geoquímica selecionados para indicar a afinidade desses granitoides e para comparar com outras unidades análogas na Província Carajás. Os dados isotópicos de Hf em zircão dessas rochas são apresentados na Figura 7.

Suíte Mogno

Na área de Ourilândia do Norte ocorrem xenólitos tonalíticos correlacionados à Suíte Mogno (Silva *et al.*, 2021b), que estão hospedados no Granito Boa Sorte (Suíte Canaã dos Carajás) e nos granodioritos e granitos da Suíte Tucumã (Silva *et al.*, 2023). Esses xenólitos tonalíticos (Figura 4) têm biotita como principal mineral ferromagnésiano, ausência de hornblenda e apresenta bandamento composicional, definido pela orientação preferencial dos agregados de minerais máficos e quartzo-feldspáticos (Figura 5a-b). Eles apresentam afinidade com as demais suítes TTG da Província Carajás (Figura 6a) e foram primeiramente descritos por Silva *et al.* (2022). Mostram aspectos mineralógicos e texturais análogos aos xenólitos que ocorrem hospedados no Trondhjemitó Mogno, na área de Bannach (cf. Machado *et al.*, 2021). Uma amostra desses xenólitos forneceu idade de cristalização em 2925 ± 8 Ma pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.*, 2023). A mesma amostra forneceu assinatura isotópica de Hf em zircão predominantemente supracondrítica (Figura 7), com $\varepsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando de +2,0 a -0,2 e idade modelo crustal ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) do Paleoarqueano, variando entre 3,2 e 3,3 Ga (Silva *et al.*, 2023).

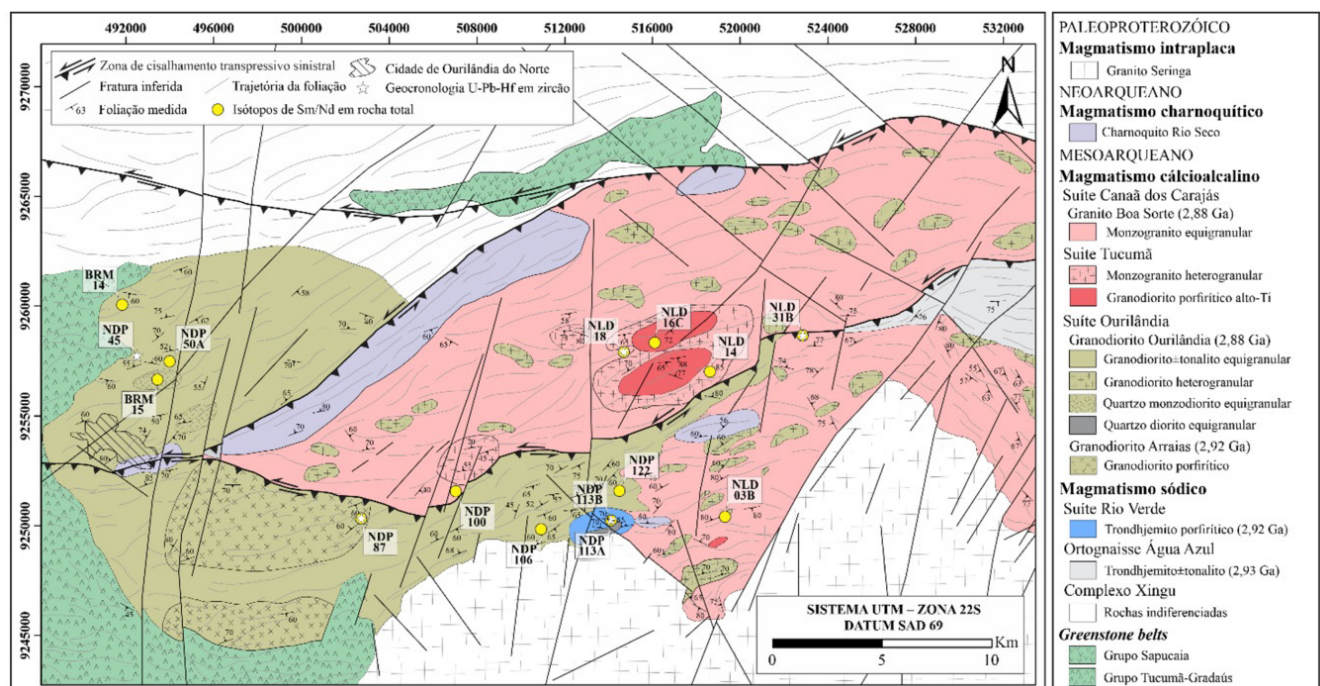


Figura 3. Mapa geológico dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (modificado de Silva *et al.*, 2023), com distribuição espacial das amostras selecionadas para análises isotópicas.

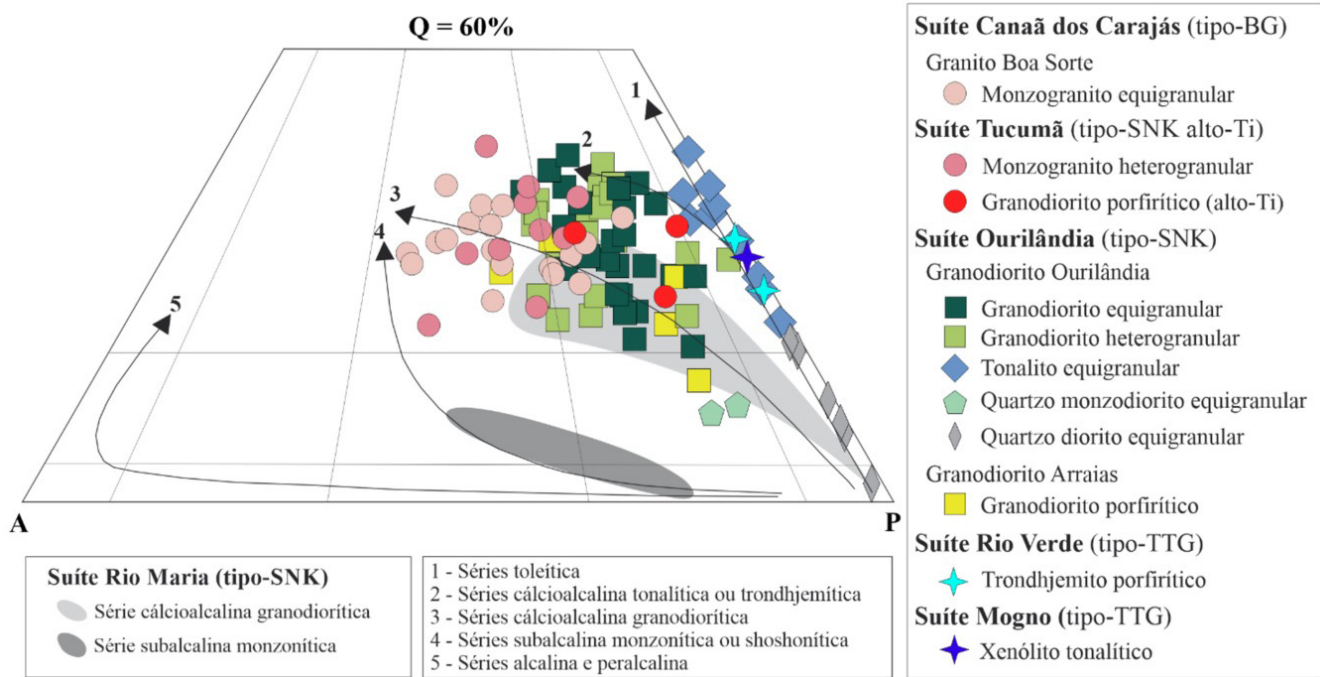


Figura 4. Diagramas de classificação Q-A-P (Le Maitre, 2002) para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia (modificado de Silva et al., 2022), com os trends de evolução que são típicos das séries graníticas (Lameyre & Bowden, 1982; Bowden et al., 1984). Fonte de dados para comparação: Suíte Rio Maria (Oliveira et al., 2011).

Suíte Rio Verde

Os granitoides tipo-TTG da área de Ourilândia do Norte (suítes Mogno e Rio Verde) ocorrem de modo subordinado (Figura 3) e representam o evento mais antigo de formação de crosta félsica na região (Silva et al., 2023). A Suíte Rio Verde foi proposta por Silva et al. (2023) para agrupar um *stock* trondhjemitico da área de Ourilândia, primeiramente descrito por Silva et al. (2018), com o Trondhjemitito Rio Verde da área de Canaã dos Carajás (Feio et al., 2013). Oliveira et al. (2022, 2023) também incluem o Trondhjemitito Água Fria na Suíte Rio Verde (Figura 2). Essas unidades apresentam inúmeras semelhanças petrográficas e geoquímicas. O trondhjemitito (Figura 4) dessa suíte apresenta textura porfíritica (Figura 5c-d) e vários pequenos enclaves máficos (Figura 5c). Mostra típica afinidade TTG (Figura 6a) e ocorre associado com quartzo dioritos da Suíte Ourilândia. O trondhjemitito da Suíte Rio Verde forneceu idade de cristalização em 2926 ± 5 Ma pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Silva et al., 2023) e assinatura isotópica de Hf na mesma amostra variando de supracondrítico a subcondrítico (Figura 7), com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ entre +2,3 e -3,5 e $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,2-3,5$ Ga (Silva et al., 2023).

Suíte Ourilândia

A Suíte Ourilândia agrupa rochas tipo-SNK do Granodiorito Arraías (Silva et al., 2023) e do Granodiorito Ourilândia (Figura 3). O Granodiorito Arraías integra dois *stocks* com forma alongada na direção

E-W, que são intrusivos nas rochas do Grupo Tucumã-Gradaús e são cortados pelo Granodiorito Ourilândia e pelo Granito Boa Sorte (Figura 3). O Granodiorito Arraías é composto por granodioritos, além de monzogranitos e quartzo monzodioritos subordinados (Figura 4), caracterizados por textura porfíritica, com fenocristais centimétricos de feldspato imersos em uma matriz de granulação fina a média (Figura 5e-f). O Granodiorito Arraías tem afinidade geoquímica com os demais SNK da Província Carajás (Figura 6) e forneceu idade de cristalização em 2924 ± 8 Ma (Silva et al., 2023), o que o torna a unidade SNK mais antiga até então registrada na Província Carajás (Tabela 1). Já os dados isotópico de Hf em zircão forneceram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando de supracondrítico a subcondrítico (+1,9 a -4,4), com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ paleoarqueano variando de 3,2 a 3,6 Ga (Figura 7).

O Granodiorito Ourilândia aflora como um batólito cônico alongado na direção ENE-WSW e é intrusivo em gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu ao norte e no Grupo Tucumã-Gradaús ao sudoeste. A leste é cortado pelos granitos Boa Sorte e Seringa (Figura 3). O Granodiorito Ourilândia é composto essencialmente por granodioritos (equigranular e heterogranular), além da ocorrência subordinada de tonalito equigranular, quartzo monzodiorito equigranular e (quartzo) diorito equigranular, com presença comum de enclaves microgranulares máficos (Figura 4, Figura 5g-r). Em geral, os enclaves máficos são orientados

paralelamente à foliação e apresentam relações sugestivas de *mingling* com os granitoides hospedeiros (ex. Figura 5g). O Granodiorito Ourilândia apresenta típicas características geoquímicas de SNK e mostra uma afinidade com as séries calcioalcalinas tonalítica e granodiorítica (Figura 6), o que contrasta petrograficamente com as rochas SNK da Suíte Rio Maria que são calcioalcalinas granodioríticas a subalcalinas monzoníticas / shoshoníticas (Figura 4). O granodiorito equigranular desse corpo forneceu idade de cristalização em 2886 ± 14 Ma utilizando o método U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.*, 2022) e apresentou assinatura isotópica de Hf em zircão variando de supracondríticas a subcondríticas (Figura 7), com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})}$ entre +3,2 e -1,0 e $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3,1-3,3 \text{ Ga}$ (Silva *et al.*, 2023).

Suíte Tucumã

Na área de Ourilândia, a Suíte Tucumã ocorre na forma de pequenos corpos dentro do Granito Boa Sorte (Figura 3), enquanto nos arredores do município de Tucumã, a oeste de Ourilândia (Figura 2), essas rochas ocorrem de modo similar, na forma de lentes dentro do Granito Manelão. Em Ourilândia essas rochas foram descritas pela primeira vez por Silva *et al.*, (2018), enquanto em Tucumã foi por Silva-Silva *et al.*, (2020).

A Suíte Tucumã (Figura 4) é formada por granodiorito porfirítico alto-Ti (Figura 5s-t) e monzogranito heterogranular (Figura 5u-v), além de enclaves máficos, típicos da variedade granodiorítica (Silva *et al.*, 2023). Existem feições sugestivas de *mingling* entre os granodioritos e monzogranitos da Suíte Tucumã e os granitos Boa Sorte e Manelão, tais como fenocristais mecanicamente infiltrados de uma unidade na outra (cf. Silva *et al.*, 2018, 2022). A Suíte Tucumã mostra algumas semelhanças com os SNK da Suíte Ourilândia, em especial pela composição granodiorítica e a grande quantidade de enclaves máficos que ocorrem nessas rochas. No entanto, ela difere petrograficamente porque não apresenta anfibólio modal e pelos maiores conteúdos de titanita. Geoquimicamente, as rochas da Suíte Tucumã plotam no campo dos SNK *lato sensu* (Figura 6a), mas diferem da Suíte Ourilândia porque apresentam composições menos magnesianas (Figura 6b) e maiores conteúdos de HFSE (Figura 6c-d). Ainda não foram obtidos dados geocronológicos e isotópicos de Hf em zircão para as rochas dessa unidade. No entanto, baseado nas observações de campo e modelamento geoquímico, Silva *et al.* (2022) admitem que os granodioritos e monzogranitos da Suíte Tucumã são contemporâneos ao Granito Boa Sorte (2,88 Ga).

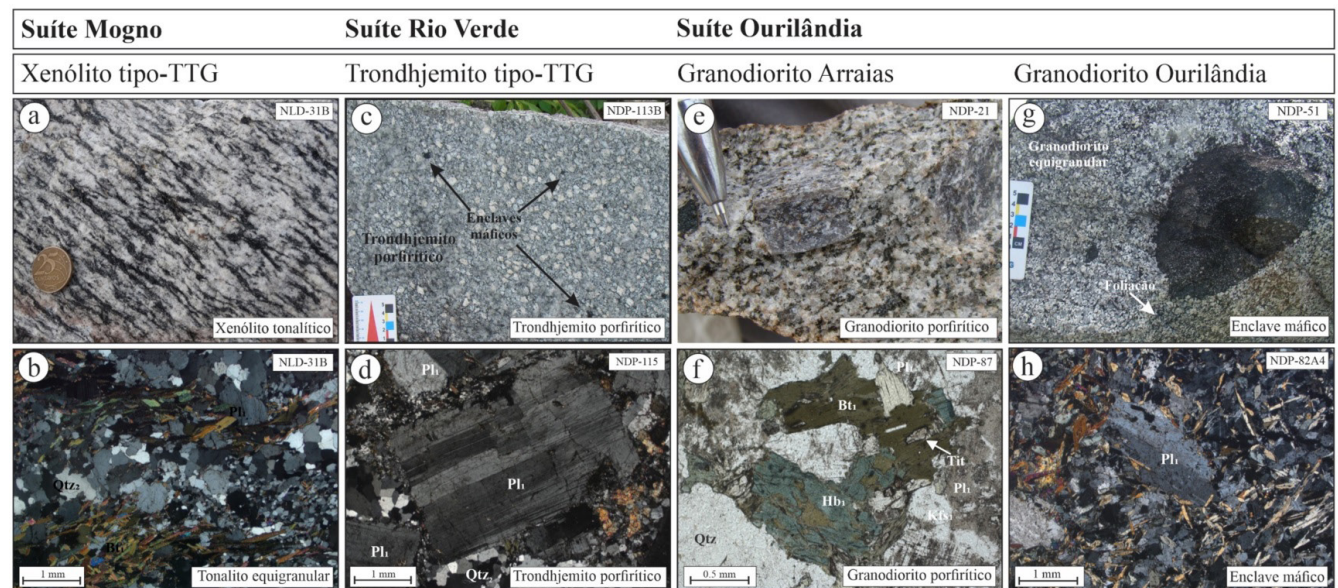


Figura 5. Aspectos texturais dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (modificado de Silva *et al.*, 2023). (a) xenólito tonalítico com foliação milonítica; (b) textura geral definida por agregados alongados de quartzo e feldspatos alternados com agregados de biotita; (c) trondhjemitó com textura porfirítica definida por cristais de plagioclásio imersos em uma matriz quartzo-feldspática fina. Notar a presença de pequenos enclaves máficos; (d) fenocristal idiomórfico de plagioclásio em matriz fina; (e) granodiorito porfirítico com fenocristais de K-feldspato imersos em uma matriz de granulação média. Notar a presença de pequeno enclave máfico na porção esquerda da foto; (f) agregados de hornblenda e biotita presentes na matriz do granodiorito porfirítico; (g) enclave microgranular máfico hospedado no granodiorito equigranular. Notar que o enclave está orientado de acordo com a direção preferencial da foliação da rocha; (h) textura geral do enclave microgranular máfico mostrando cristais xenomórficos de plagioclásio imersos em uma matriz de biotita e hornblenda. A fotomicrografia da Figura f foi obtida sob luz plano-paralela, enquanto as demais foram obtidas sob nicóis cruzados. Abreviações: Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = biotita; Hbl = hornblenda; Tit = titanita; 1 subscrito = cristal primário; 2 subscrito = cristal dinamicamente recrystalizado; 3 subscrito = cristal com evidência de recrystalização estática.

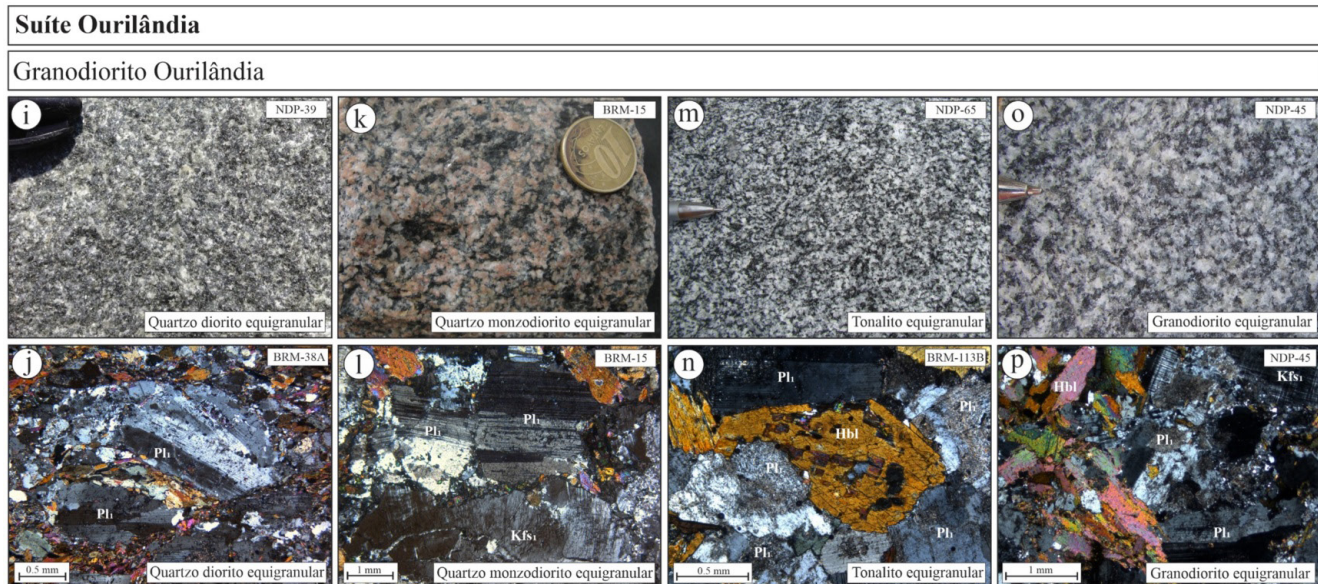


Figura 5 (continuação) – Aspectos texturais dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (modificado de Silva et al., 2023). (i) quartzo diorito com textura equigranular fina; (j) cristais hipidiomórficos de plagioclásio contornados por agregados de hornblenda e biotita; (k) quartzo monzodiorito com textura equigranular média; (l) cristais hipidiomórficos de feldspatos e hornblenda; (m) tonalito com texturua equigranular fina; (n) cristais hipidiomórficos de hornblenda mostrando contatos retos com plagioclásio; (o) granodiorito com textura equigranular média; (p) cristais hipidiomórficos de feldspatos, hornblenda e biotita. As fotomicrografias foram obtidas sob nicóis cruzados. Abreviações: Qtz = quartzo Plg = plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = biotita; Hbl = hornblenda; Tit = titanita; 1 subscrito = cristal primário ; 2 subscrito = cristal dinamicamente recrystalizado; 3 subscrito = cristal com evidência de recrystalização estática.

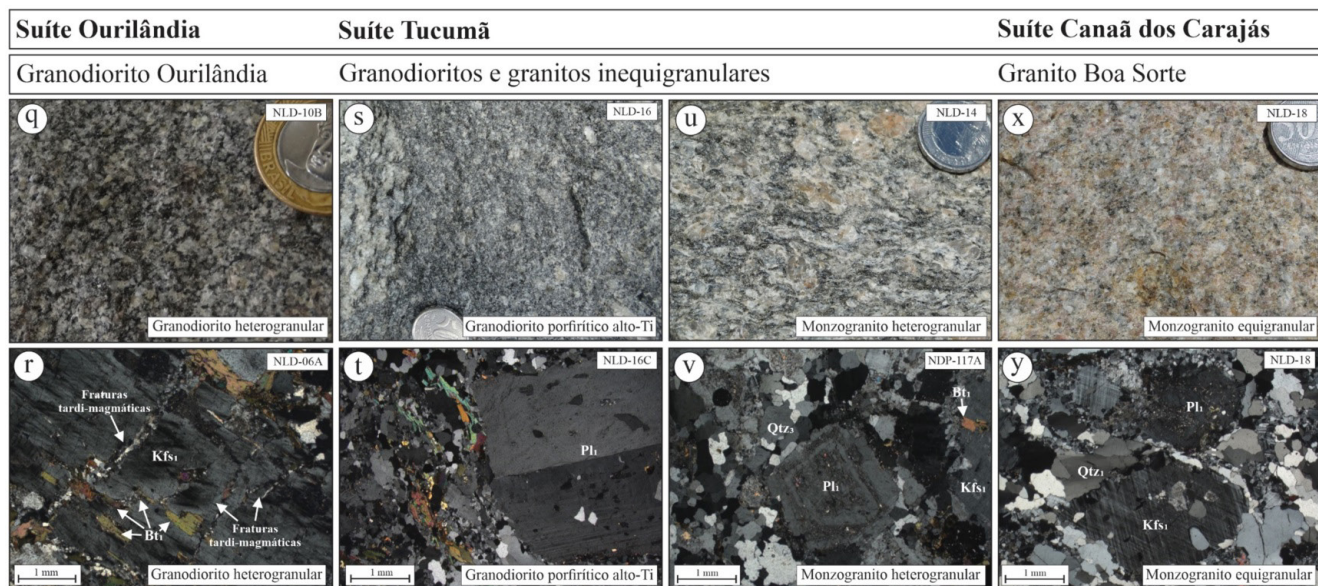


Figura 5 (continuação). Aspectos texturais dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (modificado de Silva et al., 2023). (q) granodiorito com textura heterogranular; (r) fenocristal de K-feldspato com fraturas tardi-magmáticas, que indicam deformação na presença de magma; (s) granodiorito esparsamente porfirítico. Na porção esquerda da foto pode ser observado um xenólito tonalítico; (t) fenocristal de plagioclásio em matrix quartzo-feldspática de granulação fina; (u) monzogranito com textura heterogranular e foliação milonítica; (v) fenocristal de plagioclásio com zoneamento oscilatório; (x) monzogranito com textura equigranular média; e (y) textura equigranular hipidiomórfica com feldspatos contornados por quartzo recrystalizado. As fotomicrografias foram obtidas sob nicóis cruzados. Abreviações: Qtz = quartzo Plg = plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = biotita; Hbl = hornblenda; Tit = titanita; 1 subscrito = cristal primário ; 2 subscrito = cristal dinamicamente recrystalizado; 3 subscrito = cristal com evidência de recrystalização estática.

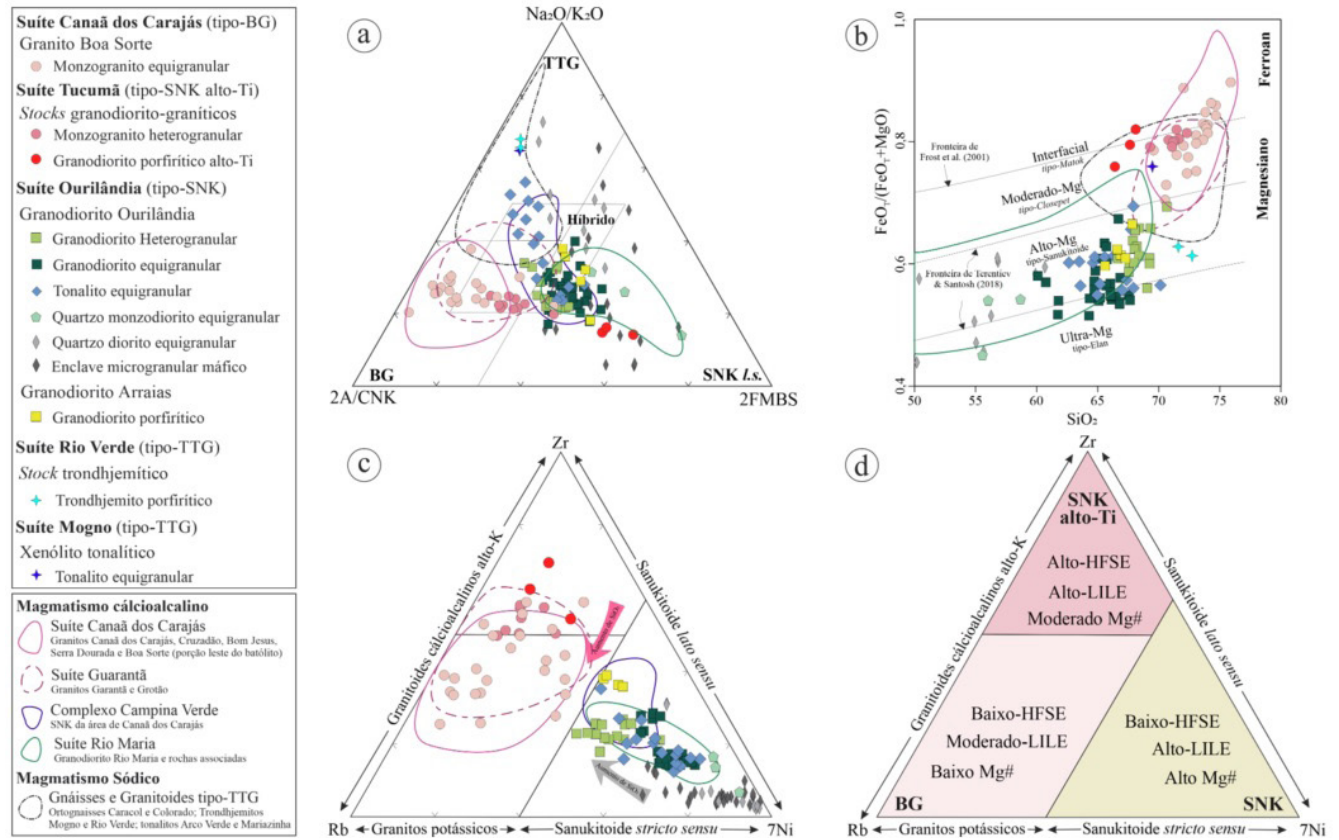


Figura 6. Diagramas de classificação geoquímica selecionados (modificado de Silva et al., 2023). (a) Diagrama de classificação ternária (Laurent et al., 2014a). $2A/CNK = 2 \cdot [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]_{mol}$; $(Na_2O/K_2O)\%$ em peso; $FMBS = 2 \cdot (FeO_T + MgO)\%$ em peso $\cdot (Sr + Ba)\%$ em peso; (b) Diagrama $Fe^* = FeO_T / (FeO_T + MgO)$ vs. SiO_2 (fronteiras de Frost et al., 2001; e Terentiev & Santosh, 2018); (c-d) Diagrama ternário Rb-Zr-7Ni (Silva et al., 2023) para discriminação de granitoides calcioalcalinos moderado a alto K, análogos as rochas estudadas. Fontes de dados para comparação: Oliveira et al. (2011); Almeida et al. (2011); Feio et al. (2013); Rodrigues et al. (2014).

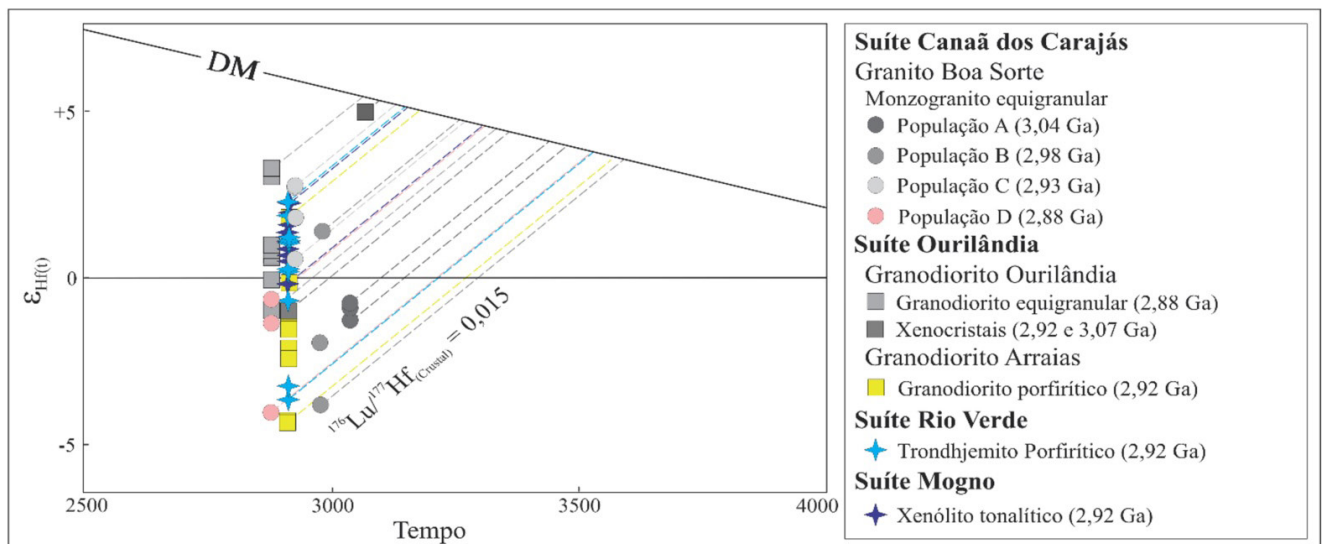


Figura 7. Diagrama de evolução isotópica de Hf vs. tempo dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (Silva et al., 2023).

Suíte Canaã dos Carajás

Na área de Ourilândia do Norte, a Suíte Canaã dos Carajás é representada pelo Granito Boa Sorte (Silva *et al.*, 2023) que é um corpo alongado na direção E-W (Figura 3). O Granito Boa Sorte foi primeiramente definido por Rodrigues *et al.* (2014) na porção leste do batólito. Na área de estudo, porção oeste do batólito, esse corpo granítico é intrusivo nas suítes Ourilândia e Rio Verde, bem como nas rochas indiferenciadas do Complexo Xingu e ocorre intimamente relacionado à Suíte Tucumã (Figura 3), mostrando inúmeras feições de *mingling* (cf. Silva *et al.*, 2018, 2022). O Granito Boa Sorte também apresenta lentes de granodiorito heterogranular correlacionadas ao Granodiorito Ourilândia (Figura 3), o que pode sugerir que os magmas que produziram essas rochas coexistiram sob baixo contraste de viscosidade. Em Ourilândia, esse corpo é composto por biotita monzogranito equigranular (Figura 4; Figura 5x-y). O Granito Boa Sorte mostra típica afinidade geoquímica com os demais granitos alto-K da Província Carajás (Figura 6). Na porção leste do Granito Boa Sorte foram obtidas idades de cristalização de 2857 ± 2 Ma e 2895 ± 4 Ma por evaporação de Pb em zircão e 2885 ± 26 Ma por U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Rodrigues *et al.*, 2014). Na área de estudo foram identificadas quatro populações de zircão para esse granito com base em dados U-Pb SHRIMP em zircão, as quais forneceram idade de 3040 ± 40 , 2976 ± 09 , 2934 ± 21 e 2881 ± 10 Ma (Silva *et al.*, 2022). A população mais jovem datada em 2,88 Ga foi interpretada como a idade de cristalização magmática, que é contemporânea à formação do Granodiorito Ourilândia e forneceu valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})} = -0,8$ a $-4,1$ (Figura 7). As populações datadas em 3,04 e 2,98 Ga forneceram $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ subcondríticos (Figura 7), com $\epsilon_{\text{Hf}(3,04 \text{ Ga})}$ variando entre $-0,7$ e $-1,2$ e $\epsilon_{\text{Hf}(2,98 \text{ Ga})}$ entre $+1,4$ e $-3,9$ (Figura 7), respectivamente. Por outro lado, a população de 2,93 Ga forneceu valores supracondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})}$ entre $+2,8$ e $+0,5$ (Silva *et al.*, 2023).

DADOS ISOTÓPICOS DE Sm-Nd

Na Tabela 2 são apresentados os dados isotópicos de Nd dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia

do Norte. Idades obtidas a partir do método U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.*, 2022, 2023) foram utilizadas para calcular os parâmetros isotópicos de Nd, os quais foram apresentados nos diagramas de evolução isotópica da figura 8.

Suítes Mogno e Rio Verde

Foram analisadas uma amostra do xenólito tonalítico (NLD-31B) correlacionado à Suíte Mogno e uma amostra do trondhjemito porfirítico (NDP-113B) associado à Suíte Rio Verde, que forneceram assinaturas isotópicas de Nd condriticas (Figura 8), com $\epsilon_{\text{Nd}(2,92 \text{ Ga})} = +3,7$ e $+2,6$ e $T_{\text{DM}} = 2,8$ e $2,9$ Ga, respectivamente (Tabela 2).

Suíte Ourilândia

Foram analisadas nove amostras da Suíte Ourilândia (Tabela 2). Uma é representativa do Granodiorito Arraias (2,92 Ga) e oito do Granodiorito Ourilândia (2,88 Ga). Todas as amostras do Granodiorito Ourilândia apresentam valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ muito próximos (Figura 8), com $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})}$ variando entre $+2,5$ e $+0,8$ e T_{DM} entre 2,9 a 3,0 Ga (Tabela 2). O Granodiorito Arraias (NDP-87) forneceu $\epsilon_{\text{Nd}(2,92 \text{ Ga})} = +2,9$ e valores de $T_{\text{DM}} = 2,9$ Ga.

Suíte Tucumã

Foram analisadas duas amostras dessa unidade: NLD-16C (granodiorito porfirítico alto-Ti) e NLD-14 (monzogranito heterogranular). O granodiorito forneceu valor levemente subcondrítico (Figura 8), com $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})} = -0,3$ e $T_{\text{DM}} = 3,0$ Ga, enquanto o monzogranito forneceu valor condrítico, com $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})} = +0,9$ e $T_{\text{DM}} = 3,0$ Ga (Tabela 2).

Suíte Canaã dos Carajás

Foi analisada uma amostra do Granito Boa Sorte (NLD-18), que forneceu um valor levemente subcondrítico (Figura 8) de $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})} = -0,2$ e $T_{\text{DM}} = 3,1$ Ga (Tabela 2).

Tabela 2. Dados isotópicos de Sm-Nd para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte.

Unidades/amostras	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{am}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{am}}$	$f_{(\text{Sm-Nd})}$	Idade U-Pb (Ga)	$\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)
Suíte Mogno						
NLD-31B (xenólito tonalítico)	0,510867	0,0952	-0,516	2,92	+3,7	2,8
Suíte Rio Verde						
NDP-113B (trondhjemitó porfirítico)	0,511035	0,1068	-0,457	2,92	+2,6	2,9
Suíte Ourilândia						
Granodiorito Arraías						
NDP-87 (granodiorito porfirítico)	0,510934	0,1007	-0,488	2,92	+2,9	2,9
Granodiorito Ourilândia						
NDP-113A (quartzó diorito)	0,511243	0,1212	-0,384	2,88	+0,8	3,0
BRM-15 (quartzó monzodiorito)	0,510849	0,1004	-0,490	2,88	+0,8	3,0
BRM-14 (tonalito equigranular)	0,510637	0,0861	-0,562	2,88	+2,0	2,9
NDP-106 (tonalito equigranular)	0,510677	0,0869	-0,558	2,88	+2,5	2,9
NDP-122 (granodiorito equigranular)	0,510623	0,0844	-0,571	2,88	+2,4	2,9
NDP-50A (granodiorito equigranular)	0,510887	0,102	-0,481	2,88	+1,0	3,0
NDP-100 (granodiorito heterogranular)	0,510997	0,1048	-0,467	2,88	+2,1	2,9
NLD-03B (granodiorito heterogranular)	0,510752	0,0949	-0,518	2,88	+1,0	3,0
Suíte Tucumã						
NLD-16C (granodiorito porfirítico)	0,510515	0,0859	-0,563	2,88	-0,3	3,0
NLD-14 (monzogranito heterogranular)	0,510576	0,0858	-0,564	2,88	+0,9	3,0
Suíte Canaã dos Carajás						
Granito Boa Sorte						
NLD-18 (monzogranito equigranular)	0,510852	0,1034	-0,474	2,88	-0,2	3,1

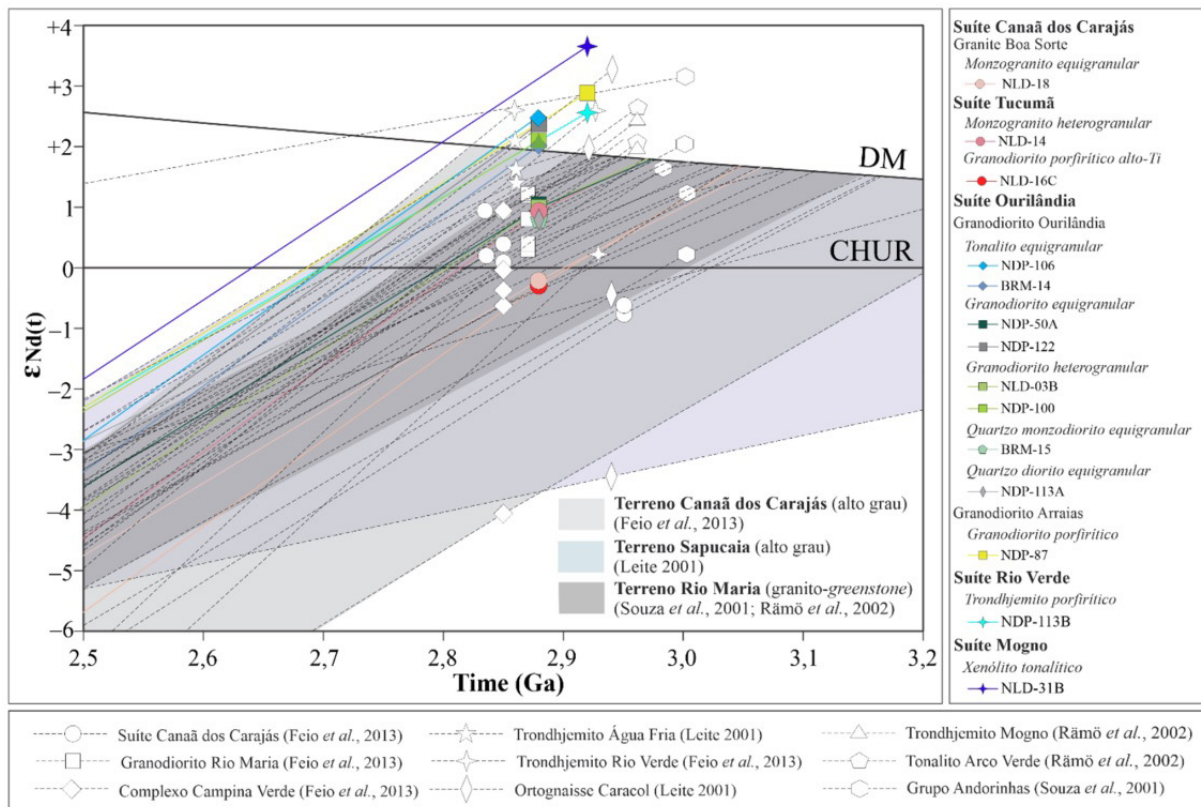


Figura 8. Diagrama de evolução isotópica de Nd vs. tempo para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte. Para comparação são plotadas amostras das principais unidades mesoarqueanas e são inseridos campos de evolução isotópica dos diferentes terrenos da Província Carajás.

DISCUSSÕES

Comparação dos dados isotópicos de Nd em rocha total: implicações para evolução crustal

Baseado em dados isotópicos de Nd, Feio *et al.* (2013) apontaram que os domínios Rio Maria e Carajás apresentam assinaturas isotópicas diferentes, de modo que a evolução do Domínio Carajás teria se iniciado antes (idades-modelos <3,2 Ga), com uma contribuição de crosta mais antiga em relação ao Domínio Rio Maria (caracterizado por idades-modelos <3,0 Ga). Neste estudo os dados isotópicos de Nd das unidades mesoarqueanas da Província Carajás foram compilados (Tabela 1) e plotados para comparação no diagrama de evolução isotópica (Figura 8). Além disso, com base nos resultados isotópicos de Nd disponíveis na literatura para as rochas mesoarqueanas foram definidos campos de evolução isotópica para os diferentes terrenos da Província Carajás. Atualmente, na literatura ainda existe um número limitado de dados isotópicos de Nd para as rochas mesoarqueanas da província. No entanto, de modo geral, pode-se indicar que os três campos se sobrepõem e a maioria das amostras fornecem $Nd-T_{DM}$ variando entre 2,8 e 3,2 Ga.

Esse estudo não é conclusivo, mas uma interpretação preliminar indica que os três terrenos da Província Carajás mostram uma assinatura isotópica de Nd similar. No entanto, de fato, os campos dos terrenos de alto grau (Sapucaia e Canaã dos Carajás) são relativamente mais largos e mostram valores mais amplos de $Nd-T_{DM}$ se comparado ao Terreno Granito-Greenstone Rio Maria (Figura 8). No Terreno Canaã dos Carajás isso ocorre principalmente devido a uma única amostra do Complexo Campina Verde que tem o valor mais negativo de $\epsilon_{Nd(t)}$ da literatura (-4,1), com $Nd-T_{DM} = 3,3$ Ga (Tabela 1). Já no Terreno Sapucaia uma amostra do Ortognaisse Caracol forneceu uma idade modelo anômala do Eoarqueano (3,9 Ga) e $\epsilon_{Nd(t)} = -3,4$ (Tabela 1). Com exceção dessas amostras que apresentam resultados destoantes das demais, pode-se destacar que os três terrenos têm assinaturas isotópicas análogas. Isto significa que apesar de serem separados por descontinuidades regionais (Figura 2), os diferentes terrenos da Província Carajás não devem ser interpretados como alóctones e essas grandes estruturas não podem ser consideradas como zonas de sutura. Aqui o termo terreno é utilizado apenas para se referir aos principais tipos de terrenos arqueanos, i.e., granito-greenstone e de alto grau.

Uma questão que chama a atenção e merece destaque é o fato de que algumas amostras, em especial das unidades TTG (suítes Mogno e Rio Verde) e SNK (Granodiorito Arraías), datadas em 2,92 Ga, forneceram valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ mais positivos do que a própria curva de evolução isotópica do manto empobrecido (*depleted mantle* – DM) de DePaolo (1981) (Figura 8). Além disso, onze amostras utilizadas para comparação também apresentaram um comportamento similar, das quais dez são representativas das unidades TTG e uma do Grupo Andorinhas (Figura 8). É importante destacar que, de modo geral, as unidades TTG dos três terrenos têm amostras com esse comportamento destoante, acima do DM. Apesar de existir vários mecanismos que podem influenciar a composição isotópica de rocha total, tais como assimilação crustal, heterogeneidade da fonte e perturbação isotópica pós-cristalização (ex. Kemp *et al.*, 2023), os dados da literatura foram medidos em diferentes laboratórios e os resultados apresentados neste estudo são considerados bons do ponto de vista analítico e, assim, devem de fato representar a assinatura do manto extraído para formar a crosta da Província Carajás. Portanto, isto indica que a extração crustal dessas rochas envolveu um manto com assinatura mais supracondrítica do que aquela do modelo proposto por DePaolo (1981).

Finalmente, outra questão que merece destaque são as diferenças observadas entre as idades modelo de Nd em rocha total e de Hf em zircão. Os valores de $Hf-T_{DM}^c$ dos granitoides de Ourilândia são essencialmente do Paleoarqueano (3,6–3,1 Ga) (Figura 7), enquanto, os valores de $Nd-T_{DM}$ são mesoarqueanos (3,1–2,8 Ga). Portanto, os dados de Hf em zircão sugerem extração crustal no Paleoarqueano e um maior tempo de residência crustal, enquanto os dados de Nd em rocha total indicam que a extração crustal ocorreu exclusivamente no Mesoarqueano, refletindo em um menor tempo de residência crustal. As evidências para formação de crosta antes do Mesoarqueano na Província Carajás se restringem ao registro de zircões detríticos em quartzitos da região de Rio Maria (Macambira *et al.*, 1998) e zircões herdados em gnaisses dos arredores de São Félix do Xingu (Teixeira *et al.*, 2001) que chegam a atingir idades de até -3,7 Ga (cf. Silva *et al.*, 2023). Além disso, na região de Xinguara, uma amostra do Ortognaisse Caracol forneceu idade modelo eoarqueana (3,9 Ga; Leite, 2001). Portanto, de fato, não podemos descartar a formação de crosta félsica eo-paleoarqueana na Província Carajás, no entanto, se um grande volume dessa crosta de fato se formou, então, pode-se admitir que essa não estaria aflorando ou que teria sido completamente retrabalhada ou substituída por uma crosta mesoarqueana.

Dados isotópicos de Nd-Hf e petrogênese dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia

Suítes Mogno

Os xenólitos da Suíte Mogno são intensamente deformados e mostram assinatura geoquímica típica das demais unidades TTG da província (Figura 6), bem como de outros terrenos arqueanos (ex. Moyen *et al.*, 2003; Laurent *et al.*, 2014a). Os dados de isótopos de Nd do xenólito forneceram valor supracondrítico de $\epsilon_{\text{Nd}(2,92 \text{ Ga})} = +2,6$ (Tabela 2), que são coerentes com o modelo petrogenético proposto por Silva *et al.* (2023). O modelo é baseado em balanço de massas de elementos maiores e modelamento de elementos traço e demonstra que um magma de composição similar ao xenólito tonalítico pode ser gerado por 16% de fusão parcial a partir de um metabasalto enriquecido (platô oceânico), similar as rochas do Grupo Tucumã-Gradaús, deixando um resíduo composto por anfibólio, granada, plagioclásio, ilmenita e clinopiroxênio. Esse modelo petrogenético também é coerente com os dados isotópicos de Hf em zircão obtidos para a mesma amostra de isótopos de Nd (NLD-31B), que forneceram valores condriticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando de +2,0 a -0,2 (Figura 7).

Suíte Rio Verde

Diferentemente dos xenólitos da Suíte Mogno, o *stock* trondhjemitico da Suíte Rio Verde apresenta algumas particularidades em relação as típicas suítes TTG, tais como baixo grau de deformação e presença de pequenos enclaves máficos (Figura 5c). A amostra do trondhjemitó porfirítico (NDP-113B) forneceu assinatura supracondrítica (Figura 8), com $\epsilon_{\text{Nd}(2,92 \text{ Ga})}$ de +3,7, o que indica uma origem juvenil. Entretanto, diferente do xenólito tonalítico, os resultados isotópicos de Nd são contrastantes com aqueles de Hf em zircão obtidos para a mesma amostra, que forneceu $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando entre +2,3 e -3,5 (Figura 7), sugerindo uma origem mais complexa que envolveria mistura entre *melt* tipo-TTG (juvenil) e um componente subcondrítico, provavelmente derivado do manto enriquecido. Nesse contexto, os dados de Hf em zircão são consistente com o modelamento geoquímico proposto por Silva *et al.* (2018), que indicaram que a composição do trondhjemitó poderia ser reproduzida por mistura binária entre 70–80% de *melt* tipo-TTG, representado no modelo por uma amostra trondhjemitica da região Água Azul do Norte, e 30–20% de *melt* derivado do manto enriquecido, no modelo correspondendo a um

quartzo diorito da Suíte Ourilândia. De fato, o conjunto de dados disponíveis para esse trondhjemitó, incluindo suas relações de campo e aspectos texturais, suportam o modelo petrogenético proposto por Silva *et al.* (2018).

Suíte Ourilândia

Diferentemente da Suíte Rio Maria, que mostra afinidade com as séries calcioalcalina granodiorítica e monzonítica, os SNK da Suíte Ourilândia, em particular do Granodiorito Ourilândia, apresentam afinidade com as séries calcioalcalina granodiorítica e tonalítica (Figura 4), o que é similar ao Complexo Campina Verde da área de Canaã dos Carajás (Feio *et al.*, 2013). A idade de 2,92 Ga obtida para o Granodiorito Arraías é inédita para SNK da Província Carajás e representa um dos eventos mais antigos de geração deste grupo de granitoides em todo o mundo. As demais unidades SNK da Província Carajás são datadas entre 2,88–2,85 Ga (Pimentel & Machado, 1994; Gaudette *et al.*, 1998; Avelar *et al.*, 1999; Rolando & Macambira, 2003; Santos *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2022). Em termos globais, suítes de rochas SNK apareceram no registro geológico como um componente restrito no Cráton Pilbara em ~2,95 Ga (Smithies & Champion, 2000) e permaneceram subordinadas até ~2,7 Ga, quando se tornaram um dos tipos de rochas mais importantes do registro Arqueano (Laurent *et al.*, 2014a; Moyen, 2020; Silva *et al.*, 2023).

O Granodiorito Arraías forneceu $\epsilon_{\text{Nd}(2,92 \text{ Ga})} = +2,9$ (Tabela 2), o que difere da assinatura isotópica de Hf em zircão com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,92 \text{ Ga})}$ variando entre +1,9 e -4,4 (Figura 7), para a mesma amostra analisada por Nd em rocha total (NDP-87). Resultado similar é observado para as variedades do Granodiorito Ourilândia que apresentaram valores muito próximos entre si, com $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})}$ variando entre +0,8 e +2,5, indicando uma origem juvenil (Figura 8). O granodiorito equigranular, principal variedade do Granodiorito Ourilândia, forneceu assinatura isotópica de Hf em zircão variando de supracondrítica a subcondrítica, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})}$ entre +3,4 e -2,0 (Figura 7), o que indica um componente mantélico e outro crustal (Silva *et al.*, 2023). Os dados de Hf são mais consistentes com os testes de modelagem geoquímica das diferentes variedades de SNK da Suíte Ourilândia, que podem ser geradas por 18–33% de fusão do manto enriquecido por 20–40% de *melt* tipo-TTG, sob condições oxidantes, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, magnetita +olivina (Silva *et al.*, 2022). Portanto, os resultados de Nd em rocha total são consistentes com uma origem mantélica

para a Suíte Ourilândia. Entretanto, não foi registrado valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ subcondríticos para essas rochas, o que levanta uma importante questão sobre a natureza e extensão do componente crustal admitido nos modelos petrogenéticos destas rochas. Os enclaves máficos e o quartzo diorito da Suíte Ourilândia mostram histórias petrogenéticas distintas com relação aos granitoides e foram admitidos como produto de fusão parcial do manto enriquecido por fluidos em menores pressões, fora da zona de estabilidade da granada, enquanto os granitoides e o quartzo monzodiorito foram formados na zona de estabilidade da granada, sendo que o manto foi enriquecido por *melt*-TTG.

Suíte Tucumã

As rochas da Suíte Tucumã são geoquimicamente afins dos granitoides CAAK (cf. Moyen, 2020) ou SNK alto-Ti (cf. Martin *et al.*, 2009), similar ao Granito Closepet do Cráton Dharwar na Índia (Moyen *et al.*, 2003) e com o Granito Matok do Bloco Pietersburg na África do Sul (Laurent *et al.*, 2014b) (Figura 6b). A variedade granodiorítica dessa suíte forneceu valor levemente subcondrítico de $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})} = -0,3$ (Figura 8), o que é coerente com os resultados de testes de modelamento geoquímico de Silva *et al.* (2022), os quais indicaram que um magma de composição similar aos granodioritos da Suíte Tucumã poderia ser formado pela fusão de 30% do manto enriquecido por 40% de *melt* tipo-TTG, em condições oxidantes e profundidades relativamente rasas, fora da zona de estabilidade da granada, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita, envolvendo a participação de um componente enriquecido em HFSE, tais como sedimentos, fluidos e/ou materiais da astenosfera. Já o monzogranito forneceu valor supracondrítico para $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})} = +0,9$ (Figura 8). Este resultado é inconsistente com o modelo geoquímico apresentado em estudos anteriores, onde a origem do monzogranito heterogranular teria envolvido uma mistura entre 60% de magma derivado do manto enriquecido (representado pelo granodiorito alto-Ti) com 40% de magma derivado da crosta (representado por uma amostra do Granito Boa Sorte). Realmente, para suportar o modelo supracitado é de se esperar uma assinatura isotópica de Nd intermediária entre o granodiorito alto-Ti ($-0,3$) e o Granito Boa Sorte ($-0,2$), o que não ocorre para os dados isotópicos de Nd, mas é verdadeiro para praticamente todos os parâmetros geoquímicos de elementos maiores e traços em rocha total (Silva *et al.*, 2022). Além dos dados geo-

químicos, como discutido por Silva *et al.* (2018, 2022), existem inúmeras evidências de mistura entre os granodioritos da Suíte Tucumã e o Granito Boa Sorte, tais como observações de campo (ex. relações de *mingling*) e microestruturais (ex. texturas de desequilíbrio, zoneamento oscilatório) (Figura 5v). De fato, processos envolvendo hibridização parece ter sido importante na origem dos monzogranitos da Suíte Tucumã. Não foram obtidos dados isotópicos de Lu-Hf para essa unidade e essa discussão poderá ser retomada em estudos futuros. Por enquanto, os dados isotópicos de Nd em rocha total para os monzogranitos da Suíte Tucumã podem ser admitidos como inconclusivos.

Suíte Canaã dos Carajás

O Granito Boa Sorte da Suíte Canaã dos Carajás forneceu valor levemente subcondrítico de $\epsilon_{\text{Nd}(2,88 \text{ Ga})} = -0,2$ (Figura 8), o que é coerente com retrabalhamento de uma crosta tipo-TTG. Isto é consistente com testes de modelamento geoquímico realizados por Silva *et al.* (2022). Esses autores indicaram que um magma com composição similar ao Granito Boa Sorte pode ser gerado por 18% de fusão parcial a partir de um trondhjemitó tipo-TTG análogo àqueles localizados a leste da área de estudo (área de Água Azul do Norte), sob condições relativamente oxidantes, deixando um resíduo composto por plagioclásio, quartzo, biotita, magnetita e ilmenita. Esses autores ainda apresentaram dados U-Pb SHRIMP para o Granito Boa Sorte que permitiram distinguir quatro populações de zircão datadas em 3,04 Ga, 2,98 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga. A população mais jovem (2,88 Ga) foi interpretada como a idade de cristalização magmática, que é contemporânea à formação do Granodiorito Ourilândia e forneceu valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,88 \text{ Ga})} = -0,8$ a $-4,1$ (Figura 7), que confirma uma origem envolvendo fonte crustal. Já a população de 2,93 Ga foi interpretada como cristais herdados a partir da fonte tipo-TTG e forneceu valores supracondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})} = +2,8$ a $+0,5$ (Figura 7), indicando uma origem juvenil. As populações datadas em 3,04 Ga e 2,98 Ga forneceram $\epsilon_{\text{Hf}(3,04 \text{ Ga})} = -0,7$ a $-1,2$ e $\epsilon_{\text{Hf}(2,98 \text{ Ga})} = +1,4$ a $-3,9$ (Figura 7), respectivamente, e foram interpretadas como xenocristais incorporados durante a colocação a partir das rochas encaixantes (Silva *et al.*, 2022, 2023).

Essa unidade fornece um excelente exemplo de como dados isotópicos de Hf em zircão podem ser mais robustos e informativos sobre a origem de rochas magmáticas, principalmente quando a gênese envolve intenso retrabalhamento crustal, se comparado aos

dados isotópicos de Nd em rocha total. Existem vários fatores que podem contribuir para as diferenças dos resultados isotópicos de Nd em rocha total e Hf em zircão. De fato, dados isotópicos de Hf em zircão tende a revelar mais informações sobre a história magmática e natureza da fonte para uma determinada amostra de rocha do que dados de isótopos de Nd em rocha total (ex. Milhomem Neto & Lafon, 2019). Isto é devido ao fato que dados isotópicos de Nd em rocha total fornecem uma composição isotópica média para cada amostra analisada, enquanto as composições isotópicas de Hf em zircão podem ser aplicadas a diferentes populações de zircão da mesma amostra de rocha, levando a melhores definições dos processos de formação e diferenciação da crosta continental (Fisher & Vervoort, 2018).

Ambiente tectônico e implicações para evolução acoplada crosta-manto no Mesoarqueano

Atualmente, inúmeros modelos e estilos tectônicos são discutidos para a formação de províncias arqueanas (Laurent *et al.*, 2014a; Moyen & Laurent, 2018; Stern *et al.*, 2018; Palin & Santoh, 2021; Silva *et al.*, 2023; e referências aí). Dois modelos geodinâmicos principais merecem destaque: *stagnant lid tectonics* (“tectônica de tampa estagnada”) vs. *mobile lid tectonics* (“tectônica de tampa móvel”), os quais têm levado diversas denominações, tais como tectônica vertical vs. tectônica horizontal, sagdução vs. subducção, entre outras variações tais como *drip tectonics* (tectônica por gotejamento), *dripduction*, *heat-pipe*, *drips and plumes* (Moyen & Laurent 2018; Stern *et al.*, 2018; e referências aí). O modelo de tectônica do tipo *stagnant lid* difere da tectônica de placas porque consiste em uma placa litosférica única, imóvel, onde plumas mantélicas são as principais fontes de calor para a geração de magmas. Com o maior gradiente geotérmico no Arqueano, essas plumas eram maiores e mais duradouras do que aquelas do manto pós-arqueano, o que leva a altas taxas de fusão parcial e formação de crosta oceânica duas a três vezes mais espessa se comparada a crosta oceânica moderna (Palin & Santoh, 2021; e referências aí). Assim, por causa do maior fluxo de calor do manto, a crosta oceânica arqueana era mais espessa, mais quente, mais flutuante e menos acoplada ao manto subjacente (Laurent *et al.*, 2014a; e referências aí). Abbott *et al.* (1994) apontam que a composição, espessura e temperatura da crosta oceânica exercem um controle de primeira ordem sobre a sua capacidade de iniciar subducção. Além disso, eles inferiram que uma subducção íngreme, similar à moderna, só poderia ser alcançada com uma crosta

fria e relativamente fina (<10 km). Laurent *et al.* (2014a) apontam que isso poderia ter sido alcançado em ~3,0 Ga, uma vez que komatiitos presentes na crosta oceânica teriam diminuído significativamente sua flutuabilidade. Palin & Santoh (2021) indicam que subducção no Arqueano deve ter operado em ângulos rasos (<10°), de modo que seria impossível para a crosta oceânica atingir condições ultra-alta pressão, o que explica a ausência dessas rochas no registro geológico até o final do Arqueano.

Do ponto de vista petrológico, o surgimento de SNK é considerado como um excelente marcador cronológico dos processos de enriquecimento do manto e de subducção (ex. Laurent *et al.*, 2014a; Moyen 2020; Silva *et al.*, 2022). No entanto, também existem modelos que propõem *stagnant lid tectonics* para explicar a formação dos diferentes grupos de granitoides arqueanos (ex. Nebel *et al.*, 2018; Costa *et al.*, 2020). Nebel *et al.* (2018) utilizando modelamento numérico e evidências geológicas postularam que quando o manto astenosférico interage por convecção com a base da litosfera pode ser criados gotejamentos crustais (*crustal drips*). Nesse contexto, os domos de TTG são estruturas positivas em resposta as estruturas negativas geradas pelos gotejamentos máficos. Assim, com o aumento das condições de pressão e temperatura ocorre fusão parcial de metabasaltos hidratados no interior das *drips*, o que produz magmas do tipo-TTG, que ascendem para se colocar na crosta. Além disso, Nebel *et al.* (2018) postularam que os magmas tipo-TTG derivados de gotejamentos assimétricos (*asymmetric drips*) poderiam interagir com o manto astenosférico para formar os SNK. *Asymmetric drips* seriam consideradas como estruturas estacionárias que se desenvolvem por longos períodos de tempo na interface entre planos crustais mais espessos e mais delgados (Nebel *et al.*, 2018). Essas estruturas poderiam se desenvolver por fluxo intracrustal e diferenças na rigidez da crosta e eventualmente poderiam evoluir para um cenário de subducção.

Assim como em outras províncias arqueanas, na Província Carajás não há consenso se havia subducção para a formação e retrabalhamento da crosta no Mesoarqueano. No entanto, há consenso de que processos relacionados à tectônica vertical anteciparam a ocorrência de tectônica horizontal e que a nucleação dos continentes primitivos deve ter ocorrido acima de plumas do manto, que envolveu retrabalhamento na base de platôs máficos, delaminação e principalmente um desenvolvimento acoplado da crosta continental e do manto litosférico subcontinental. Entre os modelos

de tectônica vertical proposto para a Província Carajás, pode-se destacar aquele de Leite *et al.* (2004) que sugerem que as suítes TTG e *greenstone belts* foram gerados por processos de subducção, que envolve subsidência e fusão parcial da base da crosta máfica para gerar magma tipo-TTG, enquanto os SNK e BG seriam formados por subducção. Enquanto isso, baseado em interpretação de imagens aerogeofísicas, Costa *et al.* (2020) destacaram que o Domínio Rio Maria possui uma arquitetura domos-e-quilhas e que teria se formado por *drip tectonics*, enquanto o Domínio Carajás mostra uma estruturação linear relacionada com tectônica horizontal, que teria se iniciado apenas no Neoarqueano. Isso difere do modelo de Leite *et al.* (2004) que propõem subducção ainda no final do Mesoarqueano. Costa *et al.* (2020) indicam que *drip tectonics* teria operado durante todo o Mesoarqueano, levando a formação dos diferentes grupos granitoides, na ausência de subducção, similar ao modelo de Nebel *et al.* (2018). Costa *et al.* (2020) postularam que uma crosta oceânica hidratada poderia entrar no manto por gotejamento, de modo que a fusão parcial no interior do gotejamento permitiria a geração de magmas do tipo-TTG, assim como o metassomatismo do manto. Nesse contexto, um evento relacionado à pluma poderia levar a fusão parcial do manto que já estaria enriquecido pela interação com magmas do tipo-TTG, o que permitiria a formação de magmas do tipo-SNK. Finalmente, a colocação desses magmas na base da crosta teria levado à formação dos granitos crustais e dos granulitos. De fato, a proposta acima explica com certa coerência a formação dos diferentes grupos de granitoides mesoarqueanos da Província Carajás. No entanto, existem inúmeras evidências petrológicas que vão de encontro a postulação de *drip tectonics* para a formação do registro geológico mesoarqueano da Província Carajás.

Nesse contexto, do ponto de vista petrogenético, além do surgimento dos SNK, que por si só já poderia ser considerado como um bom indicativo da operação de subducção no Mesoarqueano, pode-se apontar outras evidências que enfraquecem o modelo de *drip tectonics* nesse período. Por exemplo, é consenso que esses “gotejamentos” de crosta máfica só podem afundar no manto se estiverem previamente metamorizados para rochas refratárias e, conseqüentemente, anidras, como é o caso dos eclogitos. No entanto, dados geoquímicos indicam que os TTG da Província Carajás são formados em diferentes níveis de profundidade por fusão parcial de anfibolitos e não de eclogitos (cf. Almeida *et al.*, 2011; Marangoanha *et al.*, 2019). Assim, é improvável que um reservatório crustal de composição anfibolítica teria uma densidade suficiente para afundar por gotejamento no manto peridotítico mais denso. Outra questão petrológica importante é que em um modelo de *drip tectonics* a interação do manto com uma fase fluida seria bastante limitada, visto que o material máfico que com-

põem o “gotejamento” estaria bastante desidratado pelo metamorfismo progressivo. Portanto, do ponto de vista petrológico, um modelo envolvendo subducção de baixo ângulo sob um platô oceânico seguido de um cenário de colisão microcontinental explica de modo mais satisfatório a formação dos diferentes grupos de granitoides mesoarqueanos, bem como dos gnaisses e granulitos da Província Carajás. Por outro lado, um cenário de domos-e-quilhas poderia ser atribuído à formação de crosta no Paleoarqueano, conforme indicado pelos dados isotópicos de Hf em zircão (Silva *et al.*, 2023).

De fato, o Terreno Rio Maria preserva uma estruturação tipo domos-e-quilhas que foi superposta por uma foliação tectônica NW-SE, enquanto os terrenos Sapucaia e Canaã dos Carajás mostram maior intensidade de deformação e linearidade das estruturas na direção E-W. No entanto, na Província Carajás existe um número bem maior de estudos que indicam subducção durante o Mesoarqueano (ex. Machado *et al.*, 1991; Avelar *et al.*, 1999; Althoff *et al.*, 2000; Pidgeon *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2011; Tavares *et al.*, 2018; Marangoanha *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021a, 2022, 2023) se comparado as propostas de tectônica vertical (ex. Leite *et al.*, 2004; Costa *et al.*, 2020). Para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia, Silva *et al.* (2023) postularam um modelo tectônico de três estágios para explicar a petrogênese e as idades modelo de Hf em zircão, onde a crosta extraída durante o Paleoarqueano poderia ter sido gerada em um ambiente de domos-e-quilhas de longa duração (-0,5 Ga). No Mesoarqueano, essa crosta mais antiga foi reciclada por subducção de baixo ângulo em um platô oceânico (segundo estágio), levando ao enriquecimento do manto. Este ambiente permitiu a formação dos granitoides tipo-TTG (suítes Mogno e Rio Verde) e a primeira geração de SNK (Granodiorito Arraías) em 2,92 Ga. Após 30 milhões de anos de quiescência magmática, uma colisão microcontinental de curta duração (terceiro estágio) definida pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.*, 2019, Silva *et al.*, 2021a) e associada com espessamento crustal e com *slab breakoff* deu origem a um grande volume de magmas derivados do manto e da crosta em um curto intervalo de tempo (-2,88 Ga). Aqui vale destacar que os dados isotópicos de Nd não indicam extração crustal durante o Paleoarqueano, entretanto eles indicam uma assinatura mantélica para a maioria das rochas estudadas, o que sugere uma origem a partir do manto, como é o caso das suítes Ourilândia e Tucumã, que são derivados diretamente a partir do manto enriquecido. As suítes TTG não foram geradas diretamente do manto, mas são formadas a partir de metabasaltos recém extraídos do manto. Para simplificar, na Figura 9 é apresentado um esquema ilustrando o modelo petrogenético e tectônico para as diferentes unidades de granitoides estudadas.

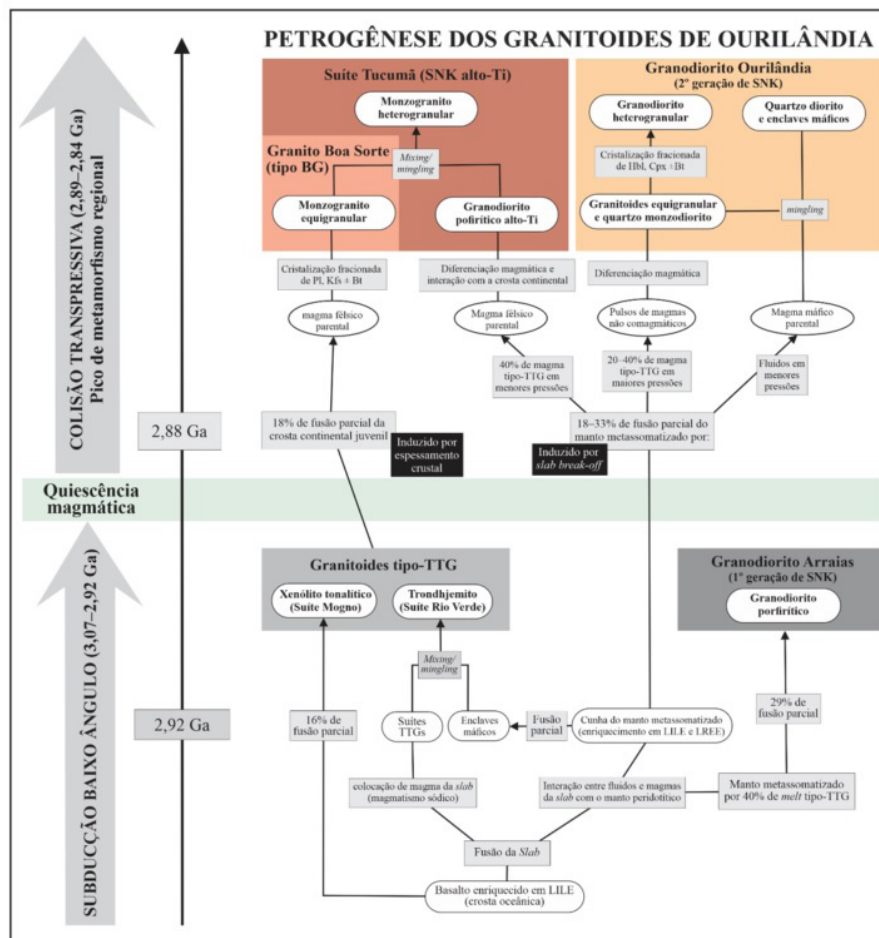


Figura 9. Esquema sintetizando o modelo petrogenético e tectônico dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (modificado de Silva et al., 2023).

Finalmente, pode-se destacar que a formação do Granodiorito Arraias indica que pelo menos desde 2,92 Ga o manto já estava enriquecido e evoluindo de modo acoplado com a crosta continental da Província Carajás. Isto permitiu a interação crosta-manto necessária para a geração das suítes Ourilândia e Tucumã. Nossos dados indicam que o principal período de crescimento e retrabalhamento crustal registrado pelos granitoides de Ourilândia (2,88 Ga) está relacionado ao cenário colisional que é contemporâneo ao pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga) da Província Carajás. Nesse ambiente, espessamento crustal foi um processo importante para a geração de calor e fusão parcial da crosta TTG, permitindo a colocação de grandes volumes de magmas graníticos, como o Granito Boa Sorte. Isto indica que esse período representa o pico de espessamento crustal arqueano assim como o ápice de espessamento do manto litosférico subcontinental da Província Carajás.

CONCLUSÕES

1. De modo geral, os dados de isótopos de Nd são coerentes com modelos petrogenéticos propostos anteriormente. (i) Os TTG mostram $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +2,6 e +3,7, o que atesta uma origem a partir de metabasaltos recém extraídos do manto. (ii) A Suíte Ourilândia forneceu $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +0,8 e +2,9, o que é coerente com uma origem juvenil, envolvendo fusão parcial diretamente do manto. (iii) A Suíte Tucumã forneceu $\epsilon_{Nd(t)}$ variando entre -0,3 a +0,9. As informações disponíveis na literatura para essas rochas indicam uma petrogênese mais complexa, envolvendo fusão parcial do manto enriquecido e hibridização com magma crustal. (iv) O Granito Boa Sorte forneceu $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,2, o que é consistente com uma origem envolvendo retrabalhamento de crosta TTG.

2. Os dados de Nd em rocha total indicam extração crustal no Mesoarqueano (3,1–2,8 Ga), o que difere dos dados de isótopos de Hf em zircão que fornecem idades modelos crustais paleoarqueanas (3,6–3,1 Ga). De qualquer forma, os dados isotópicos de Nd indicam uma assinatura mantélica para a maioria das rochas estudadas, o que sugere uma origem juvenil, durante o Mesoarqueano, provavelmente em um ambiente de subducção-colisão, que permitiu a geração contemporânea de magmas derivados do manto e da crosta em um curto período de tempo (2,88 Ga).

3. A formação do Granodiorito Arraias em 2,92 Ga indica que desde então o manto já estava enriquecido e evoluindo de modo acoplado com a crosta continental da Província Carajás, o que permitiu a interação crosta-manto necessária para a geração das suítes Ourilândia e Tucumã. Espessamento crustal foi um processo importante para a geração de calor e fusão parcial da crosta TTG, o que levou a colocação de grandes volumes de magmas graníticos, similar ao Granito Boa Sorte, em um cenário colisional, durante o pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga).

4. Os terrenos da Província Carajás se distinguem pelo grau de diversificação litológica, que é um reflexo de diferentes intensidades de retrabalhamento crustal. No entanto, as idades modelos de Nd indicam que não há diferenças significativa nas assinaturas isotópicas desses terrenos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, pela infraestrutura. Ao Laboratório de Geocronologia da UnB, pelas análises isotópicas. Aos laboratórios de Geologia Isotópica e Microanálises da UFPA, pelo suporte técnico. Aos membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da UFPA, pelo apoio e pelas inúmeras discussões sobre o tema. À Comissão Organizadora do 13º volume do Contribuições à Geologia da Amazônia e à leitura minuciosa de um revisor anônimo que fez inúmeras sugestões que levaram ao aprimoramento deste trabalho. À Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA) pela concessão de recursos pecuniários para a pesquisa e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa ao primeiro autor (L.R. Silva: proc. 150023/2023-5; edital FAPESPA/CNPQ 008/2022 – Programa de Apoio à Fixação de Jovens Doutores no Brasil) e de produtividade em pesquisa – CNPq (D.C. Oliveira: proc. 311647/2019-7 e 312151/2023-3). Além de projetos financiados pelo CNPq (D.C. Oliveira: Proc. 435552/2018-0 e 406227/2023-3).

REFERÊNCIAS

- Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H. 1994. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **99**:13835–13850.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1-2):1–29.
- 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.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João X.S. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: Araújo O.J.B., Maia R.G.N. (org.). *Serra dos Carajás*: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília, DF, DNPM/CPRM, p. 17–50. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- 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**(4):453–460.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U-Pb and Pb-Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**:1423–1440.
- 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 Planets Space*, **35**:1–11.

- Costa F.G., Santos, P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S., 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: 102817.
- Costa U.A.P., Paula R.R., Silva D.P.B., Tavares F.M., Oliveira J.K.M., Justo A.P. 2016. Mapa geológico-geofísico ARIM Carajás. Belém: CPRM. Escala 1:250.000. Programa Geologia do Brasil (PGB) – Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral de Carajás – ARIM Carajás.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais* [...], CD-rom.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196
- Docege E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, CVRD, Belém, *Anais* [...], p.10–54.
- 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.
- Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Science*, **101**:102598.
- Fisher C.M. & Vervoort J.D. 2018. Using the magmatic record to constrain the growth of continental crust-The Eoarchean zircon Hf record of Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **488**:79–91.
- 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. *J. Petrol.*, **42**:2033–2048.
- Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(3):533–564.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, *Anais* [...], CD-ROM.
- 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 Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:351–363.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **72**: 219-246.
- Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z., 2017. Archean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective, In: Halla, J., Whitehouse, M.J., Ahmad, T., Bagai, Z. (Eds.). *Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: insights from Archean Cratons*. Geological Society, London, *Special Publications*, **449**: 1–18.
- Heilimo E., Halla J., Holttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**(1–4):27–39.
- Kemp A.I.S., Vervoort J.D., Petersson A., Smithies R.H., Lu Y. 2023. A linked evolution for granite-greenstone terranes of the Pilbara Craton from Nd and Hf isotopes, with implications for Archean continental growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **601**:117895.
- Lafon J.M., Scheller T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG–Núcleo Norte, Belém, *Resumos expandidos* [...], p. 321–323.
- Lameyre J., Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **14**:169–186.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014a. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**:208–235.
- Laurent O., Rapopo M., Stevens G., Moyen J.F., Martin H., Doucelance R., Bosq C. 2014b. Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional magmatism: case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa. *Lithos*, **196–197**:131–149.
- Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Phd Thesis. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:447–458.
- Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP-Série Científica*, **16**(2):37–66.

- Ludwig K.R. 2008. *User's manual for Isoplot 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center (Special Publication).
- Lugmair G.W. 1974. Sm-Nd ages: a new dating method. *Meteoritics*, 9:369.
- Lugmair G.W., Scheinin N.B., Marti K. 1975. Sm-Nd age and history of Apollo 17 basalt 75075: evidence of early differentiation of the lunar exterior. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 6th vol. 2. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplies*, 6:1419-1429.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B - estado do Pará*. CPRM, Brasília, 344 p.
- Macambira M.J.B., Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38 (12):1134-1142.
- Macambira M.J.B., Pidgeon R.T., Lafon J.M. 1998. Crescimento Crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: SBG, 40º Congresso Brasileiro Geologia, SBG, Belo Horizonte, *Anais*[...], p. 55.
- Machado J.R.M., Oliveira D.C., Almeida J.A.C. 2021. Geologia, geoquímica e afinidades tectonomagmáticas dos granitoides de Bannach do Domínio Rio Maria, Província Carajás, Brasil. *Geologia USP-Série científica*, 21(2):5-90.
- Machado N., Lindenmayer Z., 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.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350-351: 105275, DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105275.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoproterozoic A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*. 338:105585
- Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 100 (1-2): 15-33.
- Martins P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, 302:340-357.
- Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geosci. Front.*, 10:1477-1506.
- Millet M.A. & Dauphas N. et al. 2016. Titanium stable isotope investigation of magmatic processes on the Earth and Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, 449:197-205.
- 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.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S.A., Melo G.H.C., Silva M.A.D., Tassinari C.C.G., Sato K., 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineral Deposita* 50, 517-546.
- Moyen J.F. 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. In: Dey S., Moyen, J.-F. (Eds.). *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 489, <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>
- Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, 302-303:99-125.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127(1-3):103-123.
- Nascimento A.C. em preparação. Petrogênese e contextualização tectônica dos granitoides mesoarqueanos do subdomínio Sapucaia (Domínio Carajás) e implicações para a evolução crustal da Província Carajás. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.
- Nebel O., Capitanio F.A., Moyen J.F., Weinberg R.F., Clos F., Nebel-Jacobsen Y.J., Cawood P.A. 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 376:20180103.
- Oliveira D.C., Gabriel E.O., Santos P.J.L., Silva C.R.P., Rodrigues D.S., Santos R.D., Galarza M.A., Marangoanha B., Santos M.S., Souza D.B. 2014. Geologia da região de Água Azul do Norte (PA) - Implicações para a compartimentação tectônica do Domínio Carajás. 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, 1 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: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Resumos*[...], 1 CDrom.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J., Machado J.R.M., Felix W.Q., Silva-Silva L.C., Santos R.F.S., Silva F.F., 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: 17º Simpósio de Geologia da Amazônia (SGA). SBG-UFOPA-CPRM, Santarém (PA), *Anais*[...].

- 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.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha, B. 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. In: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA.
- Salvador A. 1994. International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy. 2nd Edition, Norway, 214 p.
- Palin R.M. & Santosh M. 2021. Plate tectonics: What, where, why, and when? *Gondwana Research*, **100**:10.1016/j.gr.2020.11.001.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):370-415.
- 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.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb do Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Resumos Expandidos*, p. 390-391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):597-606.
- Râmô O.T., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Leite A.A.S., Oliveira D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton, Brazil: positively anorogenic. *Journal of Geology*, **110**:603-610.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(3), 597-633.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, *Expanded Abstracts*[...], 1 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**(4):453-488.
- Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):325-354.
- Santos M.N.S., Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:279-301.
- Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O. 2018. Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA): implicações tectônicas para a Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*, **18**:119-148.
- Semprich J., Moreno J.A., Oliveira E.P. 2015. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research*, **269**:122-138.
- Siepierski, L., Ferreira Filho, C.F., 2020. Magmatic structure and petrology of the Vermelho Complex, Carajás Mineral Province, Brazil: Evidence for magmatic processes at the lower portion of a mafic-ultramafic intrusion. *Journal of South American Earth Sciences*. **102**: 102700. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102700>
- Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjêmíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(1):13-46.
- Silva F.F., Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva L.R., Cunha I.V. 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoproterozoic plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **102**:102696.
- Silva L.R. 2022. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.
- Silva L.R., Oliveira D.C. 2019. Magmatismo mesoarqueano de Ourilândia do Norte-PA: afinidades petrológicas e implicações tectônicas para a Província Carajás. In: Teixeira S.G. & Chaves C.L. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **11**, p.133-166.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U-Pb-Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*. **398**, 107204.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432-433**: 106901. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901>

- Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 82:33-61.
- 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: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, *Anais*[...], CD rom.
- Silva R.C.S., Sabóia A.M., Oliveira H.J. 2021b. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria - Novas Fronteiras Rio Maria. Escalas: 1:250.000-1:100.000. CPRM, Belém, pp. 274.
- Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustini, J.M., Melo, G.H.C., Xavier, R.P., Toledo, B.A.M., 2021a. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. *Lithos*, 388-389, 106078.
- Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 100:102-568.
- Smithies R.H. & Champion D.C. 2000. The Archean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth. *Journal of Petrology*, 41(12):1653-1671.
- Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) - PMC. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, *Anais*[...], CDrom.
- 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 in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research*, 109(3-4):293-315.
- Stern R.J., Gerya T., Tackley P.J. 2018. Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets, dwarf planets, large moons, and large asteroids. *Geosci. Front.*, 9:103-119.
- Tassinari, C.C.G., Tachibana, J., Tulio, M., Livio, R., Gaia, C. 2005. Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. In: 1º Simpósio Brasileiro de Metalogenia, SBG, Porto Alegre: *Resumos* [...], 1 CD-ROM.
- Tavares F.M., Trouw R.A.J., Silva C.M.G., Justo A.P., Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern carajás province, Amazonian Craton, Brazil: revealing complex structural patterns. *J. South Am. Earth Sci.* 88:238-252.
- Teixeira N.P., Moura C.A.V., Bettencourt J.S. 2001. Evidência da existência de crosta Arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-Núcleo Norte, Belém, *Resumos expandidos*[...], 1 CD-ROM.
- Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Santos J.O.S., Kemp A., Evans N. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: combined in situ Hf-O isotope of zircon. *Lithos*, 332-333:1-22.
- Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Silva A.C., Santos P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, 8(3):291-323.
- Terentiev R.A. & Santosh M. 2018. High magnesian granitoids in the Precambrian continental crust: Implication for the continuum between ferro-potassic and magnesian-potassic rock suites. *Lithos*, 314-315: 669-682.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein EL. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (org.). *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: texto explicativo*. Belém, 39-112 p. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/10443>

Origem, afinidades petrológicas e significado tectônico da Suíte Sanukitoide Água Limpa do Subdomínio Sapucaia, sudeste da Província Carajás (Cráton Amazônico)

Insights into the origin, petrological affinities and tectonic significance of the Água Limpa sanukitoid suite in the Sapucaia subdomain, southeastern of the Carajás Province (Amazonian Craton)

Aline Costa do Nascimento^{1,2,*}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2},
Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2}, Luciano Ribeiro da Silva^{1,2}, Pablo José Leite-Santos^{1,2}

RESUMO: Este estudo investiga a origem, afinidades petrológicas e significado tectônico dos plútons Água Limpa (GAL) e Água Azul (GAA) que afloram no Subdomínio Sapucaia (extremo sul do Domínio Carajás). Tais plútons ocorrem como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W. Eles são formados por granodioritos e subordinados tonalitos e monzogranitos porfiríticos, com variáveis proporções de biotita, anfibólio e epidoto. Apresentam assinatura geoquímica caracterizada por altos conteúdos de Mg, Cr e Ni bem como de K, Ba e Sr, o que caracteriza a afinidade sanukitoide dessas rochas, e as distinguem das associações tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e leucogranodioritos arqueanos. Os padrões de elementos terras raras (ETR) exibem significativo fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) com moderada razão La_N/Yb_N e anomalia de Eu ausente ou pouco expressiva. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão indicam que os magmas geradores dos sanukitoides estudados foram cristalizados em 2,87 Ga, com xenocristais datados em 2,92, 2,96 e 2,99 Ga, os quais provavelmente foram incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão do magma sanukitoide. A integração dos dados adquiridos neste estudo com aqueles gerados em trabalhos anteriores indica que os magmas geradores da Suíte Sanukitoide Água Limpa foram colocados sintectonicamente a partir de zonas de cisalhamento de escala regional em um cenário colisional (pós-subducção), definido pelo

pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga). Este cenário envolveu espessamento crustal e *slab break-off*, que permitiu fusão parcial da cunha do manto previamente enriquecida para gerar os magmas da Suíte Água Limpa.

PALAVRAS-CHAVE: sanukitoides, geocronologia, petrogênese, Subdomínio Sapucaia, Província Carajás.

ABSTRACT: This study investigates the origin, petrological affinities, and tectonic significance of the Água Limpa (GAL) and Água Azul (GAA) plutons, which crop out in the Sapucaia Subdomain (southernmost Carajás Domain). These plutons occur as two elongated bodies along the regional E-W trend. They are composed of granodiorites with subordinate tonalites and porphyritic monzogranites, showing variable proportions of biotite, amphibole, and epidote. Their geochemical signature is characterised by high Mg, Cr, and Ni contents as well as elevated K, Ba, and Sr levels, defining the sanukitoid affinity of these rocks, distinguishing them from Archean tonalite-trondhjemitic-granodiorite (TTG) associations and leucogranodiorites. The rare earth element (REE) patterns exhibit significant heavy rare earth element (HREE) fractionation with a moderate La_N/Yb_N ratio and an absent or weakly expressed Eu anomaly. U-Pb SHRIMP zircon geochronological data indicate that the magmas

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), caixa postal 8608. CEP-66075-110, Belém, Pará, Brasil.

² Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (PPGG), IG, UFPA, Brasil.

E-mail: aline.nascimento@ig.ufpa.br

generating the studied sanukitoids were crystallized at 2.87 Ga, with xenocrysts dating to 2.92, 2.96, and 2.99 Ga, likely incorporated from the host rocks during the ascent of the sanukitoid magma. The integration of data from this study with previous research indicates that the magmas of the Água Limpa Sanukitoid Suite were emplaced syntectonically from regional-scale shear zones in a post-collisional (post-subduction) setting, defined by the peak of regional metamorphism in the Carajás Province (2.89–2.84 Ga). This scenario involved crustal thickening and slab break-off, which allowed partial melting of the previously enriched mantle wedge to generate the magmas of the Água Limpa Suite.

KEYWORDS: sanukitoids, geochronology, petrogenesis, Sapucaia Subdomain, Carajás Province.

INTRODUÇÃO

Sanukitoides arqueanos representam uma associação de rochas amplamente distribuída, volumetricamente menor comparada à série tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), e carregam um significado petrogenético singular para a formação inicial da crosta terrestre e transição da tectônica de placas para o estilo moderno (Laurent *et al.* 2014). A assinatura geoquímica e isotópica dos sanukitoides é considerada paradoxal, devido ser caracterizada tanto por componentes crustais (e.g., altos conteúdos de Ba, Sr e ETRL; baixos conteúdos de HFSE, ETRP) quanto mantélicos (alto Mg, Cr e Ni) (Halla 2005, Joshi *et al.* 2016), favorecendo dois modelos distintos: a interação entre a fusão de TTG e peridotito (Rapp *et al.* 2010) ou a fusão parcial de um manto metassomatizado (Heilimo *et al.* 2010). No entanto, a maioria dos sanukitoides não são magmas primitivos, podendo ter sido submetidos à extensa contaminação por fluidos ou por fundidos tipo-adakítico ou TTG, ambos liberados pela placa subductante (Laurent *et al.* 2014). Essa associação de rochas tem sido descrita em vários crátons e consiste principalmente de rochas plutônicas do Meso- ao Neoarqueano (2,95-2,50 Ga), variando de dioritos a monzogranitos (Laurent *et al.* 2014, Oliveira *et al.* 2011, Silva *et al.* 2023). Em geral, os sanukitoides são metaluminosos ($A/CNK \geq 0,78$) e moderadamente potássicos ($K_2O/Na_2O \sim 0,68$), com valores de $Mg\#$ tipicamente alto ($\geq 0,55$). Martin *et al.* (2009) propuseram a subdivisão dos

sanukitoides *sensu strictu* ($TiO_2 < 1,2\%$) e *lato sensu* ($TiO_2 > 1,2\%$) para diferenciar o grupo cálcico-alcalino de alto K-Ti conhecido como Closepet (Moyen *et al.* 2003).

Os sanukitoides são encontrados geralmente delimitando as zonas de contato entre blocos crustais com histórias tectônicas distintas. Extensas ocorrências de sanukitoides foram identificadas na Província Carajás (Oliveira *et al.* 2010, 2011, Santos e Oliveira 2016, Silva *et al.* 2022, 2023), com idades de 2,87 Ga e 2,92 Ga; sendo considerados uma das ocorrências mais antigas do mundo. No extremo sul do Domínio Carajás, alojado entre zonas de cisalhamento transtensivas E-W, dois plutons denominados de Água Limpa e Água Azul foram identificados por Gabriel e Oliveira (2014), aqui referida coletivamente como Suíte Água Limpa. Esses granitoides exibem características geoquímicas semelhantes a de sanukitoides típicos descritos em outros crátons arqueanos (e.g., Crátons Pilbara, Dharwar, Kareliano, dentre outros; Moyen 2019, Heilimo *et al.* 2013). Esta contribuição apresenta dados de campo, petrografia, geoquímica e idade de cristalização dos sanukitoides da Suíte Água Limpa, com o objetivo de esclarecer: (1) a idade, petrogênese e ambiente tectônico dos sanukitoides estudados; (2) restringir a origem dos granitoides com altos teores de Mg; (3) contribuir para a compreensão sobre a evolução dos sanukitoides arqueanos da Província Carajás, e compará-los com rochas similares em outros crátons. O estudo de sanukitoides arqueanos oferecem informações cruciais sobre os processos tectono-magmáticos que ocorreram durante a formação inicial da crosta continental e entender sua gênese contribui para o conhecimento sobre o crescimento crustal no Arqueano, além de desvendar o papel da interação manto-crosta na diferenciação de magmas, e os mecanismos que levaram à estabilização de crátons antigos.

GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico, localizado ao norte da plataforma Sul-americana (Fig 1a,b), é bem conhecido por ser uma das maiores e mais antigas áreas cratônicas do mundo, com significativa diversidade litológica e abundantes depósitos minerais (Almeida *et al.* 1981). Ele se consolidou a partir da fusão de massas terrestres arqueanas durante o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, atingindo com estabilidade ao final do Mesoproterozoico (Cordani *et al.* 2000). Dentro desse cráton encontra-se a Província Carajás, que representa seu núcleo arqueano (Tassinari e Macambira 2004).

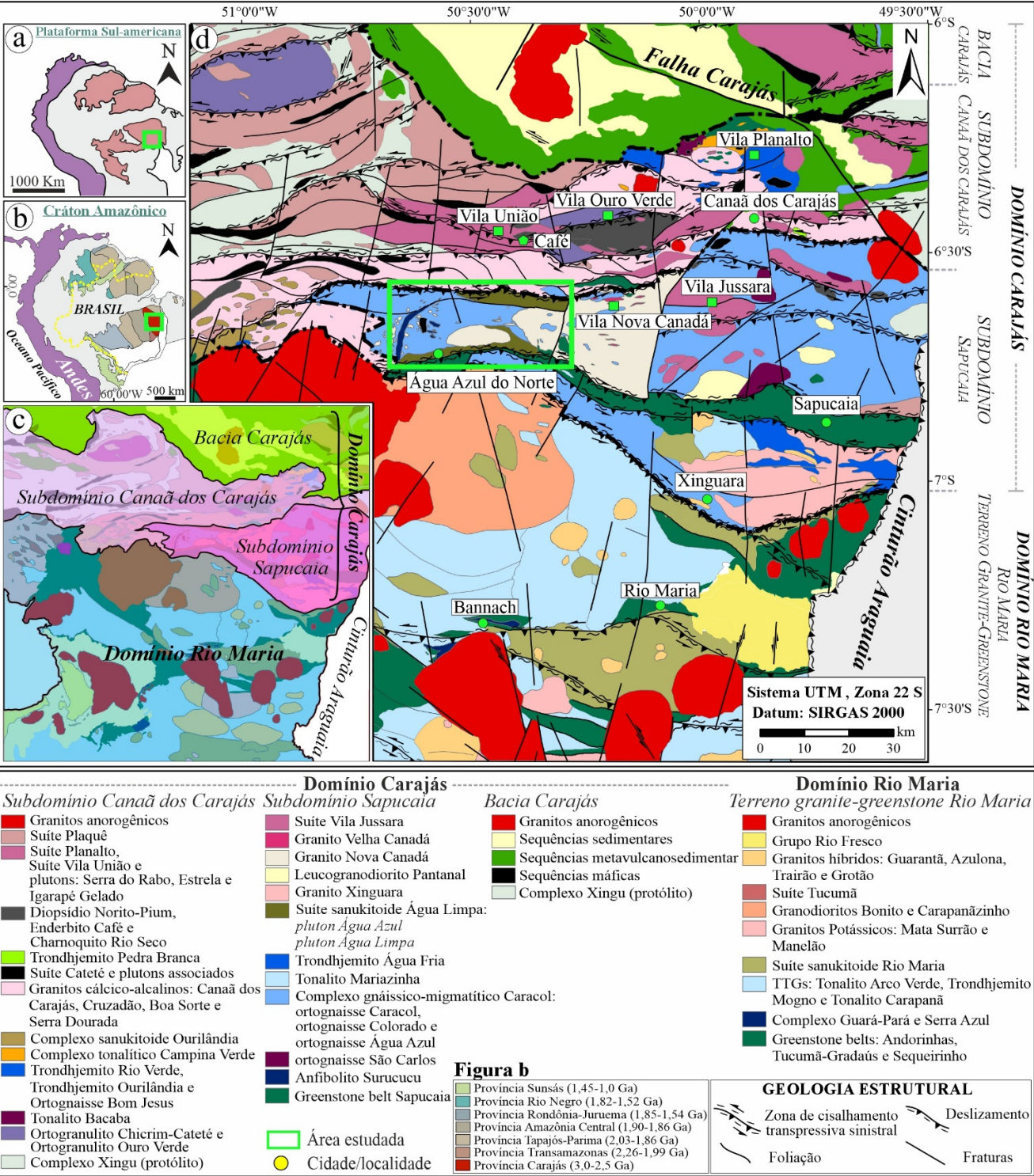


Figura 1. Contexto geológico regional da Província Carajás (Nascimento et al. 2023): (a) localização do Cráton Amazônico e Província Carajás (destacado em verde) na Plataforma Sul-americana (Almeida et al. 1981); (b) províncias geocronológicas baseada em Tassinari e Macambira (2004), e limites tectônicos por Santos (2003); (c) subdivisão atual dos terrenos litotectônicos (Oliveira et al. 2023) da Província Carajás (Dall'Agnol et al. 2013); (d) mapa geológico da Província Carajás, ilustrando a área de estudo reportada em detalhe na Fig. 2.

Província Carajás compreende dois terrenos divididos por extensas zonas de cisalhamento regionais E-W: o Domínio Rio Maria ao sul e o Domínio Carajás ao norte (Fig. 1c). O Domínio Rio Maria, datado do Mesoarqueano, representa um típico terreno 'granito-greenstone', caracterizado por grandes estruturas em

forma de domo (diâmetro aproximado de 45-35 km) cercado por cinturões de rochas metavulcânicas e metassedimentares de baixo grau do greenstone belt Andorinhas de 3,0-2,97 Ga (Souza et al. 2001). Outras rochas constituem o embasamento, incluindo TTGs de idade 2,98-2,92 Ga (Trondhjemitó Mogno, Tonalito Arco

Verde, e Tonalito Mariazinha; Althoff *et al.* 2000), suíte sanukitoide Rio Maria, granitos potássicos e híbridos, e TTGs diferenciados de 2,88-2,87 Ga, exibindo um padrão regional predominante na direção NW-SE a E-W (Fig. 1d; Almeida *et al.* 2011, 2013, Oliveira *et al.* 2010, Santos e Oliveira 2016, Silva *et al.* 2023, Silva-Silva *et al.* 2020). Sobrepondo essas unidades, estão sequências metassedimentares do Grupo Rio Fresco (Vasquez e Rosa-Costa 2008). Em contraste, o Domínio Carajás, datado do Meso- ao Neoarqueano, apresenta uma configuração geológica e estrutural mais complexa (3,07-2,70 Ga; Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2020), dividida em três subdomínios: o subdomínio Sapucaia, subdomínio Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Fig. 1d; Oliveira *et al.* 2023). O conjunto de rochas que constituem o embasamento deste segmento crustal foi submetido à deformação regional (Pinheiro e Holdsworth 2000) e metamorfismo no Mesoarqueano (3,0-2,8 Ga) relacionado com a colisão dos Domínios Carajás e Rio Maria (Marangoanha *et al.* 2020). Durante este evento, desenvolveram-se zonas de cisalhamento dúcteis sinistrais e de empurrão com tendência WNW-ESSE e transporte SW para NE (Araújo e Maia 1991). O subdomínio Canaã dos Carajás forma o embasamento da bacia, sendo caracterizado pelo predomínio de granitos potássicos e presença de migmatitos, granulitos e charnoquitos, com ocorrência restrita de TTGs (Feio *et al.* 2013, Felix *et al.* 2020, Marangoanha *et al.* 2020, Rodrigues *et al.* 2014). Esta pesquisa se concentra no Subdomínio Sapucaia, que exibe altas taxas de deformação e metamorfismo (Nascimento *et al.* 2023), e magmatismo neoarqueano (Dall'Agnol *et al.* 2017). A Bacia Carajás compreende sequências metavulcanosedimentares neoarqueanas (> 2,76 Ga), intrudidas por magmatismo bimodal coevo (rochas máficas-ultramáficas e granitos subalcalinos; Barros *et al.* 2009, Tavares *et al.* 2018). Eventos térmicos em torno de 1,88 Ga levaram a um extenso plutonismo granítico anorogênico na Província Carajás (Dall'Agnol e Oliveira 2007).

METODOLOGIA

Mapeamento Geológico

Os sanukitoides mesoarqueanos do Subdomínio Sapucaia foram mapeados em escala de detalhe (1:50.000) por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), com resultados iniciais publicados por Gabriel e Oliveira (2014). Este estudo apre-

senta uma atualização do mapa geológico da área de Água Azul e localidade Nova Canadá, com a integração de novos dados de mapeamento geológico e interpretação estrutural (Fig. 3). A partir da utilização do Sistema de Informação Geográfica (GIS), esses dados foram integrados com fotointerpretação de radar e imagens aerogeofísicas disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (<https://geosgb.cprm.gov.br/>).

Petrografia, mineralogia e investigação microestrutural

Microscopia óptica foi conduzida em 45 lâminas polidas representativas dos plutons Água Limpa e Água Azul, com composição mineralógica por Gabriel e Oliveira (2014). Mínimo de 2000 pontos por lâminas foram contados a partir de um contador automático de *Stageledge, software Hardledge* desenvolvido por *Endeep*. A classificação seguiu as recomendações da Subcomissão Sistemática de Classificação de Rochas Ígneas da IUGS (Le Maitre *et al.* 2002). A investigação microestrutural foi conduzida de acordo com Nedelec e Bouchez (2015) e Passchier e Trouw (2005).

Geoquímica em rocha-total

Os procedimentos convencionais de preparação de amostras (trituração de 5-10 Kg de rocha com britador de mandíbulas, pulverização em *shatterbox*, homogeneização e quarteamento) para análise de geoquímica em rocha total foram realizados na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFPA em 32 amostras representativas dos sanukitoides estudados. Uma alíquota de aproximadamente 50-100 gramas para cada amostra pulverizada foram analisadas no Laboratório *ACME Analytical Ltda.* (Vancouver, Canadá). A preparação das amostras para análise envolveu a fusão com borato de Lítio, com os elementos maiores analisados por Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES), enquanto os elementos traço por Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS). A reprodutibilidade foi verificada conforme indicado por múltiplas análises de padrões de referência e duplicatas, considerando satisfatória com erros até 0,01% para os elementos maiores e 0,5-0,1% para os elementos menores e traço. Mais detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em <http://www.acmelabs.com>.

Preparação de amostras para datação

A preparação de amostras para datação foi feita conforme métodos de rotina adotados no Laboratório PARÁ-ISO (IG/PPGG/UFPA) e consistiu na britagem, deslamagem, peneiramento em quatro diferentes fra-

ções granulométricas (250, 180, 125 e 75 μm), separação dos minerais pesados com o microbateamento em água, secagem em estufa (100° C), separação magnética com imã de neodímio e com o separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, microbateamento em álcool, separação de aproximadamente 100 cristais de zircão em lupa binocular, colagem dos cristais selecionados em fita adesiva dupla-face antes da preparação dos *mounts* com resina *epoxy* na Oficina de Laminação do IG/UFGA, que tem o objetivo de expor a seção longitudinal do grão. Preferência foi dada para aqueles cristais não magnéticos, transparentes, euédricos, sem metamictização aparente, sem fraturas ou inclusão. Imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (ERE) foram obtidos utilizando o microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 da marca ZEISS e ZEISS SIGMA-VP, no Laboratório de Microanálises do IG/UFGA. Nesta etapa, as seções polidas foram metalizadas durante 30 segundos com uma fina camada de ouro antes da inserção na câmara de amostras à vácuo. As condições de operação do equipamento para CL seguem o padrão de corrente de feixe de elétrons de 90 μA , voltagem de aceleração constante de 10 kV e distância de trabalho de aproximadamente 13 mm. Já para as imagens de ERE foram analisadas sob condições similares, exceto a voltagem de aceleração de 20 kV e distância de trabalho de 15 mm. Estas imagens auxiliaram na observação de estruturas internas dos cristais (zoneamento, inclusões e fraturas) e na seleção das melhores áreas/domínios dos cristais para datação.

Geocronologia U–Pb SHRIMP em zircão *in situ*

Esta etapa foi feita no Laboratório GeoLab/IGC/USP (Universidade de São Paulo) utilizando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma microsonda iônica de alta resolução e sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC. As análises seguiram o protocolo descrito em Sato *et al.* (2014) com *spot* de 25 μm aproximadamente. A sequência de cada ciclo de análises intercalou quatro leituras na amostra e uma no material de referência, tal como o Temora-2 (416,78 Ma; Black *et al.* 2004). A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do zircão de referência foi usada para os cálculos dos fatores de correção do Pb comum e de fracionamento nas amostras, e o zircão SL13 (238 ppm) como composição de referência do U (Sato *et al.* 2014). Para a correção de contribuição do Pb comum foi utilizado o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo proposto por Stacey e Kramers (1975). Os dados foram reduzidos usando o *Software SQUID 1.6*, com o cálculo das idades no intervalo de 2 sigmas e a construção dos diagramas concórdia com o *Software Isoplot/EX 4.15* de (Ludwig 2009).

GEOLOGIA, RELAÇÃO DE CAMPO E GEOLOGIA ESTRUTURAL

A suíte Água Limpa consiste em dois plútons, denominados como Água Limpa (GAL; com área aproximada de 126 km^2) e Água Azul (GAA; cobrindo uma área de 62 km^2 ; Gabriel e Oliveira 2014). Tais plútons estão encaixados em zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais de direção E-W que delimitam os Domínios Rio Maria e Carajás (Fig. 2). Esses granitoides afloram como extensos lajedos ou blocos rolados formados por rochas de coloração cinza escuro (Fig. 3a). Ao sul da área de estudo, o plúton Água Azul intrude as rochas metamáficas do *Greenstone belt* Sapucaia de 3,06 Ga (Fig. 3b), enquanto o plúton Água Limpa é interceptado ao norte pelo Granito Boa Sorte e a nordeste pelo Leucogranodiorito Nova Canadá de 2,87 Ga (Fig. 3c; Rodrigues *et al.* 2014, Leite-Santos e Oliveira 2016). Ambos plútons também intrudem o complexo de ortognaisses migmatizados de Água Azul com idades entre 3,06–2,93 Ga, que ocupa a parte central da área (Fig. 2). Diques máficos, granitos potássicos e subcalinos (Granito Velha Canadá e granitoides da Suíte Vila Jussara) com idades de 2,74–2,73 Ga cortam os plútons sanukitoides (Leite-Santos e Oliveira 2016). Em termos estruturais, os granitoides estudados exibem deformação heterogênea, frequentemente apresentando foliação milonítica com tendência E-W a WNW-ESSE e mergulhos variando de moderados a íngremes (40°–89°) para o sul. Assimetrias, tais como fábrica S/C, com porfiroclastos rotacionados e dobras em “s”, indicam um sentido de cisalhamento sinistral nesta zona. No plúton Água Limpa é observado estruturas planares localmente transpostas para a direção N-S em cinemática dextral e desenvolvimento de dobras apertadas. O bandamento composicional e xistossidade raramente ocorrem onde as taxas de recristalização são mais intensas. As lineações de estiramento mineral também possuem mergulhos íngremes a subverticais (60–85°) tanto para norte quanto para sul, indicando transpressão. Adicionalmente, essas rochas são interceptadas por fraturas com orientações N-S, NW-SE e NE-SW, alinhando-se com aquelas fraturas observadas em diques máficos do Neoarqueano. Enclaves máficos achatados e xenólitos raramente são arredondados e geralmente estão rotacionados e orientados de acordo com a foliação da rocha. Esses enclaves mostram evidências de interação com os granitoides hospedeiros.

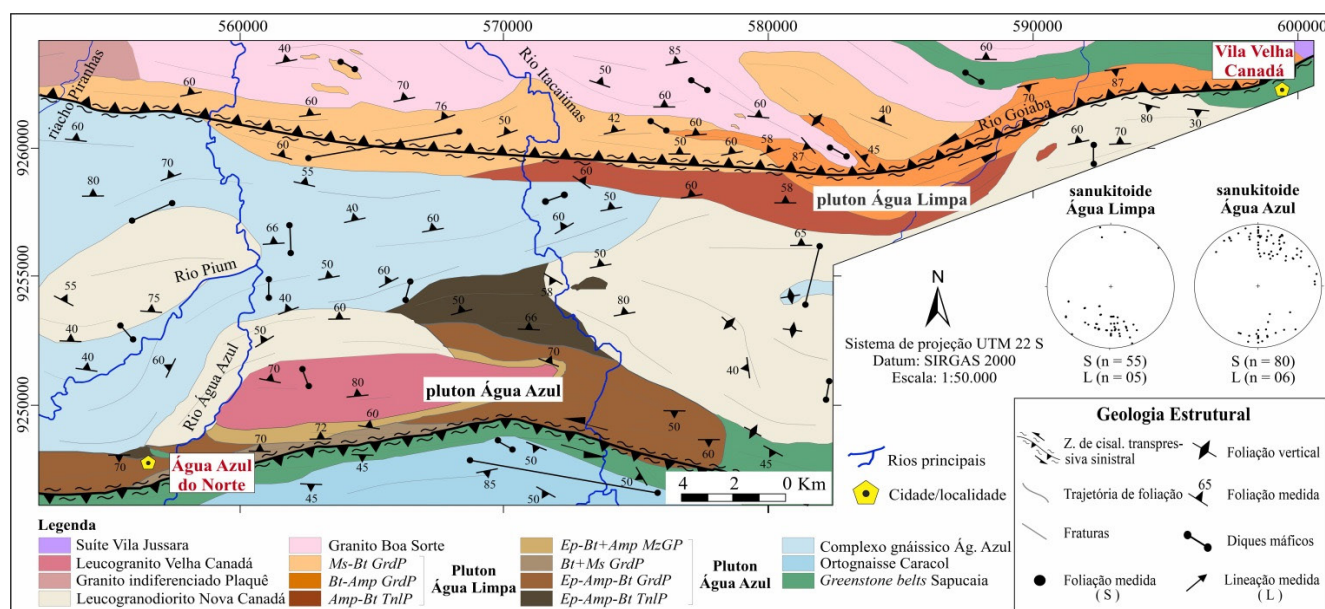
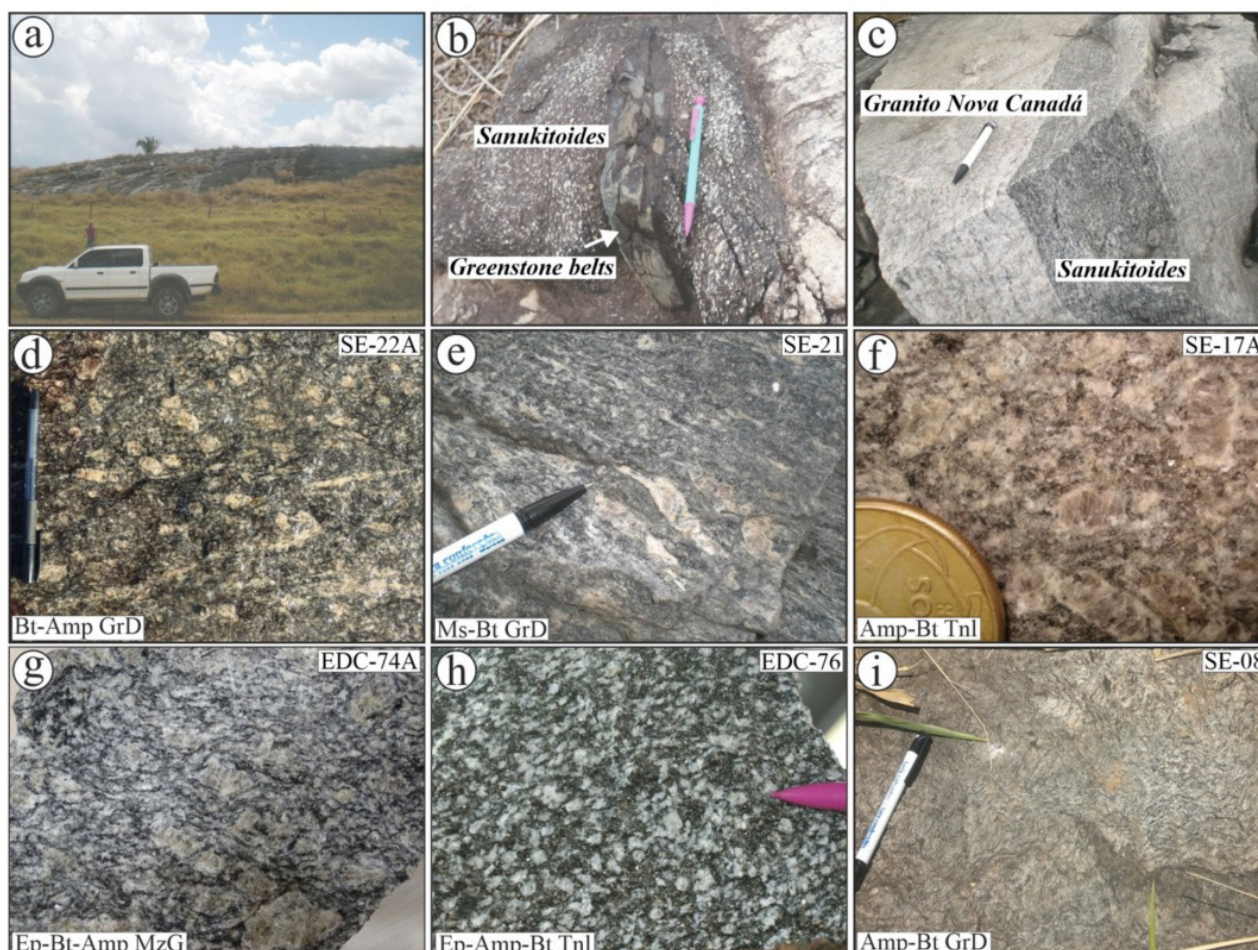


Figura 2. Mapa geológico da área de Água Azul do Norte ilustrando as fácies petrográficas identificadas na Suíte sanukitoide Água Limpa. As projeções estereográficas de igual-área (Schmidt-Lambert) são mostradas à direita, com as respectivas projeções da foliação e lineação medidas.



PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAL

A Suíte Água Limpa é composta principalmente por granodioritos com variações subordinadas de monzogranitos e tonalitos (Fig. 3d-i; Fig. 4). Tais rochas exibem textura porfírica inequigranular, com cristais xenomórficos a hipidiomórficos seriados. Os fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio variam de 0,5-5,0 cm, comumente imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação média a fina (~ 1 cm) e rica em minerais máficos fortemente orientados ($M = 29-21\%$). As variedades com muscovita apresentam características hololeucocráticas ($M' < 11\%$; Fig. 4; Tabela 1), enquanto as variedades granodioríticas e tonalíticas são leucocráticas ($M' \sim 20\%$). A mineralogia é proporcionalmente composta de plagioclásio (49,5-32,9%), quartzo (29,2-19,7%) e microclina (11-1%) como minerais essenciais. Biotita, anfibólio e epidoto magmático são as principais fases varietais (27-10%; Tabela 1). Allanita, zircão, apatita, magnetita e titanita são os minerais acessórios primários. Fases secundárias são representadas por clorita, muscovita, hematita, goethita, pirita, sericita, carbonato, escapolita, e raras titanitas e epidoto. As composições modais permitiram a diferenciação de fácies petrográficas para ambos plútons, onde a distribuição espacial é exibida na Fig. 2. O plúton Água Azul foi dividido nas fácies epidoto-anfibólio-biotita tonalito, epidoto-anfibólio-biotita granodiorito, biotita-muscovita granodiorito, e epidoto-biotita-anfibólio monzogranito; enquanto o plúton Água Limpa foi dividido nas fácies anfibólio-biotita tonalito, biotita-anfibólio granodiorito, e muscovita-biotita granodiorito (ver os diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' de Le Maitre *et al.* 2002; Fig. 4).

Plagioclásio — ocorre em dois tipos texturais, como plagioclásio 1 na forma de cristais prismáticos subautomórficos e inequigranulares de até 5 cm, exibindo localmente bordas albiticas e mimerquitas no contato com microclina e, nos cristais maiores, desenvolve maclas do tipo *Carlsbad* (Fig. 5a-d). Quando há alterações, estas afetam os núcleos dos cristais, que são substituídos parcialmente por sericita, carbonatos e epidoto. O plagioclásio 2 ocorre como novos grãos xenomórficos de granulação fina (até 1 cm), formando agregados poligonais.

Quartzo — ocorre em quatro tipos morfológicos: (i) quartzo 1 — são cristais inequigranulares (variando entre 2,0 e 1,0 cm), xenomórficos a subautomórficos, que apresentam formas granulares de contatos curvos;

(ii) quartzo 2 — forma novos grãos subautomórficos variando entre 0,5 e 0,1 mm, com contatos sub-retilíneos em agregados poligonais; (iii) quartzo 3 — restringe-se às fácies portadoras de anfibólio, apresentando granulação muito fina e formas subarredondadas, é tipicamente xenomórfico; (iv) quartzo 4 — é encontrado nas variedades mais evoluídas, como microcristais vermiculares ou em formas de gotas em intercrescimento com bordas sódicas do plagioclásio nos pequenos bulbos de mirmequitas.

Microclina — é comum nas rochas mais evoluídas e encontra-se em dois tipos morfológicos distintos (Fig 5b,e): (i) microclina 1, de granulação variando de 5,0 a 1,0 mm, é subautomórfica, com maclas *Carlsbad* e albita-periclina bem desenvolvidas, localmente exibindo micropertitas. Em alguns casos, possuem textura poiquilítica, englobando plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio; (ii) microclina 2, que forma cristais subautomórficos e equigranulares finos (até 1,0 mm), exibindo contornos regulares em agregados poligonais. Seu maclamento albita-periclina é difuso e pode exibir micropertitas.

Biotita — ocorre em dois tipos texturais: (i) biotita 1 é a mais abundante, forma cristais equigranulares finos (geralmente com 1 mm), subautomórfica, de contato reto com anfibólio e epidoto magmático, e pode estar parcialmente alterada para clorita ao longo de suas clivagens; (ii) biotita 2 ocorre como finos cristais subautomórficos e lamelares.

Anfibólio — é inequigranular, variando entre 4,0 e 0,3 mm, xenomórfico a subautomórfico de contatos irregulares. Pode desenvolver prismas curtos, muitas vezes maclados, e formato sigmoidal (Fig. 5f). Pode conter inclusões de opacos, zircão e quartzo 3.

Epidoto — é mais comum no GAA do que no GAL, atingindo no primeiro a concentração varietal (> 1,0%). Com base em suas características texturais, foram identificadas duas gerações distintas: (i) epidoto 1, de origem magmática, incolor a levemente esverdeado, subautomórfico, prismático, localmente zonado e/ou maclado, possui contatos retos com biotita, sugerindo equilíbrio entre ambos, e contatos irregulares com as demais fases. É comum nesses cristais a preservação de núcleos de allanita automórfica, muitas vezes zonada; (ii) epidoto 2, de origem secundária, forma cristais xenomórficos muito finos, geralmente de cor amarelo esverdeado, os quais preenchem veios e/ou fraturas, associam-se à clorita e à escapolita e podem ocorrer no interior ou nas bordas de plagioclásio alterado.

Muscovita — é encontrada como cristais lamelares subautomórficos e equigranulares finos (com até 0,5 mm), os quais se associam à biotita, mostrando contatos retos, ao passo que exibem contatos irregulares com as demais fases. São mais comuns no GAL do que no GAA e, geralmente, só estão presentes nas rochas mais evoluídas e sem anfibólio. As fases acesórias primárias são minerais opacos, allanita, zircão, apatita, titanita e, restritamente, turmalina (apenas no GAA), que, de forma geral, são automórficos, ocorrem inclusos e/ou associados aos minerais ferromagnesianos precoces. Clorita, escapolita, sericita e carbonatos compõem as principais fases minerais secundárias, que são produtos de alteração pós-magmática de feldspatos, biotita e anfibólio, sendo formados por microcristais que podem substituir parcial ou completamente estes minerais, ocupando suas partes centrais, bordas, clivagens ou fraturas.

Em termos microestruturais, a deformação é heterogênea e dúctil nas proximidades de zonas de

cisalhamento e de maior pressão diferencial, cuja textura porfirítica predominante é geralmente sobreposta por textura milonítica, com graduada transição entre elas. A heterogeneidade da atuação da deformação nos sanukitoides estudados também é registrada na forma dos fenocristais de feldspatos, variando de tabular (eudral) para sigmoidal ou achatado. Nas zonas de maior deformação, os granitoides mostram foliação definida pelo alinhamento dos minerais máficos, e porfiroclastos de feldspatos, além de desenvolvimento de agregados policristalinos estirados com microestruturas de *bulging* (BLG) e rotação de subgrão (SGR). Localmente, há ocorrência de recrystalização por migração de limite de grão (GBAR). Os agregados máficos consistem em porfiroclastos de anfibólio, comumente de formato ocelar (Fig. 5f) e biotita; com menor proporção de epidoto. O plúton Água Azul é predominantemente composto de agregados idiomórficos de biotita e epidoto. Por vezes, porfiroclastos de microclina microperítica e plagioclásio exibem extinção ondulante, estruturas manto-e-núcleo, *microkinks*, e quartzo fitado.

Tabela 1. Análise modal de amostras representativas da Suíte sanukitoide Água Limpa. Os dados são reportados como valores mínimos, máximos, e mediana entre parênteses compilados de Gabriel e Oliveira (2014).

Unidade Facies/ Amostras	pluton Água Limpa			pluton Água Azul			
	Amp-Bt Tnl	Bt-Amp-GrD	Ms-Bt-GrD	Ep-Amp-Bt-Tnl	Ep-Amp-Bt-GrD	Amp-Ep-Bt-MzG	Ms-Bt-GrD
Mineral (%)							
Quartzo	16,9 - 27,5 (19,7)	21,2 - 23,0 (21,9)	25,2 - 32,4 (29,2)	19,5 - 29,2 (25,9)	22,1 - 25,6 (23,7)	23,1 - 24,5 (23,9)	24,9 - 25,6 (25,3)
Plagioclásio	48,1 - 61,2 (49,5)	35,9 - 43,0 (39,6)	43,6 - 53,6 (47,6)	47,2 - 48,6 (48,1)	35,7 - 38,1 (37,1)	32,1 - 33,9 (32,9)	46,2 - 46,7 (46,4)
Microclina	0,2 - 4,2 (1,4)	7,6 - 13,6 (9,6)	5,6 - 16,5 (11,1)	1,1 - 2,5 (0,7)	12,2 - 14,6 (13,3)	18,7 - 24,3 (20,2)	5,0 - 10,0 (7,5)
Hornblenda	0,9 - 19,8 (12,5)	12,3 - 18,1 (14,4)	0,0	0,4 - 7,9 (5,4)	1,1 - 14,2 (9,3)	0,0 - 0,9 (0,2)	0,0
Biotita	7,9 - 21,8 (14,3)	10,8 - 14,6 (13,2)	6,5 - 14,1 (10,1)	11,5 - 22,8 (18,1)	10,0 - 17,2 (12,1)	17,3 - 22,1 (19,3)	17,1 - 21,2 (19,2)
Epidoto	0,1 - 0,2 (0,1)	Tr* - 0,5 (0,1)	Tr* - 0,5 (0,1)	0,3 - 1,8 (1,0)	0,3 - 2,1 (0,9)	Tr* - 2,6 (1,2)	Tr* - 0,7 (0,4)
Acessórios primários	Tr* - 0,4 (0,01)	Tr* - 0,5 (0,08)	Tr* - 0,8 (0,3)	Tr* - 0,4 (0,05)	Tr* - 0,5 (0,07)	Tr* - 0,8 (0,12)	Tr* - 1,2 (0,15)
Minerais secundários	Tr* - 6,9 (0,3)	Tr* - 2,1 (0,6)	Tr* - 0,3 (0,04)	Tr* - 0,5 (0,04)	Tr* - 6,8 (0,4)	Tr* - 1,0 (0,2)	Tr* - 0,2 (<0,1)
Conteúdo de máficos (M)	10,9 - 34,2 (28,8)	24,1 - 32,6 (28,0)	7,2 - 14,4 (10,9)	19,5 - 32,3 (25,0)	18,9 - 27,5 (23,8)	18,9 - 23,7 (21,5)	17,4 - 22,4 (19,9)
Recálculo/100%							
Quartzo	25,9 - 31,0 (27,8)	29,9 - 31,8 (30,9)	29,0 - 38,0 (33,2)	29,0 - 37,4 (34,5)	30,5 - 33,7 (32,0)	29,3 - 32,3 (31,0)	31,1 - 32,7 (31,9)
Microclina	0,0 - 5,7 (1,9)	11,4 - 18,8 (13,4)	7,2 - 18,9 (12,6)	0,0 - 3,1 (0,9)	16,1 - 19,7 (17,9)	24,7 - 30,4 (26,2)	6,6 - 12,2 (9,4)
Plagioclásio	64,8 - 74,1 (70,3)	49,5 - 57,0 (55,7)	50,2 - 58,2 (54,2)	60,5 - 71,0 (64,6)	47,6 - 52,4 (50,1)	40,3 - 43,9 (42,8)	56,7 - 60,7 (58,7)

Valores entre parênteses representam medianas. * Tr = Valores traços (< 0,1%). Abreviações: Amp = anfibólio; Bt = biotita; Ms = muscovita; Ep = epidoto; Tnl = tonalito; GrD = granodiorito; MzG = monzogranito.

GEOQUÍMICA

Investigação de mobilidade elementar

Os granitoides da Suíte Água Limpa foram submetidos à intensa deformação relacionada à reativação de zonas de cisalhamento que interceptam a área de Água Azul do Norte. Processos metamórficos associados ao embasamento de composição TTG do Subdomínio Sapucaia também podem ter afetado a mobilidade

elementar de tais rochas de forma secundária. Portanto, é necessário avaliar a potencial mobilidade dos elementos de amostras representativas dos sanukitoides estudados antes de fazer a caracterização petrogenética dessas rochas.

Todas as variedades de sanukitoides aflorantes no Subdomínio Sapucaia são macroscopicamente desprovidas de alteração e apresentam baixa perda ao fogo (LOI 0,3-1,4 %), exceto uma amostra do GAA que exibe um LOI máximo de 2%.

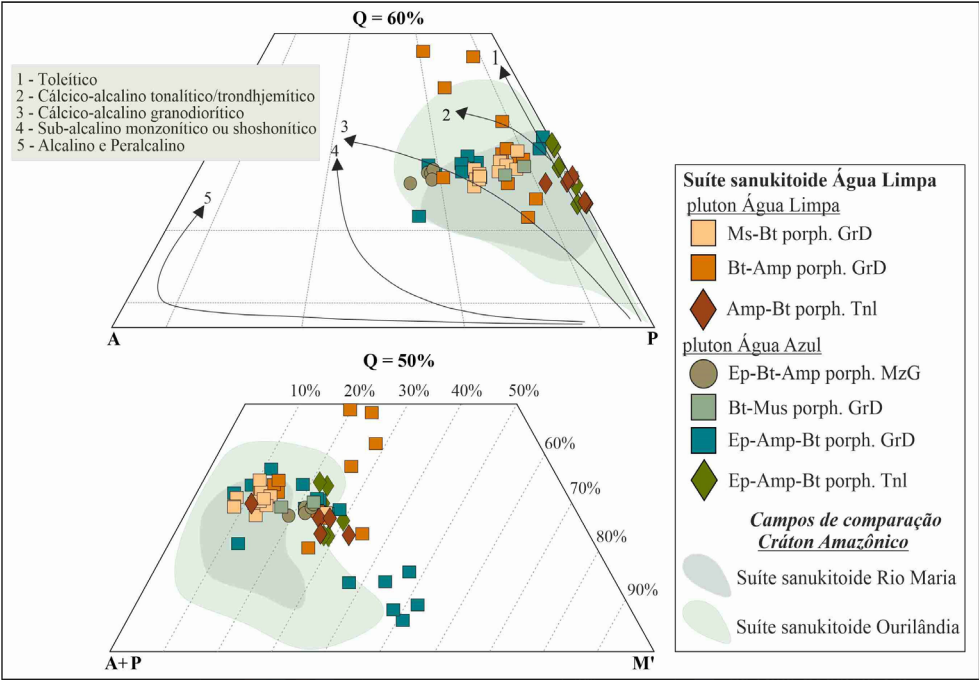
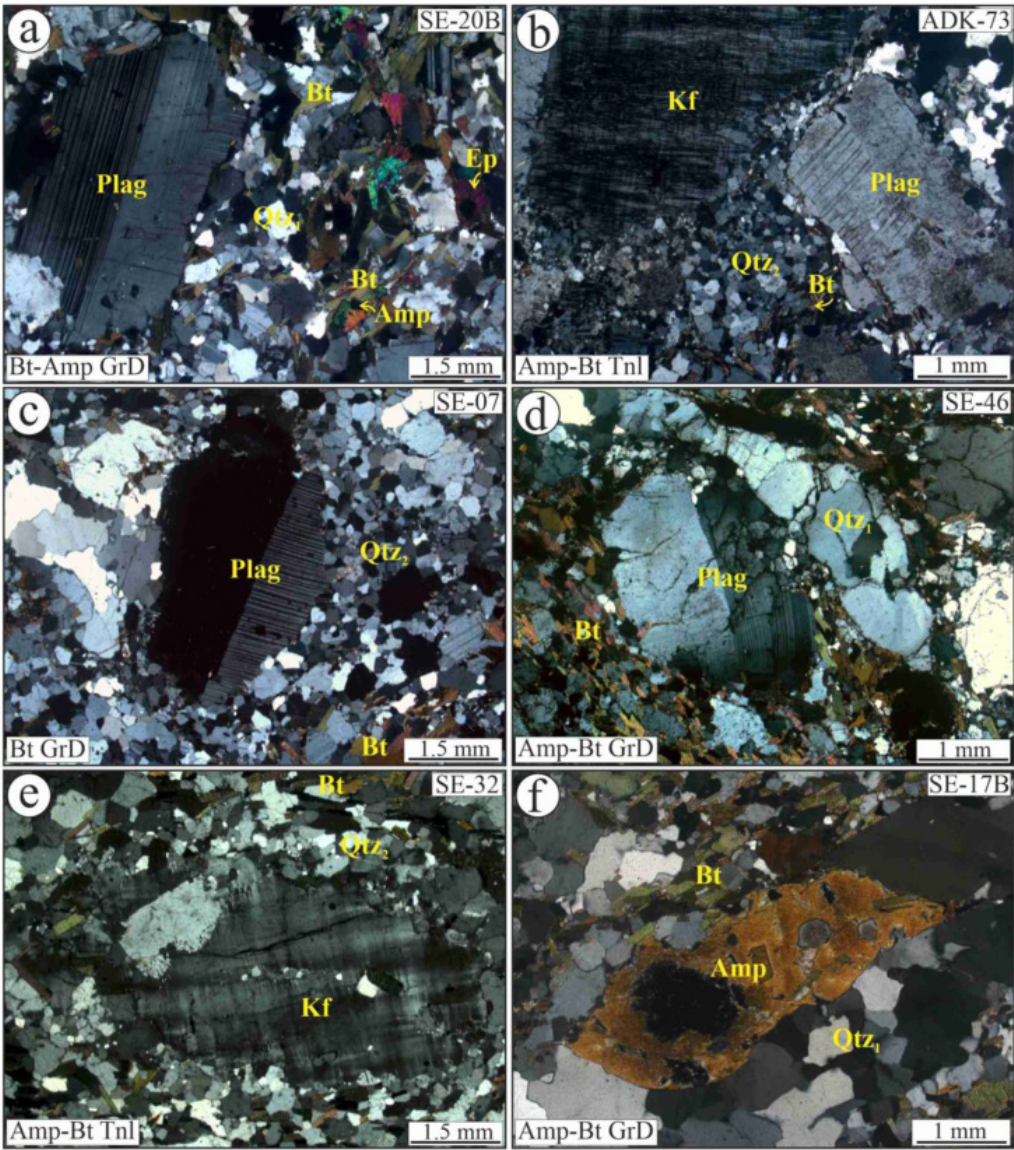


Figura 4. Diagramas de classificação [Q-A-P e Q-(A + P)-M'] baseado em Le Maitre et al. (2002) para os plútons Água Limpa e Água Azul, e suas variedades petrográficas. O diagrama ilustra as séries graníticas 1-5 e seus trends evolucionários como abordado por Bowden et al. (1984). Campos comparativos foram estabelecidos usando sanukitoides arqueanos da Província Carajás (Oliveira et al. 2010, 2011, Santos e Oliveira 2016, Silva et al. 2022,2023).

Figura 5. Aspectos microestruturais da Suíte Sanukitoide Água Limpa. (a-f) textura porfirítica caracterizada por fenocristais de plagioclásio e k-feldspato imersos em matriz de granulação média. Notar a forte foliação desses granitoides, comumente apresentando cristais curvados, quartzo fitado, textura manto-e-núcleo, e anfibólio em formato sigmodal.



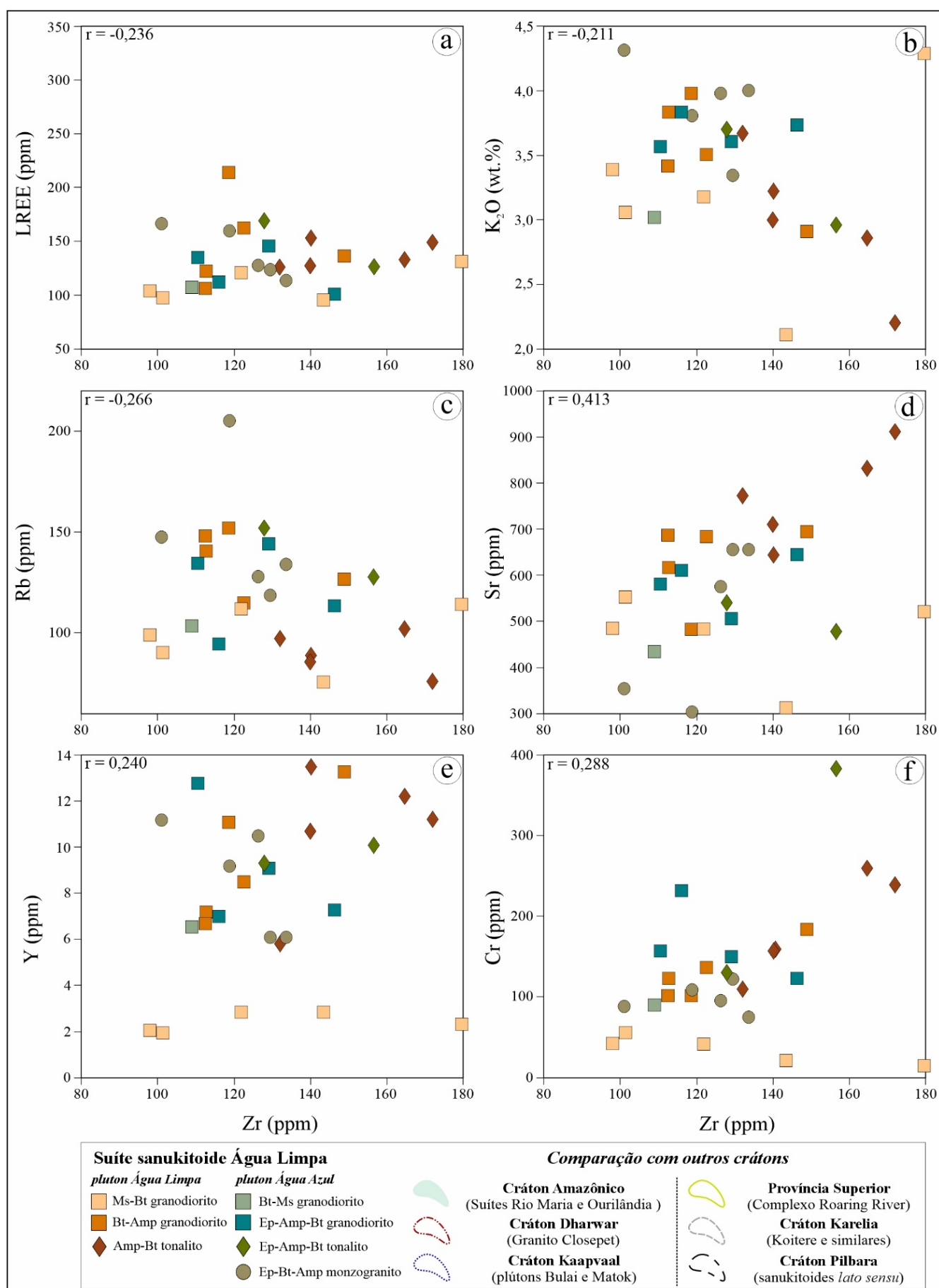


Figura 6. Comportamento de óxidos e elementos químicos com a variação de Zr. (a) LREE; (b) K_2O (wt. %); (c) Rb; (d) Sr; (e) Y; e (f) Cr. Elementos são reportados em ppm e óxidos em percentagem em peso. r = coeficiente de correlação linear.

Nenhuma das variedades exibem anomalias significativas de Ce (Ce_N/Ce^* ; onde Ce^* foi calculado como $[raiz\ quadrada (La_N \times Pr_N)]$ de 0,79-1,28, sugerindo que não houve intemperismo acentuado após a colocação do magma (Polat e Hofmann 2003). O Zr também foi usado como um indicador do comportamento dos demais elementos incompatíveis devido à sua baixa mobilidade. Plotando o conteúdo de Zr versus LREE (Fig. 6a), observa-se uma estabilidade no conteúdo de ambos, indicando que os elementos terras raras leves não foram afetados por processos secundários de mobilidade elementar. Em relação ao conteúdo de K_2O (Fig. 6b) e Rb (Fig. 6c), há uma leve dispersão, especialmente de Rb, sugerindo que este elemento foi afetado de forma moderada, mas que ainda preserva a tendência inversamente proporcional em relação ao conteúdo de Zr. Já em relação ao conteúdo de Sr (Fig. 6d), Y (Fig. 6e) e Cr (Fig. 6f), nota-se pouca dispersão, exibindo um padrão predominantemente imóvel e com uma tendência linear de acréscimo em relação ao Zr. Nesse caso, o baixo LOI combinado com padrões elementares caracterizados por pouca variação, indicam que a composição química dos sanukitoides estudados não foi afetada por processos secundários capazes de modificar a sua composição química original e, portanto, a composição química dessas rochas é apropriada para a discussão da petrogênese nos tópicos seguintes.

Elementos maiores, menores e traço

O GAL apresenta variação de SiO_2 (58,5 a 72,6%) mais ampla quando comparado ao GAA (62,0 a 69,1%; Tabela 2). Ambos exibem teores mais baixos de sílica nas variedades portadoras de anfibólio (menos evoluídas), enquanto os teores mais elevados desse óxido associam-se às fácies sem anfibólio e com biotita como principal mineral ferromagnésiano (mais evoluídas). Tais rochas apresentam conteúdo de Al_2O_3 moderado, com valores médios de 15,2% para o GAL e 15,1% para o GAA, ligeiramente inferiores aos observados em típicas séries cálcio-alcálinas (Laurent *et al.* 2014). Além disso, o Al_2O_3 exibe correlação negativa com SiO_2 ($r = -0,654$) entre as variedades petrográficas

(Fig. 7a), enquanto o Na_2O (4,1% e 3,9% para os GAL e GAA, respectivamente) não exibe variações significativas (Fig. 7b). O K_2O mostra correlação positiva com a sílica com aumento acentuado em direção às variedades mais evoluídas (Fig. 7c), tanto no GAA (2,9 a 4,3%) quanto no GAL (2,1 e 4,3%), porém com ligeiro decréscimo nas fácies com biotita e anfibólio (3,5%) para aquelas portadoras de muscovita (3,2%). Em relação aos conteúdos de CaO , MgO e TiO_2 , todas as variedades estudadas exibem um decréscimo acentuado nos teores desses óxidos com o incremento da sílica. Os conteúdos de MgO são elevados e pouco divergentes entre as duas unidades (Fig. 7d), com valores médios de 2,5% e 2,3% para o GAA e GAL, respectivamente. Essa pequena diferença ocorre devido à variação significativa de MgO entre as fácies do GAL, onde os teores médios diminuem linearmente com o aumento de SiO_2 a partir dos Anf-Bt-TnIP (3,4%) e Bt-Anf-GrdP (2,5%) até os Ms-Bt-GrdP (0,9%). Comportamento análogo pode ser observado para o CaO (Fig. 7e) e TiO_2 (Fig. 7f), onde o decréscimo dos teores médios desses óxidos ocorre das rochas menos evoluídas para aquelas mais enriquecidas em SiO_2 [GAL (CaO : 4,1-2,2% e TiO_2 : 0,15-0,63%) e GAA (CaO : 3,2-2,2% e TiO_2 : 0,28-0,45%)]. A variação dos elementos-traço reflete a diferenciação, mistura ou evolução por fusão parcial e pode subsidiar a interpretação dos processos responsáveis pela evolução da Suíte Água Limpa, uma vez que a distribuição desses elementos é controlada pelas fases minerais fracionadas durante a gênese e cristalização do magma (Gabriel e Oliveira 2014). Em geral, a razão Rb/Sr é negativamente correlacionada com $MgO\#$ (Fig. 8a) enquanto a razão Sr/Ba é positivamente correlacionada com $MgO\#$ (Fig. 8b), sugerindo um comportamento compatível do Rb e incompatível do Sr, com dispersão tênue nas fácies com muscovita. Um padrão de acréscimo das razões La/Sm versus La (Fig. 8c) e Nb/Sm versus Nb (Fig. 8d) também é observada, sugerindo que processos de fusão parcial pode ter influenciado a evolução petrogenética dessas rochas em detrimento de cristalização fracionada.

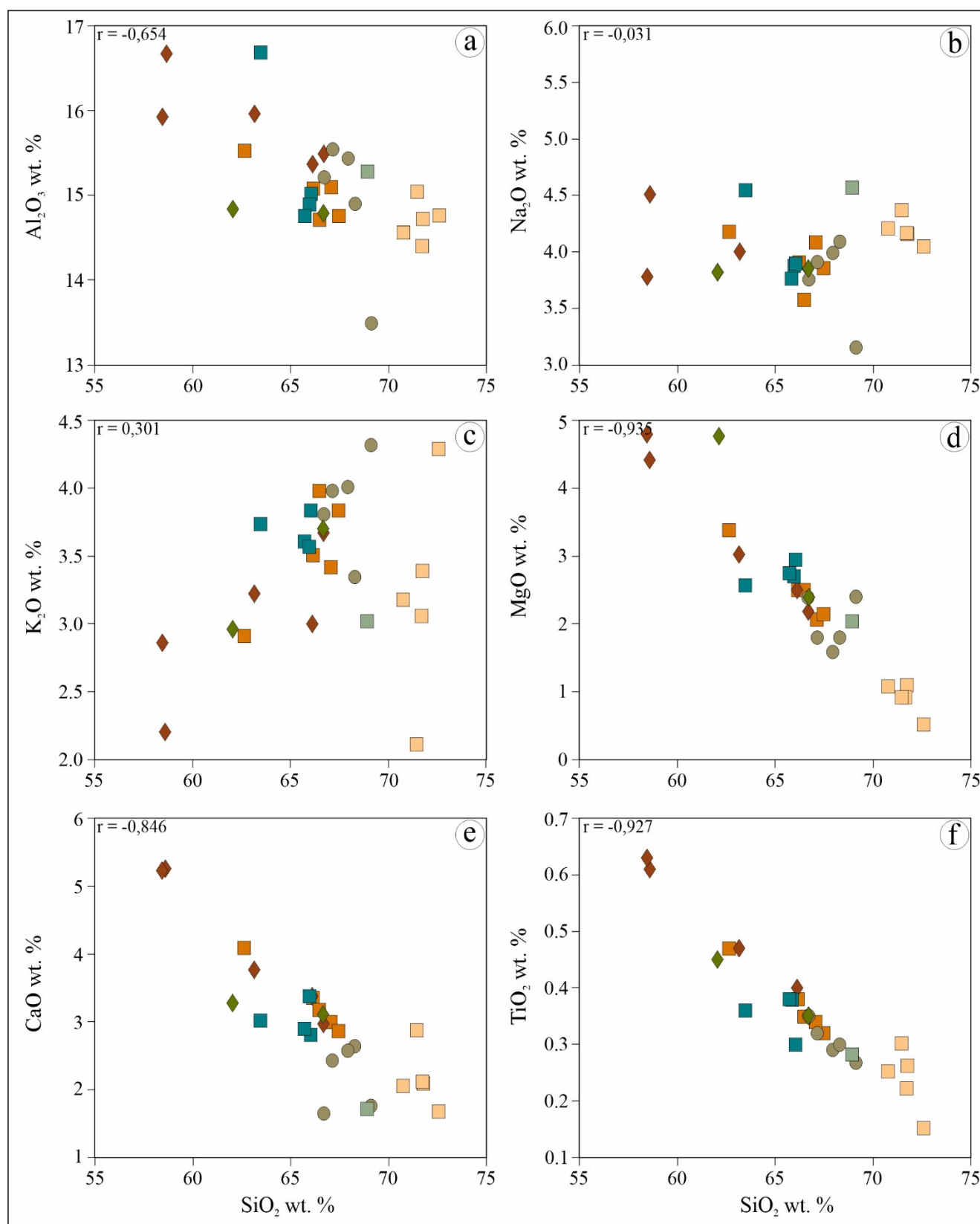


Figura 7. Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores de amostras representativa dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a) Al_2O_3 , (b) Na_2O , (c) K_2O , (d) MgO , (e) CaO , e (f) TiO_2 , r = coeficiente de correlação linear.

Tabela 2. Composição química de amostras representativas dos plútons Água Limpa e Água Azul do Subdomínio Sapucaia (Província Carajás).
Fonte dos dados: 1 = Gabriel e Oliveira (2014); 2 = Nascimento et al. (2024, in press).

Unidade	pluton Água Limpa										pluton Água Azul																						
	Amp-Bt-TpP					Bt-Amp GrdP					Ms-Bt GrdP					Ep-Amp-Bt-TpP					Ep-Amp-Bt GrdP												
	ADK-91 SE-45 SE-20A ADK-75 SE-17A					ADK-83 ADK-70 NRS-41 DD-10 ADK-39					SE-22A SE-34 EDC-52 SE-56A SE-27					SE-51 SE-08 SE-94 EDC-75 PCM-41 PCM-42 MC-59 MC-49 MC-56					SDA-01 EDC-77 EDC-74A EDC-71 EDC-73												
	ADK-91 SE-45 SE-20A ADK-75 SE-17A					ADK-83 ADK-70 NRS-41 DD-10 ADK-39					SE-22A SE-34 EDC-52 SE-56A SE-27					SE-51 SE-08 SE-94 EDC-75 PCM-41 PCM-42 MC-59 MC-49 MC-56					SDA-01 EDC-77 EDC-74A EDC-71 EDC-73												
Composição (wt%)																																	
SO ₂	58,45	58,59	63,14	66,12	66,69	62,64	66,14	66,44	67,03	67,43	70,76	71,46	71,71	71,74	72,58	62,04	66,67	63,44	65,71	65,96	66,01	65,46	65,87	66,08	66,17	66,20	66,7	67,11	67,92	68,29	69,11	68,93	
TiO ₂	0,63	0,61	0,47	0,4	0,35	0,47	0,38	0,35	0,34	0,32	0,25	0,3	0,22	0,26	0,15	0,45	0,35	0,38	0,38	0,38	0,3	0,29	0,33	0,35	0,36	0,33	0,35	0,32	0,29	0,30	0,27	0,28	
Al ₂ O ₃	15,93	16,68	15,96	15,37	15,49	15,53	15,08	14,72	15,1	14,76	14,55	15,03	14,39	14,71	14,75	14,84	14,79	16,69	14,76	14,9	15,02	15,71	15,43	14,87	14,75	15,06	15,22	15,54	15,44	14,91	13,49	15,27	
Fe ₂ O ₃	6,70	6,37	4,66	3,88	3,58	4,99	3,85	4,18	3,32	3,36	2,41	2,28	2,09	2,09	1,37	5,28	3,96	4,13	4,61	4,13	3,37	3,79	3,68	3,76	3,78	3,91	4,82	2,99	2,77	3,17	3,59	3,16	
MnO	0,09	0,09	0,08	0,05	0,05	0,07	0,06	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,09	0,05	0,06	0,04	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,01	0,04	0,05	0,09	0,06		
MgO	4,80	4,42	3,02	2,5	2,18	3,39	2,51	2,51	2,06	2,15	1,06	0,9	1,08	0,9	0,5	4,78	2,39	2,57	2,75	2,7	2,95	2,45	2,99	2,89	2,91	2,96	2,38	1,81	1,59	1,80	2,41	2,02	
CaO	5,23	5,25	3,77	3,38	2,97	4,1	3,36	3,18	3,0	2,87	2,04	2,86	2,12	2,1	1,66	3,28	3,11	3,03	2,9	3,37	2,81	3,25	3,61	3,50	3,49	3,63	1,66	2,43	2,57	2,65	1,76	1,70	
Na ₂ O	3,78	4,51	4,00	4,07	4,04	4,18	3,91	3,58	4,09	3,86	4,2	4,36	4,16	4,15	4,04	3,82	3,85	4,55	4,35	3,75	3,88	3,9	3,96	3,97	3,84	3,79	3,91	3,76	3,91	4,10	3,16	4,56	
K ₂ O	2,86	2,2	3,22	3,00	3,67	2,91	3,51	3,98	3,42	3,84	3,17	2,1	3,05	3,38	4,28	2,96	3,7	3,74	3,61	3,57	3,84	3,56	3,84	3,56	3,53	2,95	3,81	3,98	4,01	3,34	4,32	3,01	
P ₂ O ₅	0,24	0,24	0,19	0,15	0,16	0,18	0,14	0,14	0,12	0,12	0,09	0,07	0,06	0,08	0,07	0,14	0,14	0,11	0,15	0,15	0,15	0,11	0,09	0,15	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	
LOI	0,90	0,6	1,1	0,6	0,4	1,2	0,7	0,6	1,1	0,7	1,1	0,4	0,3	0,3	0,3	2,0	0,7	1,0	1,0	0,6	1,3	1,0	0,50	0,70	0,80	0,60	0,9	1,40	0,90	1,00	1,40	0,70	
Total	99,61	99,56	99,61	99,52	99,58	99,66	99,64	99,71	99,63	99,79	99,66	99,79	99,7	99,73	99,71	99,68	99,71	99,66	99,66	99,71	99,65	98,59	99,15	99,01	98,94	99,09	99,74	99,64	99,72	99,70	99,79	99,79	
Ba (ppm)	1196,0	1121,0	1671,0	1966,0	1760,0	1029,0	1286,0	925,0	1193,0	980,0	935,0	519,0	1331,0	1108,0	1237,0	855,0	796,0	1187,0	824,0	877,0	1193,0	1314,0	1110,0	760,0	760,0	1089,0	647,0	1488,0	1261,0	1095,0	1077,0	634,0	
Sr	833,0	912,1	644,3	710,7	773,5	696,0	684,5	483,7	687,9	618,6	481,7	310,5	550,7	483,2	519,1	477,6	540,4	645,8	506,8	581,7	611,0	560,20	571,10	468,30	479,80	485,90	301,3	577,9	657,5	656,6	355,1	432,4	
Rb	102,1	76,0	89,0	85,8	97,3	127,1	115,3	152,2	148,2	140,8	111,5	75,6	89,8	98,7	113,8	127,9	152,1	113,7	144,5	134,7	94,9	125,30	117,90	148,30	104,30	205,7	128,3	134,5	119,0	147,8	103,1		
Zr	164,6	171,9	140,2	139,9	132,1	148,8	122,4	118,4	112,4	112,6	121,8	143,4	101,3	97,9	179,6	156,6	127,9	146,1	129,0	110,3	115,9	112,0	90,30	123,40	120,40	108,90	118,6	126,2	133,5	129,4	101,0	108,9	
Y	12,2	11,2	13,5	10,7	5,8	13,3	8,5	11,1	6,7	7,2	2,8	2,8	1,9	2,0	2,3	10,1	9,3	7,3	9,1	12,8	7,3	6,0	5,70	6,20	5,40	5,50	4,30	4,1	5,4	4,2	4,3	6,2	
Nb	6,5	7,2	5,7	3,9	2,9	5,7	3,8	6,1	4,4	5,4	4,3	4,1	2,7	3,0	2,1	6,7	6,0	4,5	5,5	6,3	6,0	2,60	6,20	5,40	5,50	4,30	4,1	5,4	4,2	4,3	6,2	4,7	
Ca	19,9	21,1	18,6	17,9	17,3	19,5	16,6	16,5	17,7	16,2	16,3	18,0	16,2	17,8	16,3	17,9	16,5	19,5	17,4	17,2	16,7	15,90	15,10	16,60	17,60	16,30	18,7	17,1	17,7	18,2	17,9	17,1	
Th	5,0	2,8	3,9	5,4	6,1	4,9	13,6	23,1	13,3	19,8	15,0	4,0	6,9	14,8	37,6	11,4	20,5	12,4	19,6	16,4	17,3	7,30	8,80	16,80	15,20	13,40	9,5	14,3	13,8	17,7	15,5	18,6	
Ni	56,7	59,9	42,0	33,6	32,7	42,5	32,6	41,1	28,1	28,2	20,2	12,1	18,1	15,4	7,6	117,3	37,1	45,1	46,6	39,9	65,4	44,30	61,90	55,30	55,50	58,80	31,7	33,2	26,8	32,1	38,1	30,7	
Cr	260,0	295,5	157,4	123,2	109,5	184,7	136,8	143,7	102,6	123,2	40,1	20,5	54,7	41,1	13,7	383,2	130,0	123,2	150,5	157,4	232,6	171,08	157,39	150,55	164,23	171,08	109,5	95,8	75,3	88,9	88,9		
Co	31,3	35,5	38,2	34,4	34,5	35,7	48,8	57,8	28,8	26,9	29,2	27,0	30,1	30,7	37,1	31,3	47,5	25,6	38,9	35,7	28,7	78,90	88,72	114,47	120,61	45,0	39,9	32,1	32,0	44,1	27,4		
Ce	60,1	69,5	69,2	56,4	57,4	58,3	69,0	97,6	49,2	66,3	60,6	43,8	43,7	46,3	66,0	58,8	80,5	46,4	68,6	57,9	54,5	51,89	56,44	60,18	63,19	51,99	8,01	6,72	5,88	6,21	8,96	5,42	
Pr	7,47	7,3	8,15	6,69	6,36	7,31	8,66	11,11	5,44	6,01	6,11	4,9	4,88	5,32	6,2	6,51	8,5	5,23	7,42	8,0	5,88	40,26	44,41	60,18	63,19	51,99	8,01	6,72	5,88	6,21	8,96	5,42	
Nd	28,2	30,2	31,2	24,9	23,1	29,9	31,4	40,6	19,7	19,5	20,8	16,2	15,5	18,2	18,0	23,9	28,3	19,7	26,2	27,7	19,5	26,80	32,93	43,90	42,63	39,26	27,3	23,9	22,2	21,1	33,1	19,6	
Sm	4,74	4,79	5,4	4,02	3,16	4,75	4,05	5,49	3,08	3,29	2,69	2,02	1,76	1,93	2,63	3,77	3,8	3,18	3,82	4,83	2,97	15,26	18,70	20,32	15,91	4,11	3,46	2,81	3,04	4,8	2,79		
Eu	1,1	1,15	1,02	0,97	0,85	0,99	0,96	1,45	0,75	0,7	0,56	0,64	0,62	0,63	0,67	0,73	0,81	0,88	0,89	1,1	0,75	8,62	10,51	11,38	11,72	10,34	1,09	0,93	0,85	0,81	1,3	0,67	
Gd	3,18	3,37	3,97	2,95	1,91	3,22	2,55	3,78	2,08	2,08	1,26	1,25	0,96	1,08	1,13	2,78	2,41	2,18	2,5	3,25	2,1	7,15	8,91	10,77	10,72	8,71	2,88	2,87	1,87	1,91	3,28	1,85	
Tb	0,44	0,45	0,54	0,4	0,25	0,45	0,34	0,48	0,26	0,3	0,14	0,14	0,09	0,11	0,12	0,39	0,34	0,29	0,34	0,47	0,28	5,07	5,87	6,94	7,21	5,61	0,38	0,36	0,22	0,24	0,43	0,24	
Dy	2,24	2,17	2,44	1,98	1,31	2,27	1,69	2,38	1,23	1,37	0,57	0,6	0,38	0,44	0,49	2,03	1,6	1,63	1,6	2,4	1,34	3,66	4,33	5,90	5,86	5,59	1,85	1,64	1,01	1,16	2,05	1,32	
Ho	0,46	0,4	0,44	0,42	0,2	0,44	0,3	0,41	0,22	0,27	0,07	0,09	0,08	0,07	0,07	0,38	0,3	0,27	0,33	0,46	0,24	3,53	4,23	4,06	4,23	3,70	0,27	0,29	0,2	0,21	0,36	0,25	
Er	1,14	1,05	1,36	0,91	0,49	1,28	0,79	1,14	0,59	0,77	0,21	0,2	0,15	0,16	0,24	0,99	0,89	0,73	1,0	1													

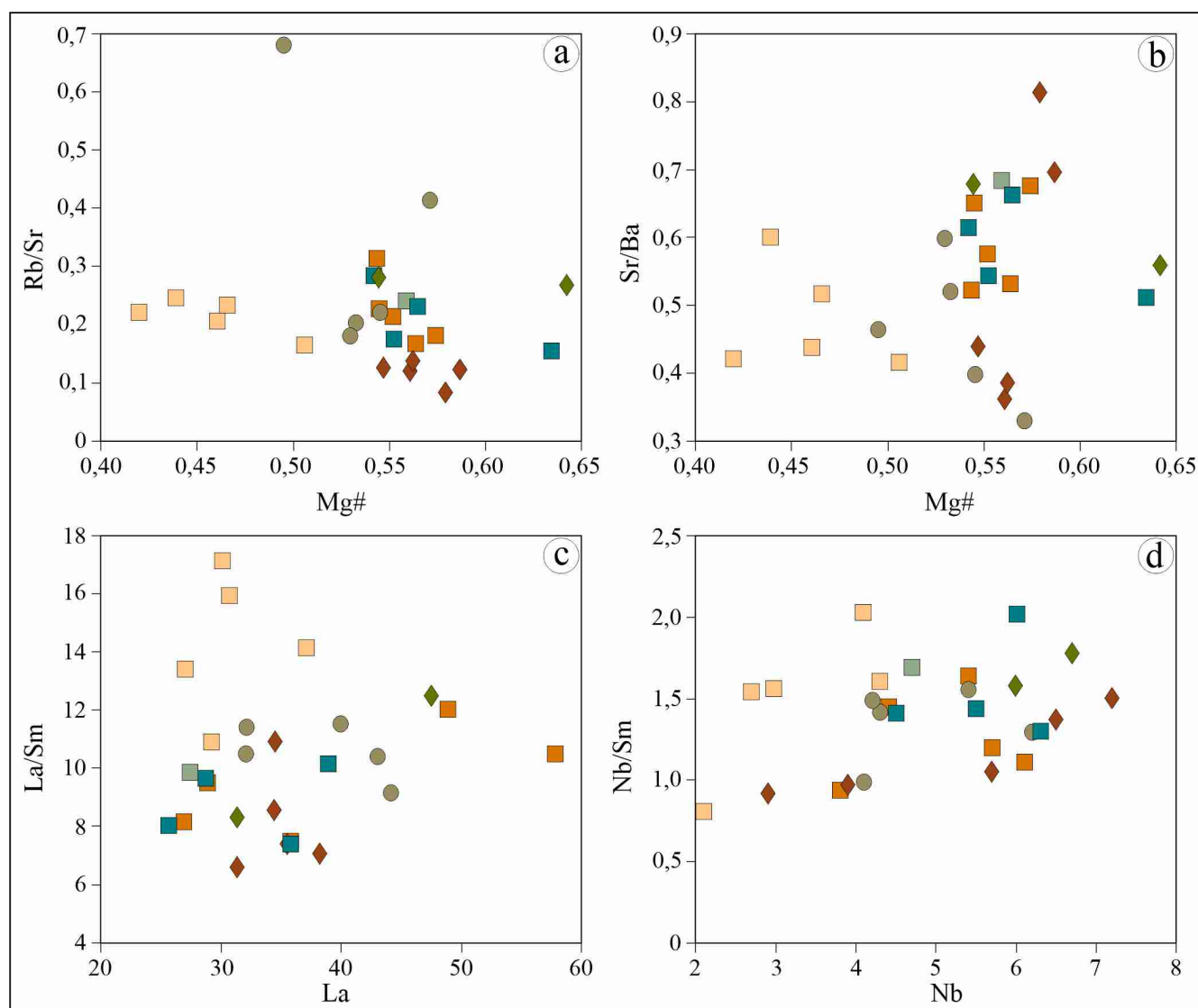


Figura 8. Diagramas geoquímicos de elementos menores e traços com amostras representativas dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a) Rb/Sr versus Mg#, (b) Sr/Ba versus Mg#, (c) La/Sm versus La, (d) Nb/Sm versus Nb.

Comportamento dos elementos terras-raras e padrão multielementar

O conteúdo dos ETR das rochas estudadas, quando normalizados em relação ao condrito (McDonough e Sun 1995), fornecem padrões similares para as amostras do GAA e GAL, que são caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras-raras pesados (ETRP) em resposta a um moderado a forte fracionamento dos ETRP durante a formação de seus magmas (Fig. 9a,b). Apesar do padrão de ETR ser coincidente entre os dois plutons, a variedade Ms-Bt-GrdP pertencente ao GAL mostra um fracionamento mais acentuado de ETRP, como observado nas razões La_N/Yb_N dessas rochas (Tabela 2). No GAL, essa razão varia significativamente, tendo as fácies menos evoluídas (Anf-Bt-TnP e Bt-Anf-GrdP), razões La_N/Yb_N (18,70-47,06) inferiores aos Ms-Bt-GrdP (70,09-169,31), que são as

mais evoluídas e enriquecidas em SiO_2 . Comportamento similar ocorre para o GAA, porém com grau menos acentuado de diferenciação entre as fácies menos evoluídas (Ep-Anf-Bt-TnP + Ep-Anf-Bt-GrdP: $La_N/Yb_N = 21,78-40,58$) e as mais evoluídas [(Anf)-Ep-Bt-MzGP + (Ms)-Bt-GrdP: $La_N/Yb_N = 30,82-50,39$], conferindo assim um comportamento mais homogêneo para os padrões de ETR desse plúton. As anomalias de Eu, de modo geral, são ausentes, mostrando ou apenas uma pequena anomalia negativa ou positiva nas amostras do GAL ($Eu/Eu^* = 0,65-1,33$) e GAA ($Eu/Eu^* = 0,66-1,07$). As altas razões La_N/Yb_N encontradas nas amostras da variedade mais enriquecida em SiO_2 do GAL (Ms-BtGrdP) sugerem um grau mais acentuado de diferenciação magmática nos estágios finais de cristalização desse plúton, que poderia ser atribuído ao fracionamento de anfibólio. No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Fig. 9c-d; McDonough e Sun 1995), a suíte Água Limpa exibe padrões

de enriquecimento de elementos litófilos de íons grandes (LILE) moderadamente altos, com a maioria dos valores de Rb, Ba e K sendo entre 89 e 23 vezes maiores que os valores do manto primitivo. Notáveis anomalias negativas de Nb-Ta, Th e Ti são observadas, enquanto anomalias ligeiramente positivas em Zr e Ba estão presentes, refletindo fontes enriquecidas em LREE e LILE

com substancial anfibólio residual e/ou óxidos de ferro e titânio (Martin *et al.* 2009). Em concordância com isso, ambos plútons mostram afinidades petrológicas com as suítes sanukitoides da Província de Carajás (Oliveira *et al.* 2011, Santos e Oliveira 2016, Silva *et al.* 2023 e referências relacionadas) e os sanukitoides de baixo Ti descritos por Martin *et al.* (2009).

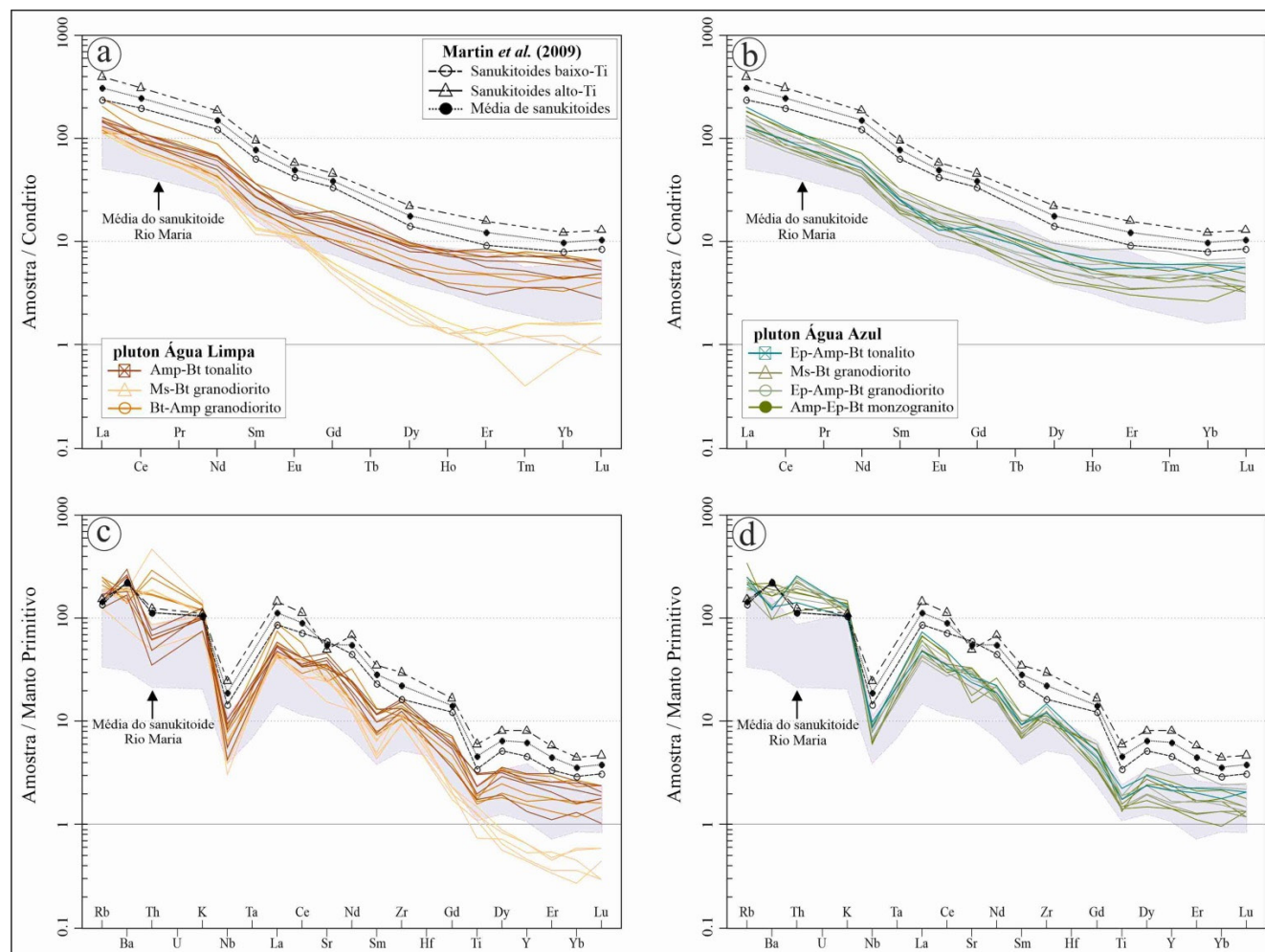


Figura 9. Padrões de distribuição de ETR e multielementar de amostras representativas dos sanukitoides da Suíte Água Limpa: (a-b) comportamento dos elementos traços normalizados com o condrito e (c-d) padrão multielementar normalizado com o manto primitivo de McDonough e Sun (1995).

Séries magmáticas, classificação e tipologia

No diagrama catiônico K-Na-Ca (Fig. 10a), amostras do GAA e GAL seguem o *trend* de rochas cálcico-alcalinas, distinguindo-se claramente do *trend* dos tronhjemitos arqueanos. Essas rochas plotam no campo variando de cálcico-alcalino a cálcico no diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 (Fig. 10b). Ambos os plútons apresentam natureza magnesiânica, situando-se na fronteira composicional de alto a moderado conteúdo de Mg (Fig. 10c). Nesse caso, todas as variedades contendo anfibólio em sua mineralogia plotam no campo de alto Mg enquanto as variedades com muscovita e biotita (sem anfibólio) se estendem até o limite do campo de moderado conteúdo de Mg. Na relação $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$

vs. $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$, é nítida a distinção entre as variedades com anfibólio, que apresentam um caráter metaluminoso ($0,85 < A/\text{CNK} < 0,96$), daquelas com apenas biotita e muscovita que apresentam uma afinidade peraluminosa ($A/\text{CNK} > 1$) (Fig. 10d). As rochas estudadas são classificadas como sanukitoides de baixo-Ti (Fig. 10e), conforme definido por Martin *et al.* (2009), corroborando com as características geoquímicas de típicos sanukitoides arqueanos *lato sensu* descritos na Província Carajás e outros crátons (Fig. 10f), exceto as variedades com muscovita que plotam no campo de granitoides híbridos evoluídos, indicando uma distinção da natureza da sua fonte em relação aos demais sanukitoides estudados.

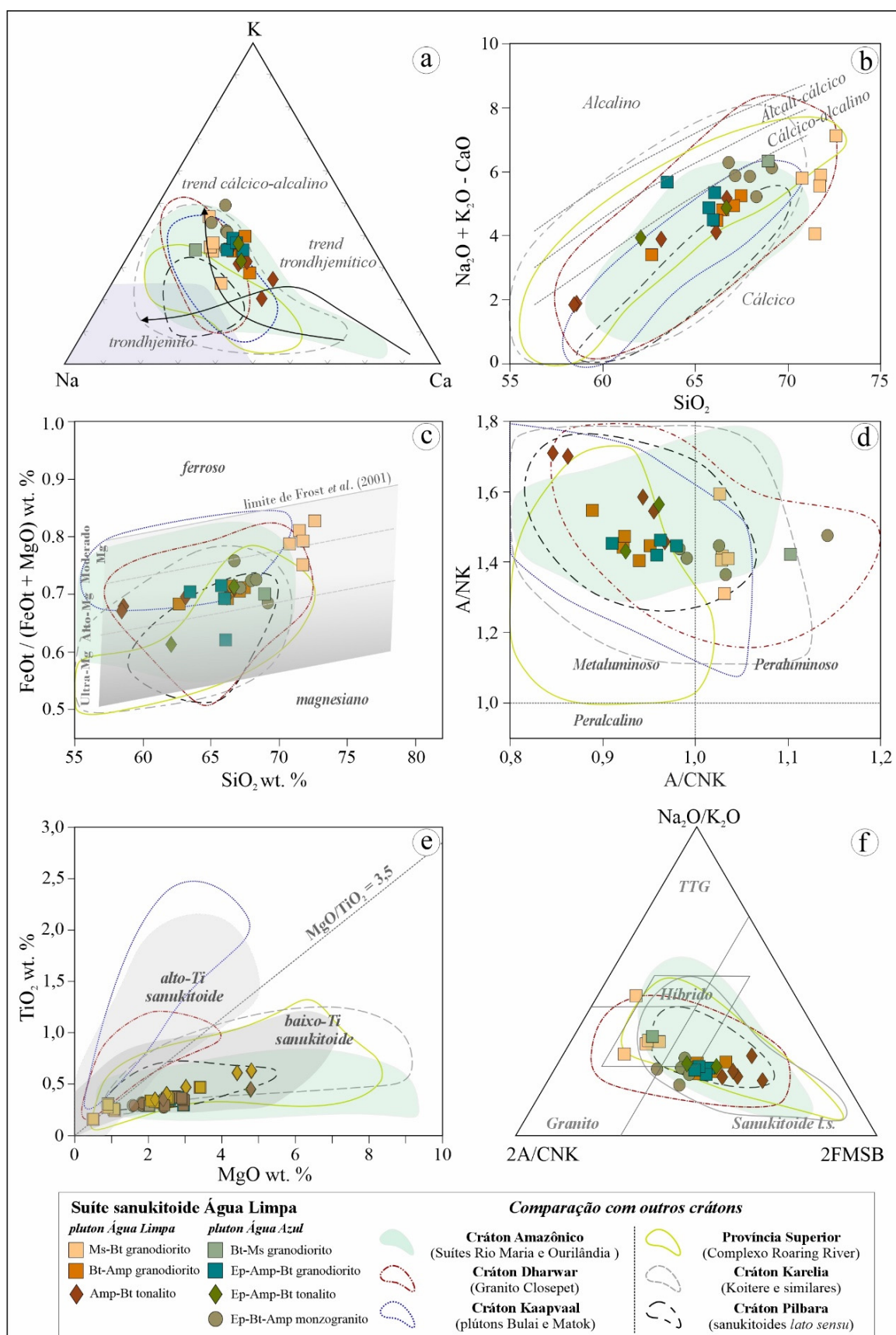


Figura 10. Diagramas de classificação geoquímica. (a) diagrama ternário K–Na–Ca, com campos baseados em Barker e Arth (1976) e Martin et al. (2009); (b) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 ; (c) $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ wt. % vs. SiO_2 (com limites de Frost et al. 2001 e Terentiev e Santosh 2018); (d) A/NK vs. A/CNK (Shand 1950); (e) TiO_2 vs. MgO ; (f) diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. 2A/CNK vs. 2FMSB (baseado em Laurent et al. 2014).

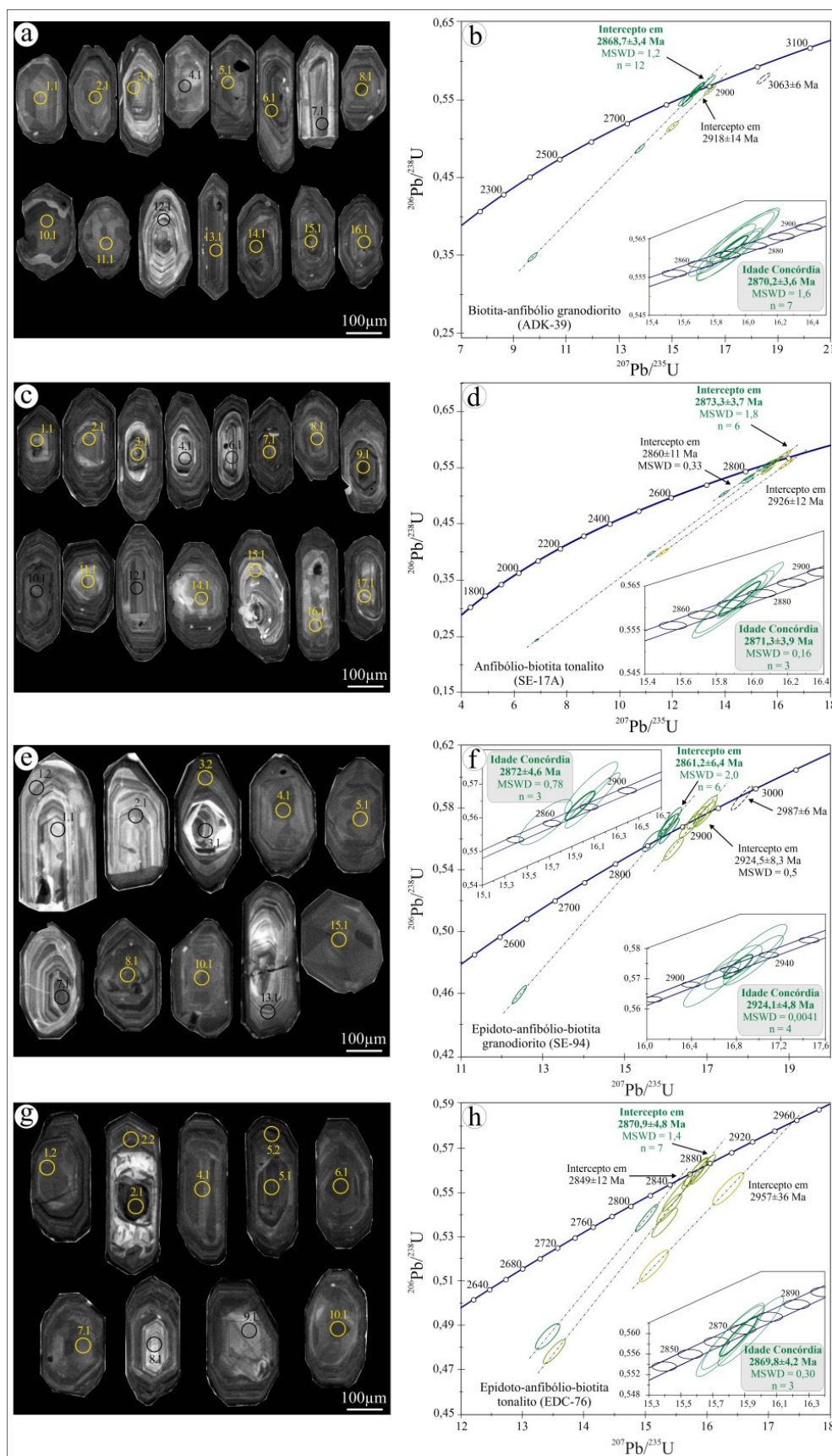


Figura 11. Diagramas concórdias U-Pb SHRIMP em zircão in situ para os sanukitoides do Subdomínio Sapucaia: Sanukitoide Água Limpa (a) amostra ADK-39, biotita-anfibólio granodiorito; (b) SE-17A, anfibólio-biotita tonalito. Sanukitoide Água Azul (c) amostra SE-94, epidoto-anfibólio-biotita granodiorito; (d) amostra EDC-76, epidoto-anfibólio-biotita tonalito.

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO *IN SITU*

Plúton Água Limpa

Uma amostra da variedade biotita-anfibólio granodiorito (ADK-39) e outra do anfibólio-biotita tonalito (SE-17A) foram datadas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, sendo efetuado um ponto de análise em cada grão. Dezesesseis grãos de zircão foram analisados na amostra ADK-39, sendo 15 desses aproveitados (Fig. 11a; Tabela 3). Seguindo os critérios de exclusão de análise, 12 análises definem uma reta discórdia com intercepto superior em 2869±3 Ma (MSWD = 1,2). Reduzindo a discordância para no máximo 2%, temos 8 pontos concordantes que definem uma média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2870±4 Ma (MSWD = 1,6), considerada a idade de cristalização da rocha (Fig. 11b). Além disso, três cristais apresentam idades superiores àque-

la de cristalização dessa amostra, sendo que duas (3.1 e 12.1) definem uma reta discórdia com intercepto superior em 2918±14 Ma, e apenas o cristal 7.1, detém idade de 3063±6 Ma, interpretadas como herdadas (Fig. 11b).

Na amostra SE-17A, dezessete cristais de zircão foram analisados, com 15 cristais aproveitados (Fig. 11c; Tabela 3). Seguindo os critérios de exclusão, 8 análises foram utilizadas para o cálculo da idade discórdia com intercepto em 2873±4 Ma (MSWD = 1,8) e 3 dessas definem a média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de idade de 2871±4 (MSWD = 0,16), considerada idade de cristalização dessa amostra (Fig. 11d). Uma população de 5 pontos definem uma discórdia subparalela à primeira e com idade de intercepto superior próxima da mesma (2860±11 Ma, MSWD = 0,33), sendo admitido que os mesmos definem uma idade mínima de cristalização para essa amostra. Dois cristais (6.1 e 15.1) definem a curva discórdia com intercepto superior em 2926±12 Ma, considerada idade herdada (Fig. 11d; Tabela 3).

Tabela 3. U-Pb SHRIMP em zircão *in situ* dos sanukitoides mesoarqueanos da Suíte Água Limpa (Subdomínio Sapucaia).

Spot	U	Th	Th/U	f_{206} (%)	Razão isotópica				Idade			Disc.
	(ppm)	(ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Abs)	(%)	
Sanukitoide Água Limpa - Zircão (variedade: Bt-AnfGrD; amostra ADK-39)												
ADK-39-1.1	193	69	0.37		8.45	2.5	0.34	1.0	0.42	2849	10	48
ADK-39-2.1	159	107	0.69		15.64	0.9	0.56	0.8	0.90	2871	5	0
ADK-39-3.1	176	108	0.63		15.96	1.0	0.56	0.8	0.81	2917	6	1
ADK-39-4.1	123	90	0.75		16.64	1.0	0.57	0.8	0.86	2866	7	-1
ADK-39-5.1	172	136	0.82		15.94	1.0	0.56	1.0	0.95	2866	5	-1
ADK-39-6.1	267	152	0.59		15.48	0.9	0.55	0.8	0.91	2863	6	1
ADK-39-7.1	155	65	0.44		18.35	0.9	0.58	0.8	0.90	3063	6	4
ADK-39-8.1	246	201	0.84		15.86	0.8	0.56	0.8	0.94	2871	4	0
ADK-39-9.1	327	141	0.45		12.79	1.4	0.49	0.8	0.62	2796	9	7
ADK-39-10.1	164	111	0.70		16.03	0.9	0.57	0.8	0.93	2866	5	-1
ADK-39-11.1	174	181	1.08		18.71	3.2	0.53	0.8	0.25	2866	6	12
ADK-39-12.1	129	63	0.50		14.50	1.1	0.51	0.9	0.79	2913	8	9
ADK-39-13.1	252	176	0.72		15.69	0.9	0.55	0.8	0.94	2874	5	2
ADK-39-14.1	218	111	0.53		15.96	0.9	0.56	0.8	0.93	2863	5	0
ADK-39-15.1	179	97	0.56		14.47	1.3	0.54	0.8	0.62	2858	7	1
ADK-39-16.1	167	117	0.72		16.53	0.9	0.58	0.8	0.92	2882	6	-2
Sanukitoide Água Limpa - Zircão (variedade: Anf-Bt Tnl; amostra SE-17A)												
SE-17A-1.1	134	83	0.64		14.11	1.4	0.52	0.9	0.63	2854	10	4
SE-17A-2.1	203	169	0.86		16.08	1.0	0.56	0.9	0.94	2871	5	0
SE-17A-3.1	209	120	0.59		15.45	0.9	0.54	0.8	0.93	2885	5	3
SE-17A-4.1	454	65	0.15		5.95	2.2	0.24	0.7	0.34	2857	6	103
SE-17A-5.1	208	128	0.63		12.23	1.3	0.44	0.8	0.62	2894	9	22
SE-17A-6.1	155	101	0.67		16.09	1.2	0.55	1.1	0.94	2925	6	2
SE-17A-6.2	1339	872	0.67		1.31	17.8	0.15	0.7	0.04	2116	26	118
SE-17A-7.1	335	202	0.62		13.81	0.8	0.50	0.8	0.90	2833	5	8
SE-17A-8.1	185	127	0.71		15.72	0.9	0.56	0.8	0.87	2860	8	0
SE-17A-9.1	418	365	0.90		16.13	0.8	0.57	0.7	0.96	2871	3	0
SE-17A-10.1	429	90	0.22		14.75	0.8	0.53	0.7	0.93	2849	4	3
SE-17A-11.1	135	100	0.76		16.36	0.9	0.57	0.8	0.92	2873	6	-2
SE-17A-12.1	203	151	0.77		15.82	0.8	0.56	0.8	0.94	2869	5	0
SE-17A-13.1	848	446	0.54		3.72	4.7	0.21	0.7	0.16	2445	14	89
SE-17A-14.1	166	153	0.95		15.51	0.9	0.55	0.8	0.91	2880	6	2
SE-17A-15.1	147	47	0.33		10.56	1.9	0.39	1.2	0.63	2916	8	34
SE-17A-16.1	258	65	0.26		10.50	1.2	0.39	0.8	0.63	2859	5	32
SE-17A-17.1	111	59	0.55		15.43	1.0	0.55	0.8	0.89	2851	8	1

Plúton Água Azul

Em todas as amostras analisadas (SE-94 e EDC-76), os cristais de zircão apresentam cor marrom claro a incolor, formas euédricas, hábito prismático e bipiramidal, moderadamente alongado, de comprimento variando entre 200-300 µm, geralmente pouco fraturados, sem inclusão aparente, com zoneamento oscilatório concêntrico e, por vezes, pouco visível. Foram datadas para esse corpo uma amostra da variedade epidoto-anfibólio-biotita granodiorito (SE-94) e uma amostra do epidoto-anfibólio-biotita tonalito (EDC-76), todas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, onde foram feitos dois pontos de análise (núcleo e borda) em alguns cristais.

Na amostra SE-94, dezessete cristais de zircão foram analisados, sendo 10 cristais aproveitados, e dois destes com análise no núcleo e borda (Fig. 11e; Tabela 4). Seguindo os critérios de exclusão de pontos anteriormente exposto, 6 análises forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2861±6 Ma (MSWD = 2,0) e 3 dessas definem idade Concórdia em 2872±5 (MSWD = 0,78), considerada idade de cristalização da rocha (Fig. 11f). Uma segunda população composta por 5 pontos (em quatro cristais: 1.1, 1.2, 2.1, 7.1 e 13.1) definem uma

discórdia com intercepto superior em 2924,5±8 Ma, (MSWD = 0,5), sendo que 4 pontos definem uma idade Concórdia de 2924±5 Ma (MSWD = 0,0041), interpretada como idade herdada. Há ainda um ponto localizado no núcleo de um cristal (3.1) de idade 2987±6 Ma, cujo ponto na borda (3.2) do mesmo cristal forneceu idade de cristalização. Na amostra EDC-76, quatorze cristais de zircão foram analisados, sendo 9 deles aproveitados e dois cristais analisados no núcleo e na borda (Fig. 11g; Tabela 4). Seguindo os critérios de exclusão, 7 análises em seis cristais subsidiaram o cálculo da curva discórdia com intercepto superior em 2871±5 Ma (MSWD = 1,4) e 3 dessas definiram a média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de idade de 2870±4 (MSWD = 0,30), admitida como idade de cristalização da rocha (Fig. 11h). Duas outras populações foram identificadas, sendo compostas por 2 pontos cada, que tendem a definir discórdias distintas. A mais nova tem intercepto superior em 2849±12 Ma (cristal 2.1, 2.2, núcleo e borda – Fig. 11g) e outra, mais velha, em 2957±36 Ma (cristais 8.1 e 9.1 – Fig. 11g). Esta última está associada a cristais herdados, enquanto a primeira poderia ser provavelmente ocasionada pela abertura do sistema U-Pb.

Tabela 4. U-Pb SHRIMP em zircão in situ dos sanukitoides mesoarqueanos da Suíte Água Limpa (Subdomínio Sapucaia).

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	f_{206} (%)	Razão isotópica				Idade			Disc.
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (Abs)	(%)
Sanukitoide Água Azul - Zircão (variedade: Ep-Anf-Bt GrD; amostra SE-94)												
SE-94-1.1	93	41	0.46		16.69	1.0	0.57	0.9	0.90	2918	8	1
SE-94-1.2	80	21	0.28		16.95	1.0	0.58	0.9	0.90	2932	7	0
SE-94-2.1	62	33	0.55		17.03	1.1	0.58	1.0	0.89	2924	8	-1
SE-94-3.1	132	98	0.77		18.11	1.0	0.59	0.9	0.92	2987	6	0
SE-94-3.2	271	161	0.61		12.77	0.9	0.46	0.8	0.93	2794	6	15
SE-94-4.1	192	186	1.00		16.31	1.0	0.57	1.0	0.95	2877	5	0
SE-94-5.1	113	74	0.68		16.22	0.9	0.57	0.9	0.91	2862	7	-2
SE-94-6.1	381	394	1.07		16.88	2.3	0.51	0.7	0.33	2842	11	13
SE-94-7.1	140	93	0.68		17.41	0.9	0.58	0.8	0.90	2921	9	0
SE-94-8.1	190	143	0.77		16.17	0.8	0.57	0.8	0.93	2860	5	-1
SE-94-9.1	136	97	0.74		16.02	1.0	0.56	0.8	0.82	2866	12	-1
SE-94-10.1	184	184	1.03		15.98	0.9	0.56	0.8	0.88	2853	10	0
SE-94-11.1	321	152	0.49		16.78	1.0	0.56	0.9	0.89	2931	12	3
SE-94-12.1	59	37	0.65		17.04	2.1	0.54	1.9	0.92	2879	29	7
SE-94-13.1	136	75	0.57		17.13	1.1	0.56	0.9	0.78	2921	7	3
SE-94-14.1	154	108	0.72		15.68	1.1	0.56	0.9	0.80	2862	12	0
SE-94-15.1	119	72	0.62		16.11	1.0	0.57	0.9	0.90	2865	7	-1
Sanukitoide Água Azul - Zircão (variedade: Ep-Anf-Bt Tnl; amostra EDC-76)												
EDC-76-1.1	173	141	0.84		15.04	0.9	0.53	0.8	0.86	2883	6	4
EDC-76-2.1	412	26	0.06		14.95	0.8	0.54	0.8	0.95	2845	4	2
EDC-76-2.2	287	38	0.14		13.27	1.0	0.48	0.8	0.79	2831	9	11
EDC-76-3.1	172	111	0.67		14.04	1.5	0.52	0.8	0.56	2862	11	5
EDC-76-4.1	206	169	0.85		15.12	0.9	0.54	0.8	0.87	2871	6	3
EDC-76-5.1	248	194	0.81		15.93	0.8	0.56	0.8	0.94	2876	5	0
EDC-76-5.2	340	149	0.45		13.34	0.9	0.48	0.8	0.82	2868	7	14
EDC-76-6.1	237	213	0.93		15.68	1.0	0.55	1.0	0.96	2864	5	1
EDC-76-7.1	156	108	0.71		16.02	0.9	0.56	0.8	0.92	2868	6	0
EDC-76-8.1	107	65	0.63		15.93	1.1	0.52	0.9	0.82	2924	8	9
EDC-76-8.2	803	315	0.41		9.14	0.8	0.34	0.7	0.89	2762	10	47
EDC-76-9.1	105	88	0.87		16.08	1.0	0.55	0.9	0.84	2943	8	4
EDC-76-9.2	1039	296	0.29		6.33	1.2	0.27	0.7	0.60	2566	14	65
EDC-76-10.1	307	273	0.92		15.96	0.8	0.56	0.8	0.95	2868	5	0

SIGNIFICADO DAS IDADES U–Pb EM ZIRCÃO *IN SITU*

Em investigações anteriores na área de Água Azul do Norte, a compreensão geocronológica dos plútons Água Limpa e Água Azul estava limitada a técnicas de evaporação de Pb em zircão (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013). Como exemplo Santos *et al.* (2013) e Sousa *et al.* (2010) relataram idades de cristalização de 2884 ± 3 Ma e $2879 \pm 1,3$ Ma, respectivamente, para um granodiorito associado ao plúton Água Limpa. Utilizando o mesmo método de datação, Gabriel *et al.* (2010) determinaram uma idade de 2884 ± 2 Ma para um granodiorito vinculado ao plúton Água Azul (ver Fig. 2). Ambos plútons agora são agrupados como componentes da Suíte Sanukitoide Água Limpa (Nascimento *et al.* 2024, in press). Novos dados geocronológicos obtidos empregando o método U–Pb SHRIMP em zircão são consistentes com datações anteriores de ambos os plútons. Os resultados indicam idades médias ponderadas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2871 ± 4 Ma e 2872 ± 5 Ma para os plútons Água Limpa e Água Azul, respectivamente, que são interpretadas como idades de cristalização magmática. Essas descobertas são consistentes com as idades regionais de outros sanukitoides dentro da Província Carajás (2,88–2,87 Ga; Silva *et al.* 2022, Oliveira *et al.* 2011). Em contraste com os dados de estudos anteriores, os dados de U–Pb em zircão obtidos pelo método alternativo de datação forneceram restrições geocronológicas mais robustas, revelando populações distintas de zircão. A avaliação dos dados de ambos os plútons revelou três principais populações de zircão com idades médias ponderadas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3063 ± 6 Ma, interpretada como a idade dos xenocristais, e 2926 ± 12 Ma, interpretada como a idade herdada do embasamento de afinidade TTG do Subdomínio Sapucaia. Essa herança ocorreu durante a ascensão e a colocação do magma sanukitoide. Uma idade mais jovem com um intercepto superior em 2849 ± 12 Ma foi determinada e interpretada como indicativa da abertura parcial do sistema U–Pb, provavelmente durante um evento metamórfico. Essa idade mais jovem alinha-se com o pico do metamorfismo regional registrado na Província Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2020). A combinação desses resultados com mapeamento de campo e a história petrogenética dessas rochas indica que o período de aproximadamente 2,88–2,87 Ga foi uma fase crucial de crescimento crustal no Subdomínio Sapucaia, marcada pela colocação de magmas juvenis e retrabalhamento crustal (Nascimento *et al.* 2024, in press).

Em escala global, as idades disponíveis de sanukitoides sugerem que eles apareceram no registro Arqueano entre 2,92 e 2,53 Ga, com os crátons Amazô-

nico e Pilbara hospedando as ocorrências mais antigas mundialmente (Fig. 12). Em cada região, o magmatismo sanukitoide ocorreu logo após a última fase de magmatismo TTG, mas precedeu ou coincidiu com o magmatismo crustal (por exemplo, Oliveira *et al.* 2011, Heilimo *et al.* 2010, Smithies *et al.* 2004); alternativamente, os sanukitoides emergiram após o último grande período de formação da crosta, mas antes de sua final estabilização (Heilimo *et al.* 2010, Silva *et al.* 2023). O registro mais antigo de TTG (3,07–2,92 Ga) na Província de Carajás compartilha significativas semelhanças com os principais períodos de formação de TTG nos Crátons Pilbara, Karelia e Kaapvaal (Fig. 12). O período a partir de 2,80 Ga é marcado pela intrusão de leucogranitos e granitos híbridos, que foram colocados no embasamento TTG durante eventos tectono-magmáticos significativos, ocorrendo em torno de 2,87 Ga, 2,70 Ga e 2,55 Ga (Moyen 2019). Esses eventos refletem processos de reciclagem da crosta e cristalização de granitos em um contexto geodinâmico associado à evolução da crosta continental durante o Arqueano. Embora esses eventos apresentem tipos e volumes únicos de magmatismo, eles alinham-se com o registro sanukitoide da Província Carajás, que apresenta granitos cálcico-alcálicos potássicos contemporâneos, além de granitoides híbridos e TTGs enriquecidos (transicionais), associados a um significativo metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2020). A classificação recente proposta por Moyen (2019) categoriza os granitoides arqueanos em magmatismo tipo C (para crosta) que engloba TTGs arqueanos, TTGs enriquecidos, biotita granitos e granitoides híbridos, além de magmatismo tipo M (para manto), que inclui sanukitoides *stricto sensu* e *lato sensu*. O primeiro originou-se da fusão parcial de uma variedade de fontes crustais, de anfíbolitos a rochas metassedimentares, enquanto o último resultou da fusão parcial de uma fonte mantélica enriquecida, sendo o principal agente de enriquecimento o fundido félsico (tipo TTG). Ao longo do Arqueano, fontes crustais evoluídas e manto metasomatizado tornaram-se cada vez mais difundidas em todo o mundo, refletindo a maturação progressiva de segmentos crustais e a estabilização do sistema tectônico global (Moyen *et al.* 2003, Moyen 2019, Silva *et al.* 2023). As descobertas geocronológicas neste estudo contribuem para a compreensão da história geológica arqueana do Subdomínio Sapucaia, que se alinha com as de outras províncias arqueanas mundialmente (Fig. 12). Similar à área de estudo, esses crátons arqueanos apresentam associações típicas de granito-greenstone e granitoides cálcico-alcálicos tardios. Dados geocronológicos indicam que pelo menos três grandes eventos de construção crustal ocorreram aproximadamente em 3,07, 2,8–2,7 e 2,5 Ga e foram distribuídos em dois principais estágios da evolução crustal arqueana (Laurent *et al.* 2014).

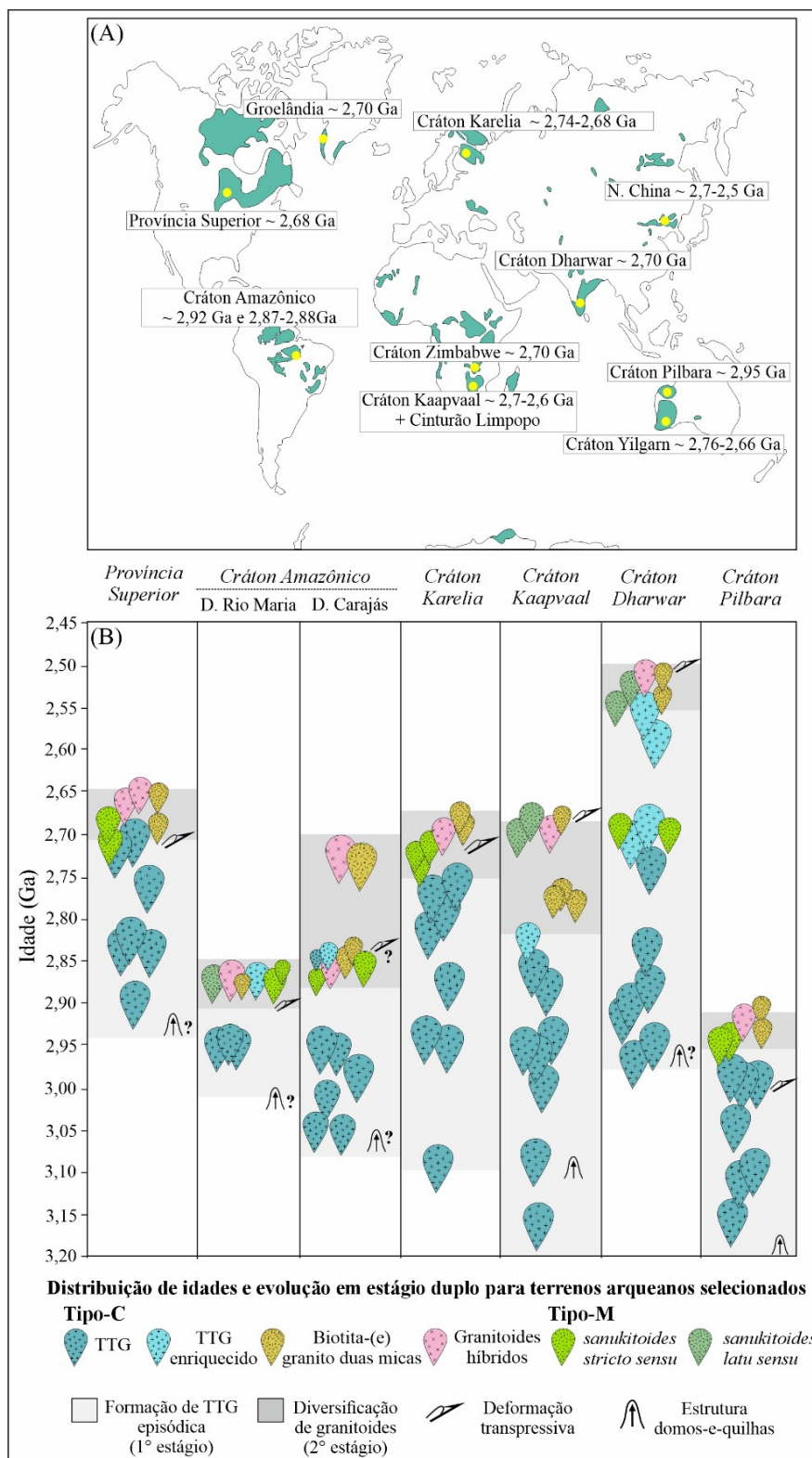


Figura 12. Topo (A): Mapa de exposição da crosta arqueana em verde (Laurent et al. 2014 modificada). Base (B): Crátons selecionados, cuja evolução dos granitoides arqueanos são bem documentada com sua respectiva idade de distribuição dos principais grupos de granitoides arqueanos modificado de Moyaen (2019). As fontes dos dados foram: Província Superior (Stevenson et al. 1999, Stern et al. 1989); Cráton Amazônico (Oliveira et al. 2011, Santos e Oliveira 2016, Silva et al. 2022, 2023, Nascimento et al. 2024, in press); Cráton Karelia (Heilimo et al. 2010, Haala 2005, Lobach-Zhuchenko et al. 2008); Cráton Kaapvaal (Laurent et al. 2014); Cráton Dharwar (Moyaen et al. 2003, Joshi et al. 2016); e Cráton Pilbara (Smithies e Champion 2000, Smithies et al. 2004).

AFINIDADES PETROLÓGICAS E PROCESSOS PETROGENÉTICOS

Os sanukitoides são uma classe de rochas ígneas que se destacam por suas características geoquímicas singulares e que reflete processos petrogenéticos complexos de formação de crosta durante o Arqueano (Laurent *et al.* 2014). A Suíte Água Limpa, composta pelos plútons Água Azul e Água Limpa, apresentam características geoquímicas típicas dos sanukitoides arqueanos descritos em outros crátons (e.g., Crátons Dharwar, Karelia, Kaapvaal, Província Superior, e Pilbara; Joshi *et al.* 2016, Heilimo *et al.* 2010, Stevenson *et al.* 1999, Smithies *et al.* 2004 e referências relacionadas). No entanto, o alto conteúdo de Al, Ba/Sr, e K_2O dos granitoides da Suíte Água Limpa, sugere uma fonte e condição de fusão mais heterogênea e com complexas interações manto-crosta (Gabriel e Oliveira 2014). Apesar das semelhanças na idade de formação (2,88 Ga) de ambos plútons sanukitoides (Água Azul e Água Limpa), aspecto petrográfico e estrutural, além do comportamento geoquímico afim, que inicialmente enquadram essas rochas em uma mesma suíte magmática, os dois corpos granitoides de afinidade sanukitoides da região de Água Azul do Norte apresentam certas particularidades que justificam a denominação individual para suas ocorrências. Além da separação geográfica, petrograficamente o GAL mostra ser mais enriquecido em minerais máficos e plagioclásio do que o GAA que, por sua vez, contém teores mais elevados de K-feldspato, biotita e epidoto magmático. Algumas diferenças na composição química dessas rochas refletem acima de tudo as variações mineralógicas encontradas nas mesmas. O GAL é mais enriquecido em CaO e Ba, enquanto que no GAA os teores de K_2O e os valores da razão Rb/Sr são ligeiramente mais elevados. Além disso, nota-se no GAL uma variação mais ampla nos teores de SiO_2 (58,4-72,6%) em relação às rochas do GAA (62,0-69,1%), reflexo da ocorrência significativa de rochas mais enriquecidas em quartzo (Ms-Bt-Gr-dP) e do aspecto mais evoluído do GAL, sugerindo que este possa ter passado por maior grau de diferenciação magmática, com importante fracionamento de anfibólio e biotita, haja vista o aumento significativo da razão La_N/Yb_N e o decréscimo acentuado de Rb nessas rochas em relação às demais fácies. Tais aspectos podem sugerir que esses corpos são provenientes de magmas similares, porém distintos, que evoluíram sob condições semelhantes de cristalização.

Ao redor do mundo, sanukitoides são caracterizados por uma mineralogia rica em feldspato potássico, plagioclásio, biotita, anfibólio e piroxênio, além de minerais

acessórios como apatita, zircão e titanita. Quimicamente, destacam-se pelos altos teores de MgO, Cr e Ni, bem como pelo enriquecimento em elementos litófilos de íon grande (LILEs) como K, Sr e Ba, e empobrecimento em elementos de alto campo de força (HFSEs) como Nb e Ti (Smithies e Champion 2000). Estas características indicam uma fonte mantélica modificada por processos metasomáticos e a possível contribuição de materiais crustais (Moyen *et al.* 2003, Silva *et al.* 2023). Esses granitoides são amplamente aceitos como produtos da fusão parcial de um manto lherzolítico que foi previamente metasomatizado por fluidos ricos em voláteis, possivelmente derivados de zonas de subducção. Este modelo é corroborado por dados geoquímicos que mostram assinaturas isotópicas indicativas de uma fonte mantélica enriquecida (Heilimo *et al.* 2010, Silva *et al.* 2023). A contaminação crustal é um processo crucial na formação dos sanukitoides, conforme indicado por Halla (2005), que tem o papel de enriquecer o magma em elementos litófilos e alterar suas assinaturas isotópicas.

O ambiente tectônico associado à formação dos sanukitoides é geralmente vinculado a zonas de subducção arqueanas. Laurent *et al.* (2014) e Oliveira *et al.* (2011) discutem a possibilidade de que os sanukitoides se formaram em contextos de convergência tectônica, onde a subducção de placas oceânicas e a consequente interação manto-crosta facilitavam a geração desses magmas. Esses ambientes tectônicos são cruciais para entender a dinâmica de formação e evolução dos cratons arqueanos. As assinaturas isotópicas de Nd e Sr, bem como as composições de elementos traço, são consistentes com um modelo de formação envolvendo fusão parcial do manto metasomatizado seguido de interação com a crosta continental (Heilimo *et al.* 2013). Estudos petrogenéticos detalhados são fundamentais para a construção de modelos que expliquem a complexa petrogênese destas rochas e suas implicações para a história geológica da Terra no Arqueano.

CONSIDERAÇÕES SOBRE MICROTTECTÔNICA

Apesar das diferenças na proporção modal entre os diversos granitoides estudados, a mineralogia é pouco variável (Qtz-Plag-Kf-Bt-Hbl-Ep-Tnt), o que denota que dependendo das condições deformacionais impostas a essas rochas, padrões de deformação e aparecimento de microestruturas específicas são observados de acordo com a temperatura e grau de *strain*. Ou seja, embora a mineralogia dos granitoides seja relativamente constante, a maneira como esses minerais

respondem à deformação pode variar significativamente com o aumento da temperatura e do grau de *strain* (Passchier e Trouw 2005; Nebelec e Bouchez 2015).

Minerais como o quartzo e o feldspato apresentam comportamentos diferentes durante a deformação. O quartzo, por exemplo, é mais suscetível à deformação dúctil em temperaturas mais altas, desenvolvendo microestruturas como subgrãos e recrystalização dinâmica, enquanto os feldspatos, menos dúcteis, tendem a fraturar em condições de deformação mais intensa. Assim, mesmo que a mineralogia seja homogênea, as microestruturas observadas – como foliação, lineação ou bandas de cisalhamento – refletem diferentes mecanismos de deformação. Portanto, a mineralogia monótona implica que a variação nos padrões de deformação e microestruturas específicas não resulta de mudanças na composição mineral, mas sim das condições térmicas e do regime deformacional a que as rochas foram submetidas (Nebelec e Bouchez 2015).

Desta forma é proposto três domínios de deformação principais para a Suíte Água Limpa baseados no esquema de Passchier e Trouw (2005) e Nebelec e Bouchez (2015) (Fig. 13a). O desenho esquemático aborda que, de forma geral, em temperaturas próximas ao *solidus*, os feldspatos tendem a se comportar de forma rúptil (ou a se recrystalizar por BLG + SGR; *bulging* e rotação de subgrão), diferindo do quartzo que tende a se recrystalizar por GBM + SGR (migração de limite de grão e rotação de subgrão; Fig. 12b). Desta forma, se a estrutura já recrystalizada for submetida a uma alta tensão diferencial, enquanto *melt* residual ainda estiver presente nos poros dos cristais, alguns desses cristais serão pressionados uns contra os outros de forma que seus contatos sejam dissolvidos ou endentados. No caso dos feldspatos, pode ocorrer dobramentos enquanto outros podem fraturar, neste último caso, estas fraturas podem ser preenchidas pelo *melt* residual, cuja composição geralmente se aproxima da composição eutética (quartzo e feldspato). A presença de microfraturas em plagioclásio ou anfibólio preenchidas por quartzo neoformado indica que a estrutura do mineral foi deformada na presença de fusão residual, e portanto, antes da recrystalização completa do magma. Além disso, feições como “*mica-fish*” caracterizada por cristais de anfibólio alongados e dispostos inclinados em relação à foliação original indicam que esses granitoides foram submetidos a moderado ou intenso cisalhamento. Conforme o aumento da taxa de deformação, o aparecimento de recrystalização de quartzo nas bordas do porfiroclasto de plagioclásio

torna-se comum, sendo que as maclas deste último tornam-se pouco visível, e prevalece neste caso, uma forte extinção ondulante, confundindo-se com o quartzo.

Domínio de baixa deformação

Em microescala, este domínio é caracterizado pela baixa taxa de deformação dos cristais de quartzo e feldspatos, sendo a recrystalização destas fases minerais menos evidente em relação aos demais domínios deformacionais (Fig. 13b). De modo geral, os granitoides apresentam tanto a textura equigranular hipidiomórfica como a porfirítica. Neste último caso, fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio apresentam granulação média (1-2 mm) subidiomórfico, podendo estar fracamente a moderadamente alinhados de acordo com a foliação da rocha. Quartzo primário é o mais comum (Qtz₁) caracterizado por cristais hipidiomórficos a xenomórficos (1-3 mm) com extinção levemente ondulante. Este mineral também pode apresentar contato interlobado com plagioclásio (Qtz₂) relacionado à migração de limite de grão (GBM – *grain boundary migration*), que se torna mais frequente em zonas de mais alta deformação. Agregados policristalinos (subgrãos) de quartzo (Qtz₃) bordejando os fenocristais de feldspatos são raros. O contato entre os feldspatos, quartzo e minerais ferromagnesianos é, em geral, retilíneo, porém a presença de migração de limite de grãos causa um crescimento de pequena amplitude nos cristais de quartzo, produzindo grãos de formato irregular. A deformação em baixa temperatura é evidenciada pela presença de *kinks-bands* e fraturas no plagioclásio, além de forte maclamento tipo xadrez na microclina e albitização no feldspato alcalino. A biotita ocorre bem preservada, sem evidências de cloritização.

Domínio de deformação intermediária

É caracterizado pelo aumento progressivo de rotação de subgrãos (SGR – *subgrain rotation*) e *bulging*. Neste caso, os porfiroclastos de feldspatos apresentam formato ocelar ou amendoado, com sombras de pressão nas extremidades (Fig. 13c). O quartzo e biotita exibem um formato alongado disposto paralelamente à foliação e comumente formam *ribbons*. Os demais minerais (anfibólio, opacos, titanita, epidoto) ocorrem como agregados prismáticos de granulação fina (< 1 mm) na matriz. O contato entre plagioclásio-quartzo é frequentemente lobado e cúspide, indicativo de que a recrystalização via migração de limite de grão atingiu temperaturas ≥ 500 °C (Stipp *et al.* 2002) provavelmente

te em condições de fácies anfibolito superior (Gower e Simpson 1992). A presença de microfraturas nos porfiroclastos de feldspato é incomum, e pode indicar que a temperatura pelo qual a rocha foi submetida ao longo do cisalhamento não caiu significativamente abaixo de 500 °C (Passchier e Trouw 2005).

Domínio de alta deformação – protomilonito

Caracteriza-se pela proporção entre matriz/porfiroclasto $\approx 10\%$ (Passchier e Trouw 2005, Trouw *et al.* 2010) com cristais de quartzo recrystalizados inferiores $< 0,5$ mm e presença pervasiva de *bulging* bordejando os porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 13d). Os protomilonitos são formados nas zonas afetadas por alta taxa de deformação associada à zona de cisalhamento de direção W-E que corta a região de estudo. Essas estruturas são

associadas a movimentos transcorrentes sinistrais com inversão local da cinemática, marcada por estruturas de contração (arrasto) e rotação de porfiroclastos/enclaves. A deformação de caráter cristal-plástica é evidenciada pela extinção ondulante do quartzo e intensa cominuição, originando uma estrutura do tipo “manto-e-núcleo”, melhor desenvolvida na microclina, e que indica condições de deformação acima de 500 °C (Passchier e Trouw 2005). A formação de subgrão ou neogrão em feldspatos, quartzo e biotita (≥ 1 mm) ocorre nos espaços intergranulares ou preenchendo microfraturas nos feldspatos e anfibólio. Plagioclásio exibe maclamento albita e albita-Carlsbad comumente pouco visível, com alterações para sericita e epidoto. A textura mimerquita é encontrada nas bordas do contato entre os cristais de feldspato alcalino e quartzo.

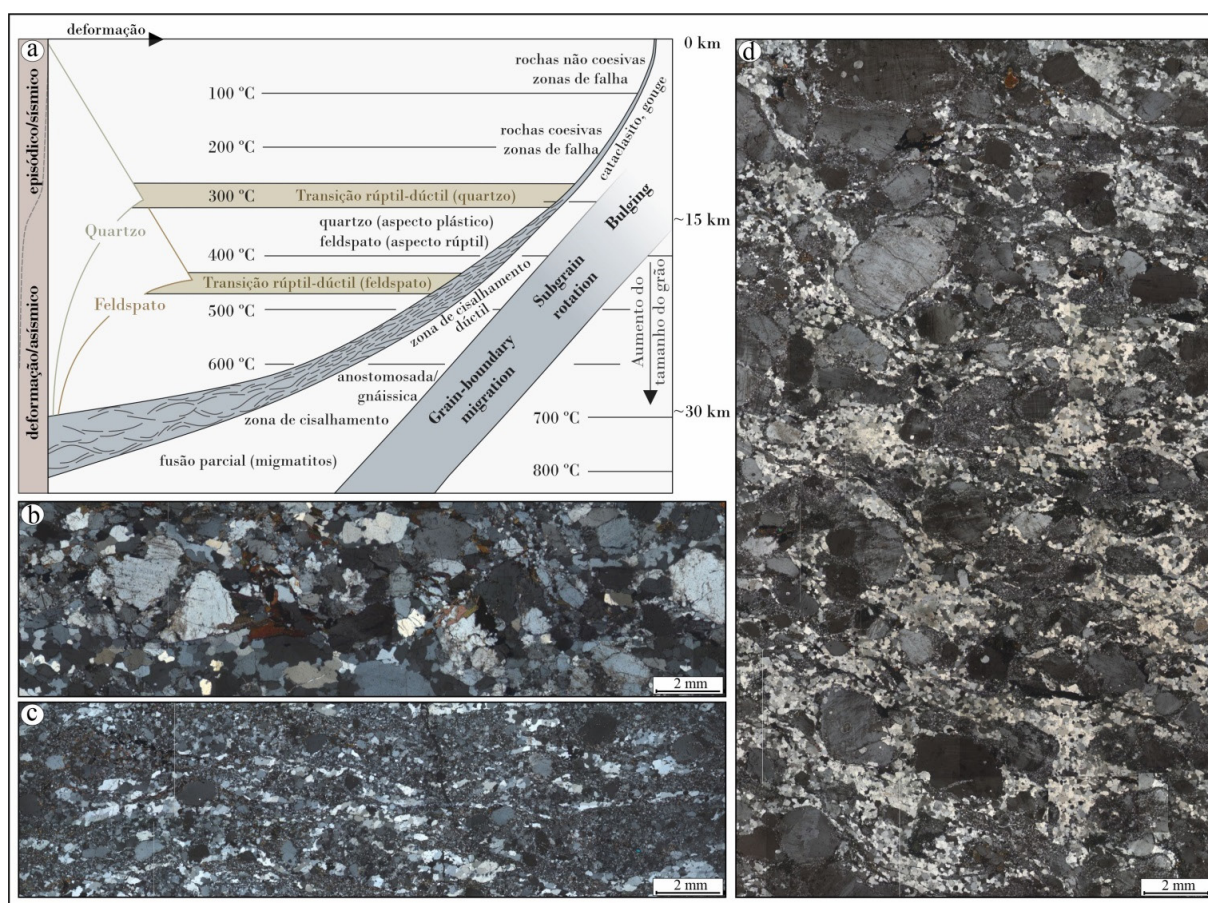


Figura 13. Feições microestruturais dos sanukitoides mesoarqueanos do Subdomínio Sapucaia: (a) diagrama esquemático mostrando a relação entre temperatura, grau de deformação e formação de microestruturas (Passchier e Trouw 2005, modificado); (b) exemplo de microestrutura da zona de mais baixa deformação, onde a migração de limite de grão (GBM) é comum na borda do quartzo; (c) exemplo de zona de intermediária deformação caracterizada por formato de porfiroclastos amendoados bordejados por quartzo recrystalizado e levemente cominuído; (d) protomilonito encontrado em zona de alta deformação com microestrutura definida por porfiroclastos de feldspatos bordejados por quartzo recrystalizado e fortemente cominuído, com presença de estruturas de bulging e rotação de subgrão. Notar que o quartzo está praticamente substituído por agregados recrystalizados e cominuídos.

Quartzo ocorre comumente como agregados policristalinos (subgrãos - Qtz₂) bordejando os porfiroclastos recristalizados de feldspato, no qual pode ocorrer também com aspecto alongado formando *ribbons*. A biotita exibe aspecto textural de forte cloritização, associada com minerais como titanita, opacos, epidoto, alanita, e por vezes, anfibólio. A última fase de deformação foi responsável pela transposição das estruturas pretéritas (em especial a foliação) e pela geração de clivagem de crenulação associada com bandas de cisalhamento e *boudinage*, relacionada a um evento compressivo de cinemática destrá. Tais aspectos divergem claramente do que é descrito para os sanukitoides mesoarqueanos do Domínio Rio Maria, o que implicaria diferenças significativas em termos deformacionais entre estes e os sanukitoides mesoarqueanos do Domínio Carajás aqui estudados.

MECANISMOS DE ASCENSÃO E COLOCAÇÃO

Sanukitoides são frequentemente localizados próximos a limites tectônicos ou associados a zonas de cisalhamento em terrenos arqueanos ao redor do mundo (Moyen *et al.* 2003). Contudo, seus padrões estruturais de campo raramente são bem documentados, pois geralmente são obliterados ou transpostos por episódios tectonotermiais tardios, resultando em deformação homogênea e metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão em extensas regiões (Moyen *et al.* 2003, Laurent *et al.* 2014). A análise dos dados de campo e microestruturais dos plútons sanukitoides, juntamente com a descrição do padrão de foliação nas rochas encaixantes, pode fornecer informações valiosas sobre os mecanismos de ascensão e colocação dos magmas que originaram essas rochas (Passchier e Trouw 2005, Nedelec e Bouchez 2015, Vernon 2008). Compreender as condições de deformação dos sanukitoides na área de Água Azul do Norte pode ajudar a elucidar seu significado tectônico no contexto regional da Província Carajás.

O padrão de deformação observado indica que os sanukitoides da Suíte Água Limpa foram colocados na crosta por intrusão sincinemática e deformados durante um encurtamento horizontal regional N-S, associado a um regime tectônico transpressivo na Província Carajás. Este regime foi crucial na deformação dos sanukitoides durante as fases magmáticas e de estado *solidus*. Um evento subsequente, provavelmente causado pela reativação de zonas de cisalhamento ou pela colocação de granitoides sintectônicos, resultou em deformação *subsólido*, contribuindo para as carac-

terísticas deformacionais gerais das rochas estudadas (Nascimento *et al.* 2024, in press). A interpretação das microestruturas indica que a deformação contínua em estado *solidus* de alta temperatura acompanhou o processo de colocação, resultando em recristalização estática observada tanto no quartzo quanto nos feldspatos (Vernon 2008, Passchier e Trouw 2005). Estruturas magmáticas e submagmáticas podem ser significativamente influenciadas por tensões tectônicas regionais, levando a uma complexa interação entre processos de deformação e cristalização. Esses processos são fundamentais para a compreensão da evolução estrutural e térmica dos plútons, destacando a importância da deformação em alta temperatura na recristalização dos minerais constituintes e na evolução das microestruturas dos plútons estudados.

Devido ao seu padrão estrutural e localização ao longo da zona de cisalhamento E-W que delimita dois terrenos geotectônicos distintos, sugere-se que os mecanismos de ascensão dos magmas que deram origem aos sanukitoides estudados foram controlados por processos tectônicos regionais de reativação de zonas de cisalhamento translitósfericas. Com base na taxa de dissolução de epidoto magmático, Nascimento *et al.* (2023) estimaram que a taxa de transporte do magma sanukitoide parental da Suíte Água Limpa variou aproximadamente 1.481 a 13.333 m/ano. Eles indicaram que provavelmente uma rede estruturalmente controlada de condutos, associada à migração pervasiva de magma em escala mesoscópica durante a fase de deformação ativa das zonas de cisalhamento, e secundariamente diques de pequena escala, atuaram como condutos para a transferência de magma através de pulsos distintos que se cristalizaram posteriormente antes de atingir a crosta continental. A construção desses plútons requer injeções de vários pulsos derivados do manto e da crosta em um curto intervalo de tempo, com a criação do espaço provavelmente controlada pela translação lateral das rochas encaixantes (Nedelec e Bouchez 2015, Passchier e Trouw 2005).

SIGNIFICADO TECTÔNICO

Embora os modelos de tectônica vertical tenham sido vistos por muito tempo como a antítese arcaica da tectônica de placas, essa é uma falsa dicotomia, pois os dois estilos tectônicos não são mutuamente excluídos, e evidências de tectônica vertical e horizontal coexistentes agora são reconhecidas no registro arqueano (Van Kranendonk 2010, 2011, Bédard *et al.* 2013, Bédard e Harris 2014). Portanto, a questão chave não é se havia

tectônica vertical ou de placas no Arqueano, mas se a tectônica horizontal é capaz de explicar a retenção de Nb e Ta na fonte, assim como o relativo enriquecimento de LILE (Ba e Sr), Cr e Ni nos magmas, assinatura tipicamente observada tanto nos sanukitoides arqueanos, quanto nos pós-arqueanos. Boa parte dos pesquisadores argumentam que as assinaturas geoquímicas dessas rochas são melhor explicadas pela subducção operando desde o Mesoarqueano, e que seria necessária para produzir tal comportamento geoquímico, onde fases de Fe-Ti, como o rutilo, poderia reter Nb e Ta em profundidades mantélicas (Martin *et al.* 2009, Condie 2018) e fluidos poderiam enriquecer o magma em elementos litófilos. Nas rochas estudadas e nos demais granitoides arqueanos da Província Carajás, essa assinatura é identificada, sugerindo a ocorrência de fusão parcial da placa ou do manto em níveis profundos, durante ou após subducção. Portanto, apesar do momento da operação da tectônica de placas ainda ser altamente controverso, a subducção de alto ângulo é considerada o mecanismo mais favorável para gerar sanukitoides cálcico-alcalino rico em Mg como os estudados na Suíte Água Limpa porque o peridotito da cunha do manto poderia ser metasomatizado por fusão derivada de sedimentos ou da crosta subductante (possivelmente fusão de TTG) produzida através da subducção de alto ângulo, sendo este modelo mais acessível se comparado ao regime vertical (Laurent *et al.* 2014). A outra razão é que a subducção de alto ângulo poderia fornecer um calor adicional necessário para a fusão parcial do manto metasomatizado (enriquecido) através do recuo (rollback) ou quebra da crosta subductante rígida, o que é difícil de ser feito pela subducção de ângulo raso ou pelo regime vertical (Brown *et al.* 2020).

Desta forma, os sanukitoides poderiam ser formados sob condições de: (i) desacoplamento da placa subductada que causaria um influxo da astenosfera do manto sob o prisma orogênico, resultando em uma anomalia térmica e fusão parcial do manto litosférico metassomatizado; (ii) espessamento crustal desenvolvido pela amalgamação de arcos ou protocontinentes; (iii) recuo (“rollback”) do manto litosférico na placa subductada; ou (iv) delaminação do manto litosférico subcontinental sob a placa superior (Van Kranendonk 2010, 2011, Laurant *et al.* 2014). Almeida *et al.* (2011) indicaram que no Domínio Rio Maria, um evento térmico relacionado ao desacoplamento da placa e à ascensão da astenosfera induziu a fusão do manto metassomatizado, gerando magmas sanukitoides. Este modelo parece ser coerente para os granitoides da Suíte Água

Limpa, similar àquela proposta por Silva *et al.* (2022) para o Complexo Sanukitoide de Ourilândia do Norte. Assim, o modelo de estágio duplo proposto por Silva *et al.* (2022) se adequa também para a área de Água Azul do Norte. Os autores indicaram que: (i) o primeiro estágio (3,07–2,92 Ga) apresenta características de subducção de baixo ângulo com colocação episódica de fusão de placa (formação de magma tipo TTG) e consequente início de metasomatismo da cunha do manto; e (ii) o segundo estágio (2,89–2,84 Ga) é caracterizado por uma subducção de alto ângulo, associado à colisão transpressiva definida pelo pico do metamorfismo regional (Marangoanha *et al.* 2020). Isso desencadeou espessamento crustal e retrabalhamento litosférico causado pelo rompimento da placa e soerguimento da astenosfera, que geraram grandes volumes de magmas derivados do manto (sanukitoides) e da crosta (granitos) em um curto espaço de tempo (~2,88 Ga). Portanto, a formação dos sanukitoides ocorreu no segundo estágio tectônico associado a subducção de alto ângulo. Tal processo de metassomatismo do manto e hibridização, assim como as assinaturas geoquímicas dos granitoides da Suíte Água Limpa, dificilmente poderiam ser explicadas sem envolvimento de subducção prévia.

CONCLUSÕES

- (i) A Suíte Água Limpa é formada pelos plútons Água Limpa e Água Azul, que ocorrem encaixados na zona de cisalhamento E-W que delimita os Domínios Carajás e Rio Maria. Eles são intrusivos nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia, TTGs e ortognaisses que compõem o embasamento do Subdomínio Sapucaia. Em relação aos leucogranodioritos, as evidências de campo apontam que essas rochas sejam intrusivas nos sanukitoides.
- (ii) Em termos estruturais, os mecanismos de deformação atuantes sobre as rochas estudadas foram o de recuperação e recristalização, originando uma foliação anastomosada de direção principal E-W, mergulhando com moderado a alto ângulo para sul e norte. As porções centrais dos batólitos representam domínios de menor deformação, enquanto, aquelas próximas às bordas representam domínios de maior

deformação formando milonitos. A forma alongada dos plútons combinada com as observações meso- e microestruturais indicam origem sin-tectônica para as rochas estudadas, sob moderada a alta temperatura ($> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$; compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo), alto esforço diferencial e taxa de deformação, em regime transpressivo sinistral, controlado predominantemente por cisalhamento simples.

- (iii) Em termos geoquímicos, as rochas estudadas são classificadas como cálcico-alcalinas alto-K, metaluminosas e magnesianas, exibindo alto conteúdo de Mg#, Ni, Cr, Ba e Sr, denotando afinidades com a Suíte Sanukitoide Rio Maria e Complexo Ourilândia do Norte, que foram admitidos como produto de diferenciação de um magma máfico parental derivado de fusão parcial do manto previamente metassomatizado por slab melt.
- (iv) Os plútons Água Limpa e Água Azul apresentam idades de cristalização de $2870 \pm 4\text{ Ma}$ e $2872 \pm 5\text{ Ma}$, respectivamente, e que confirmam sua correlação com os demais sanukitoides descritos na Província Carajás.

- (v) As evidências petrológicas e estruturais sugerem que a estabilização do segmento de crosta estudado ocorreu em cenário paleotectônico análogo ou similar aos sistemas orogênicos modernos, de modo que, os granitoides estudados foram colocados durante a segunda etapa de um modelo tectono-magmático de dois estágios (subducção-colisão), com a colocação do magma condicionada por fluxo penetrativo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do IG-UFPA pela infraestrutura, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pela concessão de bolsa ao primeiro autor, durante o desenvolvimento deste trabalho, além de todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a elaboração do mesmo, em especial aos membros do GPPG. Esta pesquisa está vinculada aos objetivos do projeto CNPq (Proc. 435552/2018-0 e 406227/2023-3) e Bolsas de Produtividade em Pesquisa do CNPq no período de 2019-2023 (processos 311647/2019-7 e 312151/2023-3), coordenadas pelo Prof. D.C. Oliveira.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1-2):1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Râmô 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**(1-2):201-221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.008>.
- 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.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000*. Brasília, CPRM-Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás, 135 p.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U-Pb and Pb-Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**:1423-1440.

- Barker F., Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite–tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite–basalt suites. *Geology*, **4**:596–600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2).
- Bédard J.H., Harris L.B. 2014. Neoproterozoic disaggregation and reassembly of the Superior craton. *Geology*, **42**, 951–954.
- Bédard J.H., Harris L.B., Thurston P. 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, **229**, 20–48.
- 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 Sci.*, **35**:1–11.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICPMS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**(1):115–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>.
- Brown M., Johnson T., Gardiner N.J. 2020. Plate tectonics and the Archean Earth. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **48**, 291–320.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. 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, pp. 19–40.
- Condie K.C. 2018. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geosci. Front.*, **9**, 51–60.
- Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Guimarães F.V., Oliveira D.C., Teixeira M.F.B., Feio G.R.L., Lamarão C.N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, **277**:3–32.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, CD-rom.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.
- Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**:102598. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102598>.
- 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**(11):2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais*, **9**(3):533–564.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso brasileiro de geologia. Belém, *Anais*, CD-rom.
- Gower R.J.W., Simpson C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology*, **14**(3):301–313.
- Halla J. 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, Eastern Finland. *Lithos*, **79**:161–178. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.007>.
- Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. 2013. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research*, **228**:250–266. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.01.015>.
- Heilimo E., Halla J., Holttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**:27–39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>.
- Joshi K.B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A.K. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archean–Proterozoic boundary in the Bundelkhand craton, Central India. In: Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z. (eds) *Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archean Cratons*. Geological Society, London, Special Publications, **449**:123–157. <https://doi.org/10.1144/SP449.8>.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**:208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.

- Leite-Santos P.J.S., Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP-Série Científica* **16** (2), 37–66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>.
- 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., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. In: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, vol. 236. Cambridge University Press, p. 236. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A. 2008. Petrology of Late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism. *J. Petrol.*, **49**:393–420. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm084>.
- Ludwig K. 2009. SQUID 2: A User's Manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 5, 110 pp.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoproterozoic A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **338**:105585. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2019.105585>.
- Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.*, **100** (1–2), 15–33. [https://doi.org/10.1016/10.1130/2010.2472\(02\)](https://doi.org/10.1016/10.1130/2010.2472(02)).
- McDonough W.F., Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120** (3–4):223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Moyen J.F. 2019. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 489 pp. <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Res.*, **127** (1–3):103–123. <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>.
- Nascimento, A.C., Oliveira, D.C., Gabriel, E.O., Leite-Santos, P.J., 2024 in press. Geology, geochemistry, and zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: Constraints on petrogenesis, emplacement timing, and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton. *The Geological Society of London*, **6**(2):1-30.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Marangoanha B., Silva L.R., Aleixo E.C. 2023. Mineral chemistry of the Água Limpa suite: Insights into petrological constraints and magma ascent rate of Mesoarchean sanukitoids from the Sapucaia terrane (Carajás Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, **132**:104683. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104683>.
- Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J. submetido. Geology, geochemistry, and zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Mesoarchean high-Mg granitoids: Constraints on petrogenesis, emplacement timing, and deformation of the Água Limpa suite in the Carajás Province, SE Amazonian Craton.
- Nedelec A., Bouchez J.L. 2015. Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny. Oxford University Press, New York, 352 pp. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198705611.001.0001>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017>.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2010. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite: implications for the genesis of sanukitoid rocks. *J. Petrol.*, **51**:2121–2148. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017>.
- Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B., Gabriel E.O., Leite-Santos P.J., Machado J.R.M., Felix W.Q., Silva L.C., Santos R.F.S. 2023. Revisão litoestratigráfica com implicações para compartimentação tectônica da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: Anais do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Santarém, 434–441 pp.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. Microtectonics. Springer, Germany, p. 366.
- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico - Pará. *Revista Brasileira De Geociências*, **30** (4):597–606. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000304597606>.
- Polat A., Hofmann A.W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Res.*, **126**:197–218. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00095-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00095-0).
- Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F. 2010. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids). *Journal of Petrology*. **51**:1237–1266. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq017>.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do granito mesoarqueano boa sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9** (3):597–633.
- Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP-Série Científica*, **14** (3), 3–18. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>.

- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., *et al.* (Eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 169–226 pp.
- Santos M.N.S., Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte – Carajás Province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *J. S. Am. Earth Sci.*, **72**:279–301. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>.
- Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: Petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **8** (3), 325–354.
- Shand S.J. 1950. Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits: 1–488. Thomas Murby, London.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. 2023. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **398**:107204. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107204>.
- Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás Province, Amazonian Craton: petrogenesis, zircon U–Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432–433**:106901. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901>.
- Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás Province, Amazonian Craton. *J. S. Am. Earth Sci.*, **100**:102–568. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102568>.
- Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.S. 2004. Evidence for Early LREE-enriched Mantle Source Regions: Diverse Magmas from the c. 30 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, **45**(8):1515–1537. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh014>.
- Smithies R.H., Champion D.C. 2000. The Archean high-Mg diorite suite: Links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth. *J. Petrol.*, **41** (12):1653–1671. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1653>.
- Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) - PMC. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, *Anais*, CD-rom.
- 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 in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research*, **109**(3–4):293–315.
- Stacey J.S., Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:1688–1712. <https://doi.org/10.1139/e89-145>.
- Stevenson R., Henry P., Gariépy C. 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, **96**:83–99. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00009-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00009-1).
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The Eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 205 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**:1861–1884.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do cráton amazônico. Neves Brito, B.B. (Org). In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. (Eds.), Geologia do continente Sul Americano. Evolução da obra de F.F.M. de Almeida. São Paulo, BECA, 471–486 pp.
- Tavares F.M., Trouw R.A.J., Silva C.M.G., Justo A.P., Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *J. S. Am. Earth Sci.*, **88**:238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>.
- Terentiev R.A., Santosh M. 2018. High magnesian granitoids in the Precambrian continental crust: Implication for the continuum between ferro-potassic and magnesio-potassic rock suites. *Lithos*, **314–315**:669–682. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.002>.
- Van Kranendonk M.J. 2011. Onset of Plate Tectonics. *Science*, **333**:413–414.
- Van Kranendonk M.J. 2010. Two types of Archean continental crust: plume and plate tectonics on early Earth. *American Journal of Science*, **310**:1187–1209.
- Vernon R.H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press 2nd ed. 594 p.
- 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. CPRM, Belém, 329 pp.

Petrografia de rochas ortognáissicas e migmatíticas dos Complexos Aruanã e Bacajá, Domínio Bacajá, Cráton Amazônico

Petrography of orthogneissic and migmatitic rocks of the Aruanã and Bacajá Complexes, Bacajá Domain, Amazonian Craton

Isis Castro Marinho da Silva¹, Antônio Alessandro de Jesus Braga²,
Felipe Holanda dos Santos

RESUMO: O Domínio Bacajá está localizado na porção sudeste do Cráton Amazônico, em contato com o Domínio Carajás, compreende rochas arqueanas e paleoproterozoicas, retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico (2,2-1,95 Ga). Tais características fazem do Domínio Bacajá uma região importante para o entendimento da evolução tectônica do Cráton Amazônico durante a transição Arqueano/Paleoproterozoico. No nordeste do Bacajá, o Complexo Aruanã abrange rochas do embasamento neoarqueano (ca. 2,6 Ga), enquanto o Complexo Bacajá inclui granitoides riacianos (ca. 2,1 Ga) associados ao estágio de colisão do Ciclo Transamazônico. Neste trabalho são apresentadas descrições de campo e análise petrográfica detalhada de rochas da região nordeste do domínio. Além disso, a análise de microestruturas de recristalização por *bulging*, rotação de subgrãos e migração de limite de grãos, observadas em cristais de quartzos e feldspatos, auxiliaram na interpretação de condições de deformação. Inseridos no Complexo Aruanã, foram descritos hornblenda-biotita sienogranito protomilonítico, ortogneisse tonalítico/diorítico e metatexito estromático diorítico. As estruturas, microestruturas e assembleias minerais identificadas nessas rochas indicam que o Complexo Aruanã inclui rochas com composições básicas a ácidas, submetidas a metamorfismo de alto grau em fácies anfibolito, com migmatização associada, e afetadas por zonas de cisalhamento entre as temperaturas de 450 e 700 °C. Enquanto no Complexo Bacajá, foram encontrados biotita monzogranito e dique tonalítico/diorítico. Os resultados, para esse complexo, indicam processos deformacionais de baixas e médias temperaturas, entre 400 e 500 °C, e estruturas que apontam para a

atuação de zonas de cisalhamentos. Dessa forma, os dados reforçam que o Domínio Bacajá foi afetado por metamorfismo de alto grau, migmatização e zonas de cisalhamento durante o Ciclo Transamazônico.

PALAVRAS-CHAVE: Paleoproterozoico, Ciclo Transamazônico, Migmatito

ABSTRACT: The Bacajá Domain, located in the southeastern portion of the Amazonian Craton, comprises Archean and Paleoproterozoic rocks reworked during the Transamazonian Cycle (2.2–1.95 Ga). Additionally, it is in contact with the oldest block of the Amazonian Craton, known as Carajás Domain. These characteristics make the Bacajá Domain an important terrain for understanding the tectonic evolution of the Amazonian Craton during the Archean/Paleoproterozoic transition. In the northeastern Bacajá Domain, the Aruanã Complex encompasses Neorchean basement rocks (ca. 2.6 Ga), while the Bacajá Complex includes Rhyacian granitoids (ca. 2.1 Ga) associated with the collision stage of the Transamazonian Cycle. This study presents field descriptions and detailed petrographic analysis of rocks from the northeastern part of the domain. Furthermore, the analysis of microstructures, including bulging recrystallization, subgrain rotation, and grain boundary migration in quartz and feldspar crystals, was done to interpret the deformation conditions. Within the Aruanã Complex, protomylonitic hornblende-biotite syenogranite, tonalitic/dioritic orthogneiss, and dioritic stromatic metatexite were described. The structures, microstructures, and

¹ Universidade Federal do Oeste do Pará; Rua Vera Paz, s/n (Unidade Tapajós) - Salé, Santarém - PA

² Universidade Federal do Ceará; Av. da Universidade, 2853 - Benfica, Fortaleza - CE

E-mail: isiscastromarinho@gmail.com

mineral assemblages identified in these rocks indicate that the Aruanã Complex includes rocks with basic to acidic compositions, in amphibolite facies with associated migmatization, and affected by shear zones at temperatures between 450 and 700°C. In the Bacajá Complex, biotite monzogranite and amphibolite dikes were found. The results for this complex indicate low to medium temperature deformational processes, be-

tween 400 and 500°C, with structures suggesting shear zone activity. Thus, the data reinforce that the Bacajá Domain was affected by high-grade metamorphism, migmatization, and shear zones during the Transamazonian Cycle.

KEYWORDS: Paleoproterozoic, Transamazonian cycle, Migmatite

INTRODUÇÃO

No Cráton Amazônico, a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) (Tassinari & Macambira, 2004) representa um orógeno Paleoproterozoico com rochas de 2,2 Ga a 1,95 Ga (Vasquez *et al.*, 2008; Macambira *et al.*, 2009). A história evolutiva da PMI é correlacionável ao orógeno Birimiano do Cráton Oeste Africano, ambos constituem sistemas acrecionários-colisionais, o que pode indicar a participação desses crátons em um contexto geotectônico mais abrangente durante o Paleoproterozoico (Vasquez *et al.*, 2008; Grenholm, 2019; Macambira *et al.*, 2022). A porção sul da PMI corresponde ao Domínio Bacajá (DBJ), um terreno de alto grau metamórfico, com rochas arqueanas a riacianas, que faz contato, a sul, com o Domínio Carajás, o núcleo arqueano do Cráton Amazônico. Portanto, o DBJ pode ser considerado uma peça importante na compreensão dos eventos tectônicos que moldaram o Cráton Amazônico durante o Paleoproterozoico.

Desse modo, a descrição petrográfica detalhada de rochas nesse contexto é parte importante para o entendimento da evolução e reconstrução desse orógeno. Descrições de relações de campo, assembleias minerais, estruturas e microestruturas registram a história das rochas, e trazem ideias dos processos pelos quais foram submetidas, e consequentemente, refletem as condições em que o Ciclo Transamazônico foi desenvolvido.

A área de estudo está inserida na região nordeste do DBJ (Figura 1A), nas proximidades da cidade de Pacajá no Estado do Pará, onde levantamentos geológicos foram realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SBG – CPRM) e consistem nas folhas Tucuruí - SA.22-Z-C, escala 1:250.000 (Macambira & Ricci, 2013); Rio Bacajá, SA.22-Y-D-VI, escala 1:100.000 (Besser & Barros, 2015); e Repartimento, SB.22-X-A, escala 1:250.000 (Macambira *et al.*, 2019). Nessa porção do domínio, foram identificados registros de rochas arqueanas, inseridas no Complexo Aruanã (ca. 2,6 Ga), bem como granitoides riacianos incluídos no Complexo Bacajá (ca 2,1 Ga), e nas Suítes Intrusivas Arapari e João Jorge (Figura 1B).

O presente trabalho busca caracterizar rochas ortognáissicas e migmatíticas dos Complexos Aruanã e Bacajá, com base no estudo de petrografia macroscópica e microscópica, visando compreender processos tectônicos envolvidos em sua gênese e sua correlação com o Ciclo Transamazônico e evolução do Domínio Bacajá. Para isso, buscou-se (1) compreender condições gerais de cristalização e alojamento de rochas ígneas, (2) identificar o protólito e estimar qualitativamente o metamorfismo de rochas metamórficas, bem como, (3) estimar condições de deformação a partir das microestruturas presentes nas rochas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Atividade de campo

A atividade de campo ocorreu como parte prática da disciplina de Petrologia Metamórfica, do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), entre os dias 25 e 28 de outubro de 2022. Os métodos, em campo, incluíram a descrição de exposições rochosas, e a coleta de amostras. A análise de campo consistiu na definição dos minerais constituintes da rocha, textura da rocha, classificação litológica (e.g. Le Maitre *et al.*, 2002), e análise estrutural de feições planares e lineares (e.g. foliação) de cinco afloramentos.

Análise Petrográfica

As amostras coletadas foram enviadas para o Laboratório de Laminação e Processamento de Amostras da Universidade Federal do Pará (UFPA), onde foram confeccionadas cinco lâminas delgadas. A petrografia microscópica foi realizada com auxílio do microscópio petrográfico de luz transmitida *Leica DM750 P*, do Laboratório de Microscopia da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), e consistiu na determinação das assembleias minerais, com a estimativa do conteúdo mineralógico feita visualmente, além da identificação de texturas primárias e secundárias dos litotipos investigados.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico, localizado na região norte da América do Sul, no contexto da Plataforma Sul-Americana, é formado pelos Escudos das Guianas e Brasil Central, que são separados pela Bacia Sedimentar paleozoica do Amazonas. O Cráton é compartimentado em províncias geocronológicas com idades arqueanas a mesoproterozoicas (Figura 2). Em relação às definições e limites das províncias, as propostas mais adotadas e atualizadas na literatura são as de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (1999, 2004). Embora, em geral, a síntese evolutiva do Cráton Amazônico seja similar em ambas, diferem essencialmente nos limites geográficos das províncias, nos intervalos temporais das orogênias e em suas denominações.

Sumariamente, o modelo evolutivo do cráton consiste em um núcleo mais antigo, estabilizado no final do arqueano, no qual cinturões proterozóicos ou

arcos magmáticos foram amalgamados nas direções norte-nordeste e sudoeste, por eventos episódicos de retrabalhamento e/ou acreção de crosta juvenil que cessaram no início do Neoproterozoico (Cordani *et al.*, 1979, Teixeira *et al.*, 1989, Santos *et al.*, 2000, Tassinari & Macambira, 1999, 2004, Macambira *et al.*, 2022).

Na concepção de Tassinari e Macambira (2004), o Cráton Amazônico é dividido em seis províncias geocronológicas, sendo estas: Amazônia Central (>2,5 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) (Figura 2); Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga); e Sunsás (1,3-1,0 Ga). Enquanto, na proposta de Santos (2003), divide-se o cráton em sete províncias geocronológicas/geotectônicas, com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd: Carajás (3,10-2,53 Ga); Transamazonas (2,25-2,00 Ga); Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga); Amazônia Central (1,88-1,77 Ga); Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga); Rio Negro (1,86-1,52 Ga); e Sunsás (1,33-0,99 Ga) (Figura 2).

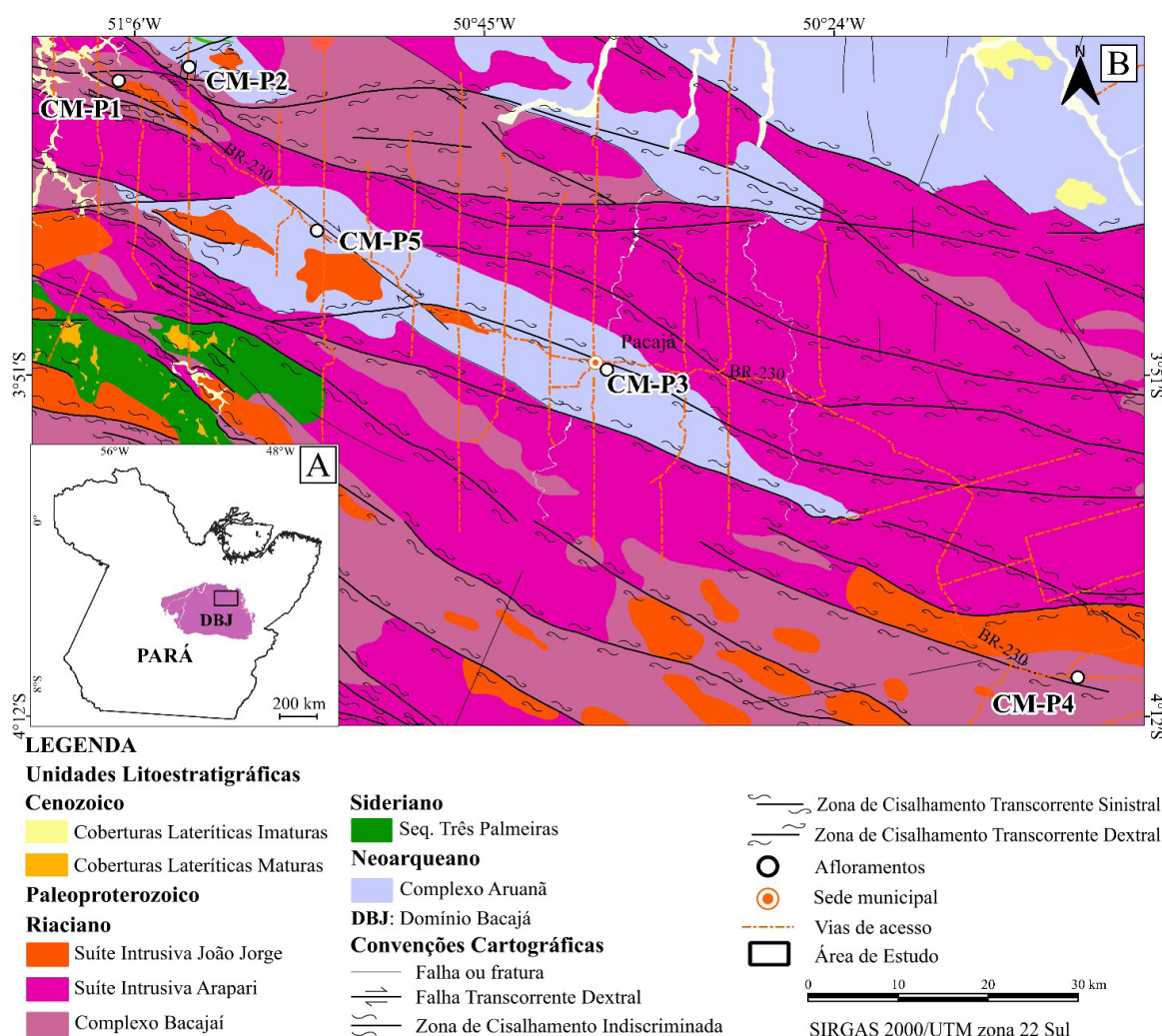


Figura 1. Localização da área de estudo. (A) Localização do DBJ (Vasquez *et al.*, 2008) no Estado do Pará, destaque para a área de estudo (retângulo vermelho); (B) Mapa geológico simplificado da região do município de Pacajá, com a localização dos afloramentos visitados. Adaptado de Macambira & Ricci (2013); Besser & Barros (2015); Macambira *et al.* (2019).

Província Maroni-Itacaiúnas

Segundo Tassinari e Macambira (2004), a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) consiste em uma faixa na borda norte-nordeste do Cráton Amazônico, com evolução entre 2,2 e 1,95 Ga (Figura 2). A PMI corresponde à Província Transamazonas definida por Santos (2003), a qual compõe uma faixa orogênica, com evolução entre 2,26 e 2,06 Ga. Em linhas gerais, a região que abrange essa província consiste em domínios de crosta juvenil paleoproterozoica, e em fragmentos ar-

queanos remanescentes que foram retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, representados essencialmente pelos Blocos Amapá e Imataca, e Domínio Bacajá (Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 2004; Vasquez *et al.*, 2008). Em geral, a província é constituída por rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfizadas nas fácies xisto-verde a anfibolito (*greenstone belts*), assim como terrenos gnáissicos-migmatíticos e granulíticos.

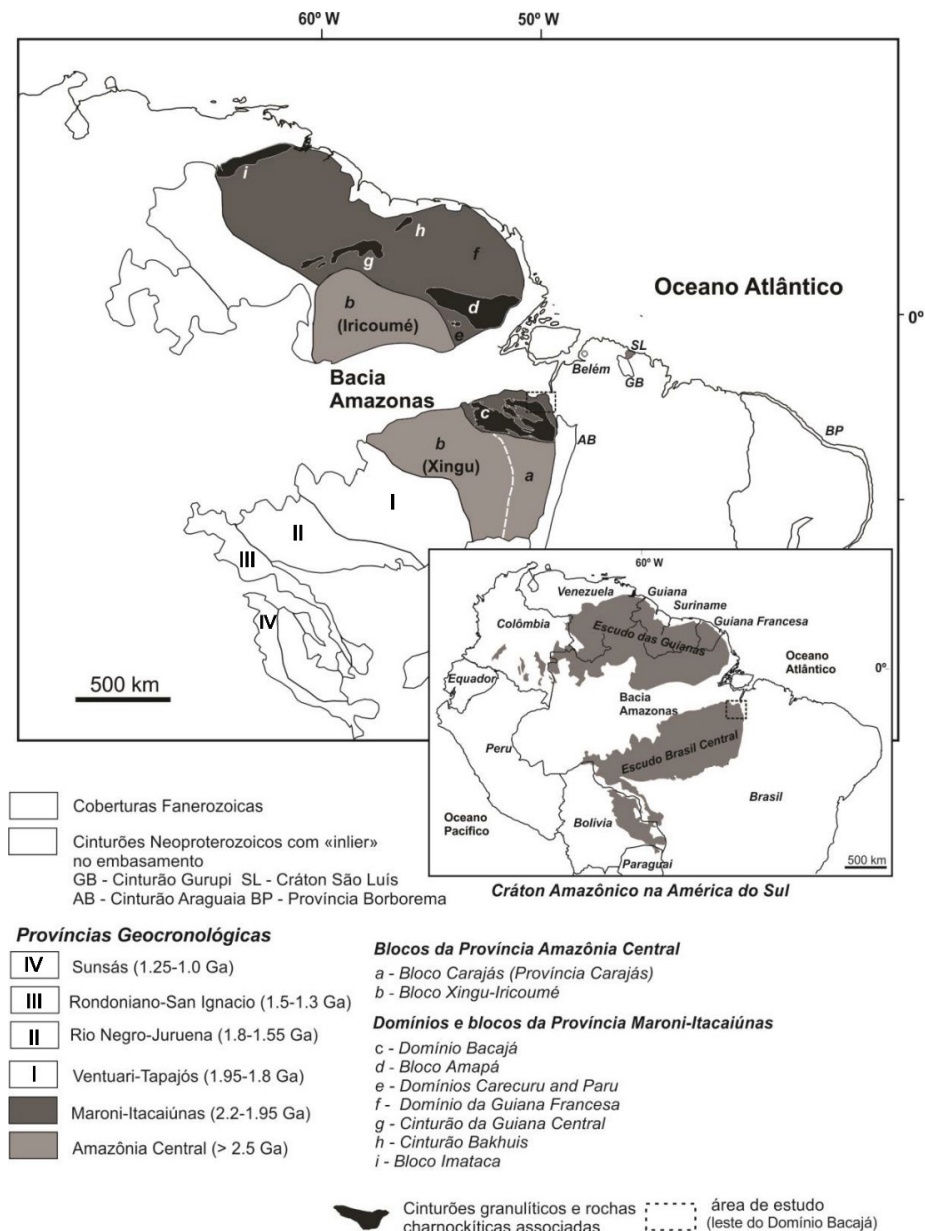


Figura 2. Mapa esquemático das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico

Domínio Bacajá

O Domínio Bacajá (DBJ), que está situado na porção sul da Província Maroni-Itacaiúnas, a sul da Bacia do Amazonas (Figura 2), foi distinguido por Ricci *et al.* (2003) do Domínio Carajás (ao sul) pela predominância de rochas de elevado grau metamórfico, menor quantidade de rochas supracrustais. A deformação ocorre associada a presença de uma tectônica transcorrente intensa caracterizada por extensas zonas de cisalhamento, alinhadas predominantemente nas direções NW-SE e WNW-ESE, a lineação tende para NW com mergulhos moderados, o que atesta movimentação oblíqua ao longo das zonas de cisalhamento (Braga *et al.*, 2024)

O DBJ é composto por associações tectônicas que englobam fragmentos arqueanos e siderianos, retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, além de granitoides de arcos magmáticos riacianos, granitoides e rochas da série charnockítica relacionados ao clímax e estágios posteriores a colisão continental riaciana (Vasquez *et al.*, 2008). Em geral, o DBJ compreende granitoides deformados em maior volume, e em menor expressão, granulitos, gnaisses, e sequências metavulcanosedimentares.

As unidades do Domínio Bacajá foram organizadas por Vasquez & Rosa-Costa (2008) nas associações Granulítica Arqueana-Paleoproterozoica, que engloba unidades ortoderivadas e paraderivadas de alto grau, com protólitos entre 3,0 e 2,6 Ga, e fontes detríticas mesoarqueanas a siderianas, com metamorfismo granulítico riaciano (2,1-2,06 Ga). Inclui as unidades Complexo Cajazeiras, Ortogranulito Máfico Rio Preto, Granulito Novolândia e Paragnaisse Ipiçava e Complexo Aruanã.

A unidade litotectônica *Greenstone Belts* Arqueano-Paleoproterozoicos é formada por sequências metavulcano-sedimentares neoarqueanas a siderianas, incluindo o Grupo Vila União, Sequência Três Palmeiras (2,3 Ga) e Rochas Supracrustais I (Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

Já os granitoides gerados nos diferentes estágios orogenéticos do Ciclo Transamazônico são incluídos nas unidades litotectônicas: Suítes Plutônicas Pré-Colisionais, que compreende as unidades litoestratigráficas Tonalito Brasil Novo, granodioritos Oca e Belo Monte, Monzogranito Piranhaquara e Metatonalito Tapiranga, os quais, segundo Vasquez (2006) estão relacionados a arcos magmáticos riacianos (2,2-2,1 Ga).

A unidade Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais engloba os charnockitos do Complexo Bacajaí, e os granitoides do Granodiorito Babaquara e Granito Canaã, relacionados ao clímax da colisão continental (ca. 2,1 Ga). Nas Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais são identificados granitoides e rochas da série charnockítica riacianos (ca. 2,08-2,06 Ga), inseridas nas suítes intrusivas Arapari e João Jorge, sendo plútons associados ao relaxamento crustal posterior ao estágio colisional do Ciclo Transamazônico.

A individualização da unidade Granodiorito Sant'Ana (ca. 1,98 Ga), 80 Ma de anos mais jovem que os granitoides tardi a pós-colisionais do DBJ, pode representar um evento magmático tardio pós orogênico (Vasquez, 2006; Vasquez *et al.*, 2008). No entanto, Silva *et al.* (2022) encontrou idade de $2,124 \pm 7$ Ga para o Granodiorito Sant'Ana.

GEOLOGIA DAS UNIDADES AMOSTRADAS

A região nordeste do Domínio Bacajá foi mapeada pelo Serviço Geológico do Brasil (SBG) nos projetos das folhas: Tucuruí (Macambira & Ricci, 2013), Rio Bacajá (Besser & Barros, 2015) e Repartimento (Macambira *et al.*, 2019). Sendo assim, essa porção do DBJ inclui unidades do embasamento de alto grau com protólitos arqueanos, cinturões supracrustais e granitoides riacianos. Os afloramentos descritos neste trabalho foram inseridos nas unidades estratigráficas Complexo Aruanã e Bacajaí com base nessas folhas (Figura 1B).

Complexo Aruanã

O Complexo Aruanã ocorre amplamente distribuído na região nordeste do DBJ, como uma extensa faixa WNW-ESE, a sul da Bacia do Amazonas, e é constituído predominantemente por ortogranulitos. Leucossomas sódicos e bandas quartzofeldspáticas são estruturas concordantes muito comuns, além de subordinados mobilizados e pegmatitos graníticos, concordantes a discordantes (Vasquez *et al.*, 2008; Macambira & Ricci, 2013). Besser e Barros (2015) reportaram, nesse complexo, ortognaisses metamorfizados em fácies anfibolito, e metagranitoides de composições tonalíticas, monzograníticas e sienograníticas, que exibem foliação incipiente, bandamento gnáissico, e foliação milonítica.

Em geral, as rochas deste complexo são hidratadas, e raramente preservam as paragêneses minerais de pico metamórfico, além disso feições de migmatização em fácies anfibolito mascaram a fácies metamórfica original, com isso, o reconhecimento da fácies granulítica é dada pela presença de texturas típicas de alto grau, como granoblástica interlobada, poligonal e *flaser* (Ricci, 2006a e b; Vasquez *et al.*, 2008).

Análises litogeoquímicas realizadas por Macambira e Ricci (2013) neste complexo indicam afinidade cálcio-alcálica para os protólitos ígneos, enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (*Large-Ion Lithophile Elements* – LILEs) em relação aos elementos de alto potencial iônico (*High Field Strength Elements* – HFSE). Além disso apresentam enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, com padrões semelhantes aos de granitoides cálcio-alcálicos de arco magmático. Em relação ao ambiente tectônico, os padrões geoquímicos indicam assinatura de magmatismo cálcio-alcálico gerado em arcos vulcânicos em margem continental.

Um gnaiss granodiorítico do Complexo Aruanã foi datado por Vasquez *et al.*, (2008), pelo método Pb-Pb, a idade média de três cristais de zircão foi de 2606 ± 4 Ma, a qual foi interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo. Um gnaiss tonalítico, próximo ao garimpo de ouro Manelão apresentou a idade de 2671 ± 3 Ma, pelo método de evaporação de Pb, e valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(t) = 2,66$ e $T_{\text{DM}} = 2,65$ Ga (Macambira *et al.*, 2009). Macambira e Ricci (2013) dataram mobilizados graníticos pelo método U-Pb por LA-ICP-MS que forneceram a idade de 2122 ± 18 Ma, interpretada como relacionada a um evento metamórfico de alto grau. Besser e Barros (2015), no projeto da folha Rio Bacajá, dataram uma amostra de monzogranito protomilonítico pelo método Pb-Pb em zircão, que forneceu a idade de $2585 \pm 4,6$ Ma, considerada como idade média da cristalização da rocha. Magalhães *et al.*, (2023) datou um ortognaiss pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, que forneceu a idade de 2630 ± 15 Ma para a cristalização do protólito ígneo.

Complexo Bacajaí

O Complexo Bacajaí é composto por corpos intrusivos de granitoides alongados na direção WNW e cortados por granitos mais jovens. Consiste em uma unidade constituída por rochas da série charnockítica, foliadas a isotrópicas, e com textura ígnea preservada (Ricci & Costa, 2004; Vasquez *et al.*, 2008). Segundo os autores, em geral, as rochas do complexo encontram-se descharnockitizadas, com cristais reliquiais de piroxênio pseudomorfizados ou reequilibrados para hornblenda. Embora algumas rochas não apresentem piroxênio, Ricci (2006a) reconheceu feições diagnósticas de cristalização profunda, como intercrescimentos mesopertíticos e antipertíticos, e allanita bem desenvolvida. Na folha Tucuruí, Macambira e Ricci (2013) reconheceram batólitos e *stocks* irregulares a lentiformes, ou plútons estirados, orientados segundo WNW-ESE, pertencentes ao Complexo Bacajaí. Na folha Repartimento, Macambira *et al.* (2019) mapearam ortopiroxênio tonalitos (enderbitos), granodioritos (charnoenderbitos) e ocasionais ortopiroxênio granitos (charnockitos).

Análises litogeoquímicas, admitiram que os granitoides do Complexo Bacajaí possuem afinidade cálcio-alcálica de médio a alto potássio, metaluminosos, comparáveis aos granitoides do tipo I Cordilheiranos, com assinatura geoquímica de rochas geradas em arcos magmáticos. São entendidos como corpos orogênicos, com idade de cristalização coincidente com o ápice da colisão continental associada ao Ciclo Transamazônico (Macambira & Ricci, 2013; Barros *et al.*, 2023).

A datação isotópica foi obtida através do método U-Pb SHRIMP e por evaporação de Pb em zircão forneceram a idade de cristalização entre 2114 Ma e 2094 Ma (Faraco *et al.*, 2005, Monteiro, 2006). Macambira & Ricci (2012) dataram, pelo método de evaporação de Pb em três grãos de zircão, que indicaram idade de média de 2090 ± 6 Ma, interpretada como idade mínima de cristalização. Na folha Rio Bacajá, foi datado um monzogranito milonítico, datados por evaporação de Pb, quatro cristais de zircão forneceram idade média de 2112 ± 8 Ma (Besser & Barros, 2015). Magalhães *et al.* (2023) obtiveram idades de duas amostras do complexo pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, sendo estas 2103 ± 21 e 2094 ± 11 .

RESULTADOS

Complexo Aruanã

Hornblenda-biotita sienogranito protomilonítico (afloramento CM-P2)

Consiste em blocos *in situ* de composição sienogranítica, a rocha possui coloração rosada e textura fanerítica inequigranular porfirítica. Apresenta foliação milonítica, na qual porfiroclastos de plagioclásio e k-feldspato, com até 4 cm, estão envoltos por matriz recristalizada composta por minerais máficos, quartzo e feldspato (Figura 3A). Observou-se ainda a presença de veios aplíticos compostos predominantemente por k-feldspato (Figura 3B). A proporção entre matriz e porfiroclastos é cerca de 30%, portanto, a rocha classifica-se como protomilonito.

Ao microscópio, a lâmina (amostra CM-P2), é composta essencialmente por k-feldspato (45%), quartzo (25%), biotita (12%), plagioclásio (10%) e hornblenda (3%). Zircão e epidoto opacos ocorrem como acessórios. Minerais secundários incluem clorita, como produto de alteração de biotita e hornblenda, e calcita a partir da alteração de mineral opaco não identificado.

A foliação milonítica, em lâmina, caracteriza-se por porfiroclastos mais ou menos deformados de k-feldspato, e secundariamente, porfiroclastos de plagioclásio, com matriz quartzo-feldspática recristalizada, além de biotita em cristais finos que seguem um padrão anastomosado (Figura 4A, B). Os porfiroclastos de k-feldspato têm tamanhos de até 12 mm e são, comumente, arredondados, com intercrescimento pertítico e/ou geminação em xadrez. Podem apresentar maclas com curvamentos. Além disso, podem exibir extinção ondulante, e contato irregular com cristais finos de feldspato recristalizado, por rotação de subgrãos (Figura 4C) ou, ainda, com textura granoblástica poligonal (Figura 4D), localmente, podem estar sericitizados.

Em geral, porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda são menores em relação aos de porfiroclastos de k-feldspato, com a tamanhos de até 3,5 mm, e são menos deformados. Porfiroclastos de plagioclásio são subédricos, ou arredondados, com geminação simples ou segundo a lei da albita (Figura 4A). Os porfiroclastos de hornblenda são anédricos a subédricos, podem conter maclamento simples, e geralmente estão fraturados (Figura 4B).

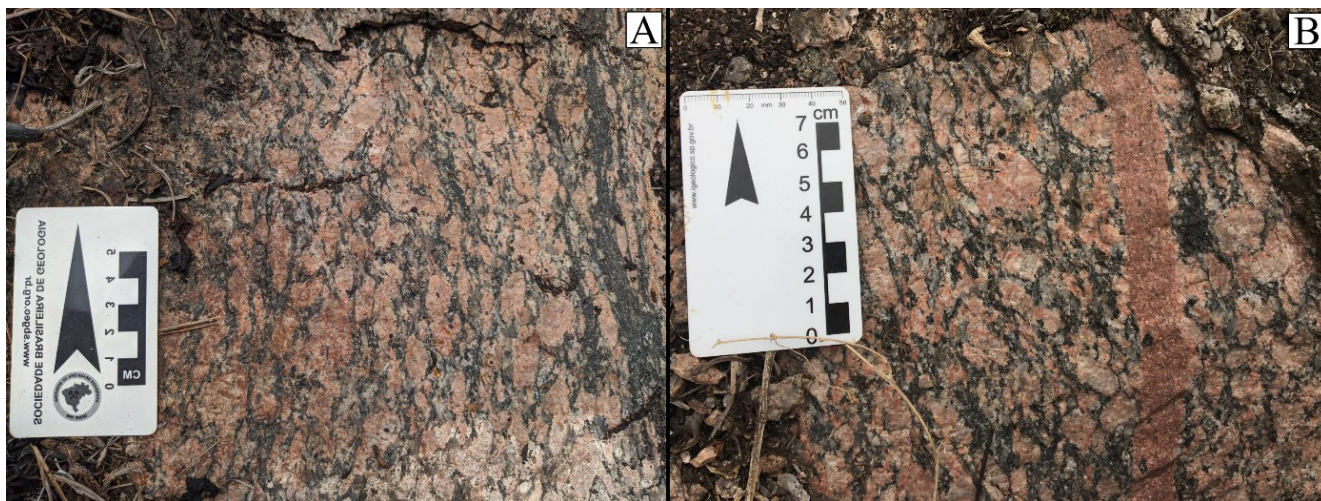


Figura 3. Características gerais do afloramento CM-P2 (hornblenda-biotita sienogranito protomilonítico). (A) Foliação milonítica, com porfiroclastos de k-feldspato. (B) Veio aplítico subconcordante à foliação.

Na matriz, domínios compostos por quartzo consistem em agregados recristalizados por rotação de subgrãos, poligonais ou alongados, em concordância com a foliação, com algumas porções não recristalizadas, menos expressivas, nas quais o quartzo apresenta extinção ondulante. Nos domínios feldspáticos, os cristais recristalizados por rotação de subgrãos tendem a ser mais finos que os de quartzo, e comumente

formam texturas de manto-núcleo com os porfiroclastos de feldspatos (Figura 4C). Em algumas porções da rocha, nota-se cristais de quartzo recristalizados por migração de limite de grão, os quais exibem formatos ameboides, com limites interlobados (Figura 4E). Observa-se, ainda, textura mirmequítica, com intercrescimento de quartzo em cristais de plagioclásio em contato com k-feldspato (Figura 4F).

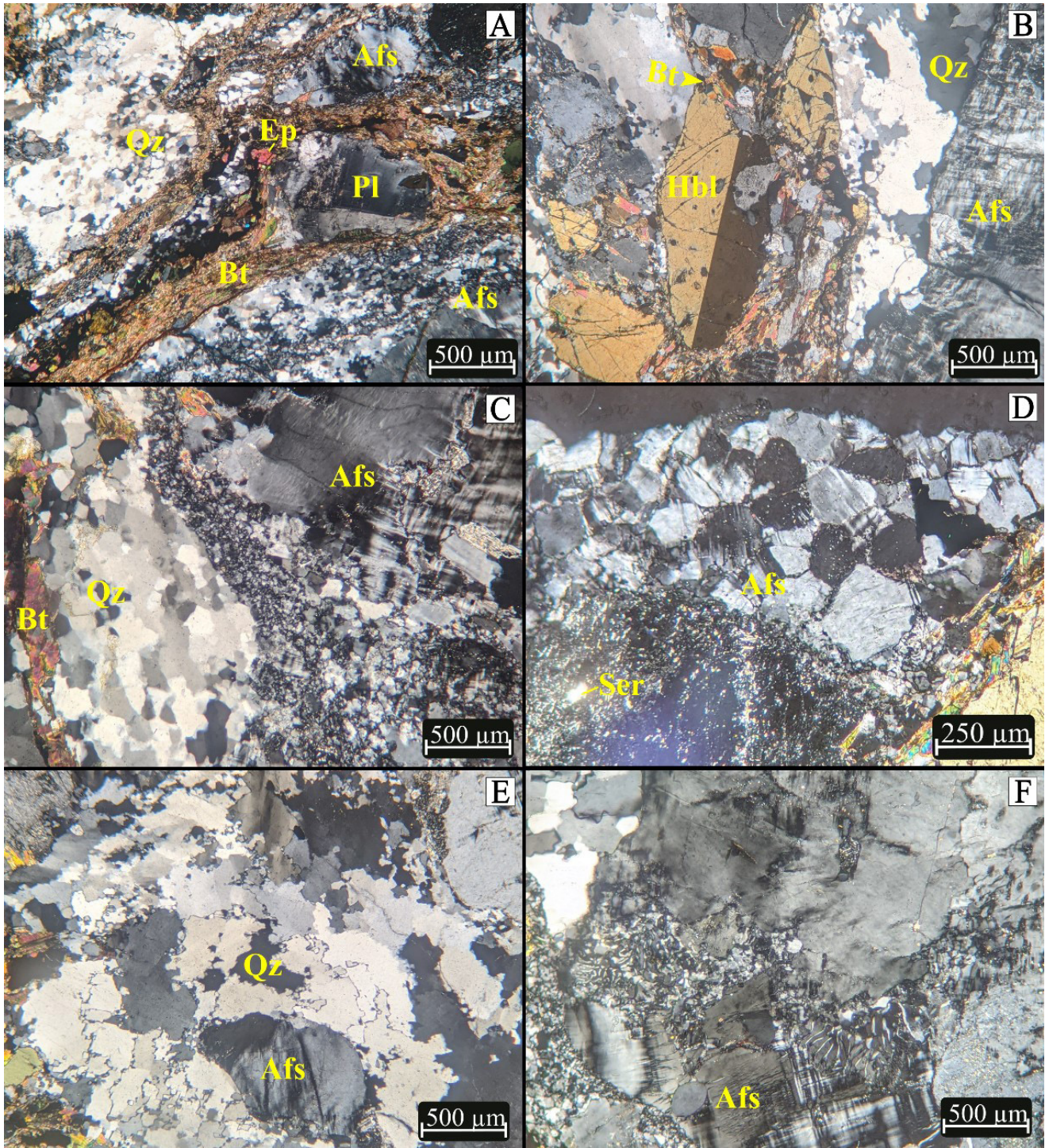


Figura 4. Fotomicrografias da amostra CM-P2 (hornblenda-biotita sienogranito protomilonítico) – luz polarizada. (A) Foliação milonítica composta por porfiroclastos de k-feldspato (Afs) e porfiroclastos de plagioclásio (Pl) rotacionados, e matriz quartzo-feldspática recrystalizada, biotita (Bt) deformada em padrões anastomosados, epidoto (Ep) e opacos acessórios; (B) Porfiroclasto de hornblenda (Hbl) fraturado, porfiroclasto de k-feldspato, biotita e domínio de quartzo (Qz) recrystalizado essencialmente por migração de limite de grão. (C) Domínio de quartzo recrystalizado por rotação de subgrãos, alongados segundo a foliação, e domínio feldspático recrystalizado, também, por rotação de subgrãos, em textura manto-núcleo com porfiroclatos de k-feldspato à direita; (D) K-feldspato em textura granoblástica poligonal em contato com feldspato intensamente sericitizado (Ser); (E) Cristais de quartzo recrystalizados por migração de limite de grão; (F) Textura mirmequítica, com intercrescimento de quartzo, localizada nos contatos de feldspatos.

Ortognaisse tonalítico (afloramento CM-P3)

O afloramento CM-P3 (Figura 5) ocorre em forma de lajedo, e é constituído por ortognaisse, de coloração cinza-escuro, com cristais equigranulares médios. Apresenta bandamento gnáissico, definido

pela segregação e orientação preferencial de cristais ferromagnesianos e plagioclásio. Localmente, há presença de estruturas indicativas de fusão parcial, tais como a formação de leucossoma (Figura 5A). Gerações de veios quartzosos e pegmatíticos cortam o lajedo, e se entrecortam, nas direções N65E, N75W (Figura 5B).

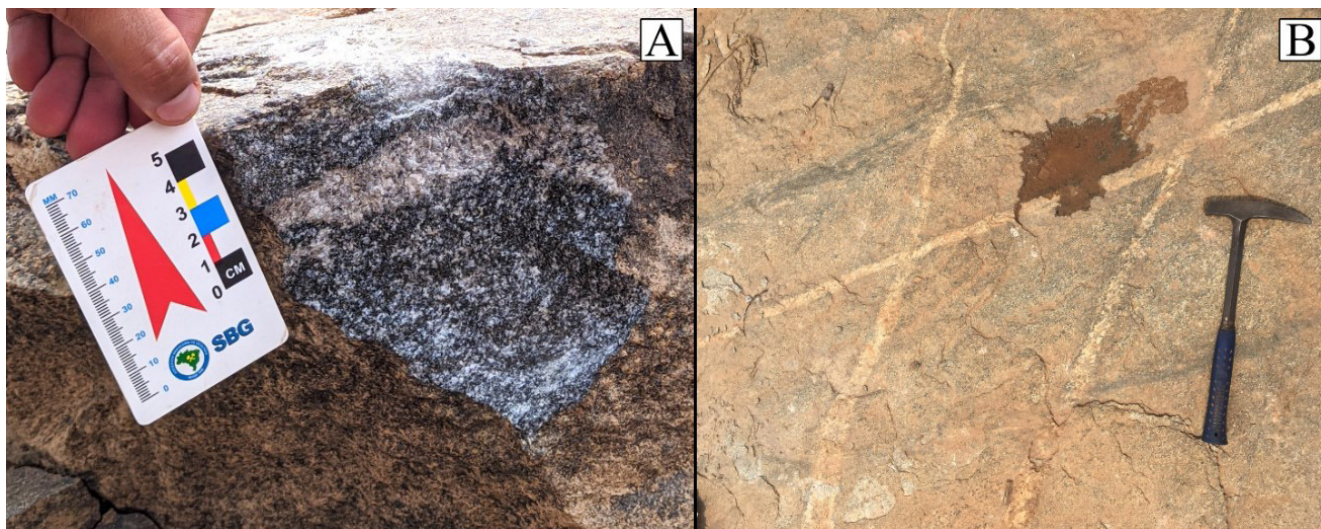


Figura 5. Afloramento CM-P3 (ortognaisse tonalítico). Foliação, e veio, interpretado como leucossoma

O ortognaisse (amostra CM-P3), sob o microscópio, é caracterizado pela presença de leucossoma, e resíduo de fusão parcial. O resíduo é constituído essencialmente por plagioclásio (55%), biotita (18%), e quartzo subordinado (1%), essas proporções apontam para uma composição tonalítica/diorítica do protólito. Exibe foliação, definida por cristais finos a médios de biotita (Figura 6A). Os cristais de plagioclásio são médios, subédricos a anédricos, com maclamento segundo a lei da albita, dispostos em textura granoblástica. Além disso, nos contatos entre plagioclásio, ocorrem quartzos intersticiais, como cristais finos, geralmente arredondados, ou com formato cúspide (indícios de *melt* anatético) (Figura 6B).

Algumas porções da lâmina, além do veio leucocrático, foram interpretadas como leucossoma, devido às maiores proporções de k-feldspato e quartzo, que ocorrem como pequenos *patches in situ* na escala microscópica. O contato entre o leucossoma e o resíduo ocorre de forma difusa (Figura 6C). O leucossoma apresenta pequenas proporções de biotita e plagioclásio, e é composto, essencialmente, por k-feldspato (16%), quartzo (10%). K-feldspato consiste em cristais

médios, anédricos e subédricos, com geminação em xadrez, e indícios de recristalização por *bulging* nas bordas (Figura 6D), geralmente com contatos suturados com demais cristais de k-feldspato. Comumente exibem lamelas de deformação (pertitas em chamadas) (Figura 6E). Quartzo ocorrem geralmente como cristais finos recristalizados por rotação de subgrãos (Figura 6F).

Metatexito estromático diorítico (afloramento CM-P5)

O afloramento CM-P5 foi descrito com metatexito estromático, coloração cinza escuro e textura fanerítica equigranular média. Alterna entre bandas félsicas centimétricas de leucossoma (Sawyer, 2008) L1, compostas por quartzo e plagioclásio, concordantes ao plano de foliação e bandas máficas, ricas em hornblenda e biotita, também orientadas segundo à foliação principal. Leucossoma L2 na forma de veios leucocráticos com espessura métrica, sub-paralelos à foliação. Leucossoma (L3) discordante, na forma de bolsão que corta transversalmente as camadas estromáticas, com contatos difusos (Figura 7A, B). Falhas normais podem ser observadas pelo deslocamento dos veios.

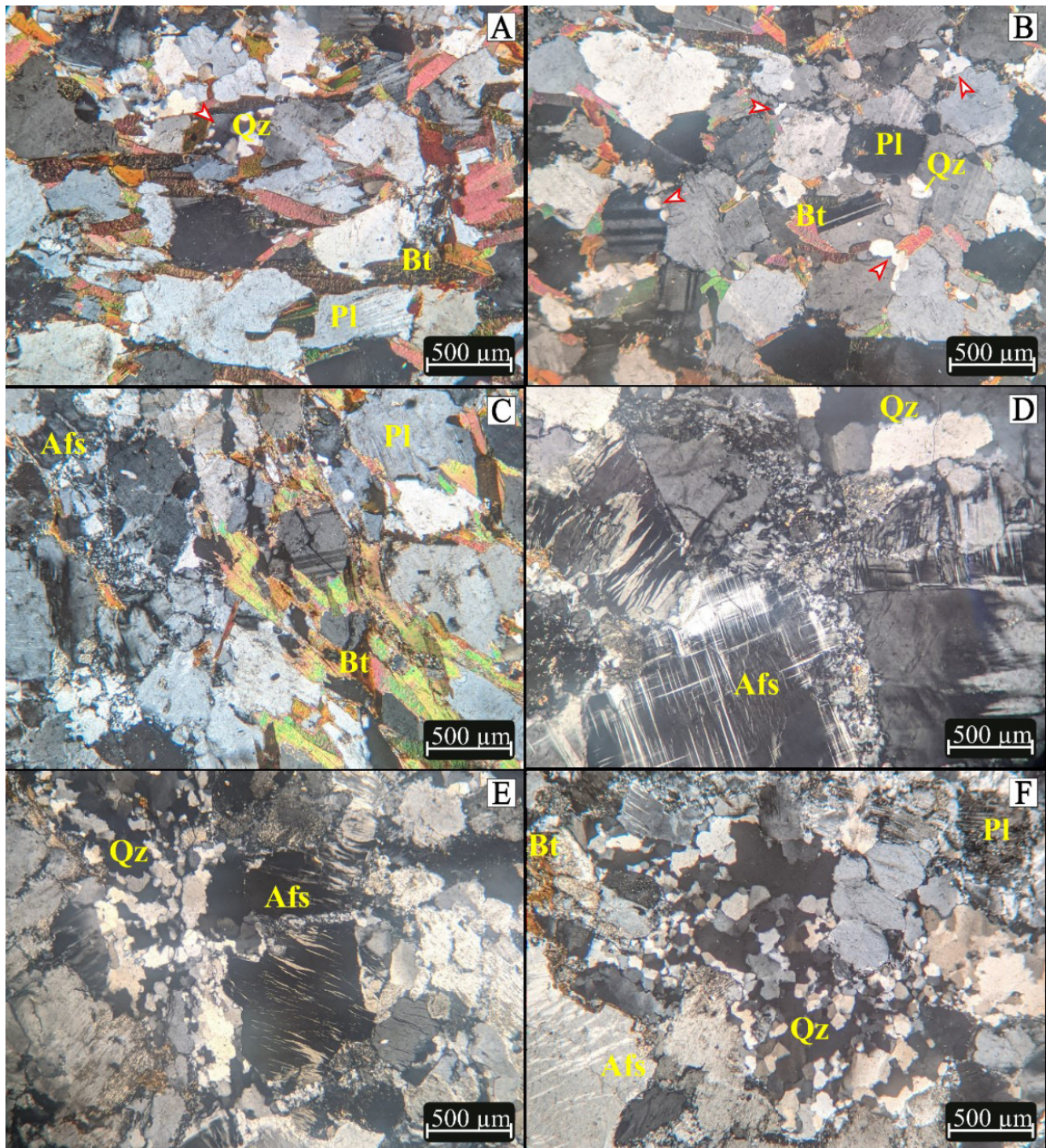


Figura 6. Fotomicrografias da amostra CM-P3 (ortogneisse) à luz polarizada. (A, B) Resíduo da fusão parcial, de composição tonalítica/diorítica, apresentando alinhamento preferencial dos cristais de biotita (Bt), e textura granoblástica dos plagioclásios (Pl), e a presença de quartzos intersticiais (indicados pelas setas), como indícios de melt anatético; (C) Contato difuso entre resíduo e leucossoma, à esquerda, com porcentagens mais expressivas de k-feldspato (Afs); (D) Leucossoma composto essencialmente por k-feldspato (Afs), com geminação em xadrez, e pertitas em forma chamadas (“flame-shaped” perthite) e quartzo (Qz); (E) K-feldspato com lamelas de deformação (pertita em forma de chamadas). (F) Cristais de quartzo recrystalizados por rotação de subgrãos.



Figura 7. Afloramento CM-P5 (metatexito estromático diorítico). (A) L1 – representa camadas finas de leucossoma *in situ*; L2 – leucossoma *in source*, na forma de veio leucocrático; L3 – leucossoma na forma de bolsão. (B) Vista panorâmica do afloramento, com a presença de L1 e L2 ao longo de sua extensão, e L3 mais localizado.

Ao microscópio (amostra CM-P5), é constituído por plagioclásio (40%), hornblenda (30%), quartzo (15%), biotita (12%), calcita (2,5%), e k-feldspato subordinado (0,5%). O que indica um protólito intermediário (diorítico). Minerais secundários incluem epidoto e clorita. Distingue-se, na lâmina, resíduo da fusão parcial, caracterizado por foliação definida pelo alinhamento de hornblendas e biotitas (Figura 8A, B), na qual, cristais de hornblenda são finos a médios, anédricos a subédricos, e podem conter inclusões de quartzo e plagioclásio (Figura 8C).

Cristais de plagioclásio são finos a médios, e compõem textura granoblástica, no entanto, podem ocorrer subédricos tabulares, com contatos retili-

neos com cristais de plagioclásio e quartzo, indicando crescimento no fundido (Figura 8D, E) nos domínios mais félsicos. Entre os contatos de cristais de plagioclásio, há ocorrência de “filmes” de quartzo ou plagioclásio, e quartzos intersticiais. Cristais de biotita são marrons, finos, anédricos a subédricos. Cristais de calcita são finos a médios, anédricos a subédricos. Hornblenda e biotita estão parcialmente alterados para clorita. Cristais de k-feldspato são anédricos, finos e podem apresentar intercrescimento mirmequítico. Lentes de leucossoma *in situ* ocorrem paralelas à foliação, com espessura de até ~2,5 mm, compostas de quartzo com extinção ondulante e plagioclásios (Figura 8F).

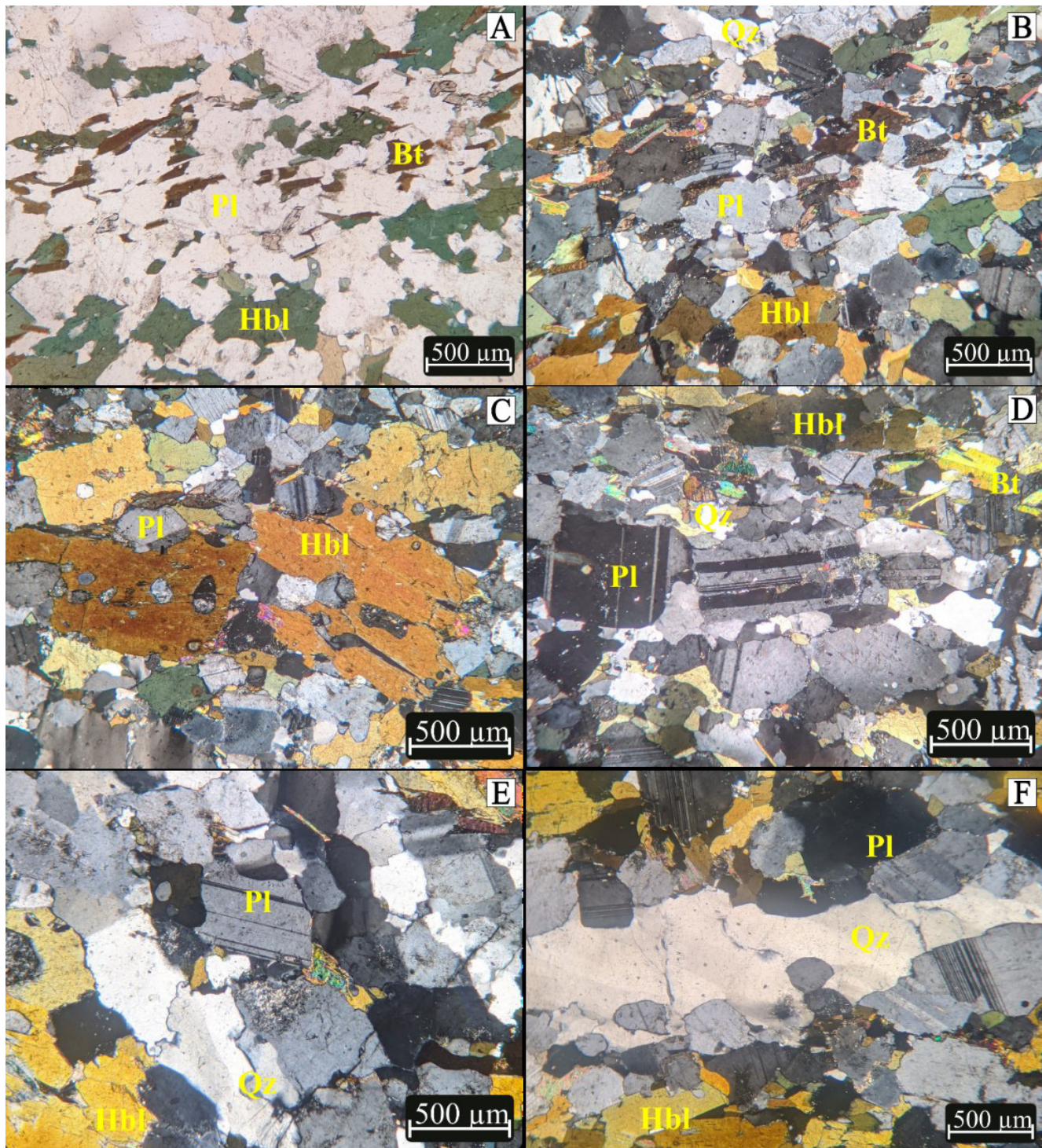


Figura 8. Fotomicrografias da amostra CM-P5 (metatexito estromático). (A, B) Caracterizam o resíduo da fusão parcial, porções da lâmina com foliação definida pelo alinhamento preferencial de hornblenda (Hbl) e biotita (Bt) à luz natural (LN), e à luz polarizada (LP), respectivamente. E plagioclásios, com tamanhos similares entre si, em textura granoblástica. (C) LP – Hornblendas subédricas com inclusões de plagioclásio (Pl); (D, E) LP – Plagioclásio subédrico tabular, com contatos quase retilíneos com os cristais adjacentes; (F) LP – Lente de leucossoma *in situ*, composta primordialmente por quartzo (Qz) com extinção ondulante, e plagioclásio.

Complexo Bacajaí

Biotita monzogranito/dique tonalítico/diorítico (afloramento CM-P1)

Consiste em um corpo rochoso em corte de estrada, com ~30 m de comprimento e 2 m de altura, constituído por biotita monzogranito, leucocrático, com textura fanerítica equigranular média (~5mm). O corpo granítico apresenta zonas estreitas de deformação e, ao longo destas, apresenta foliação vertical-

izada. Adjacente às faixas deformadas, o biotita-monzogranito contém lineações de estiramento mineral, definidas por cristais de biotita (N65W/18). Localmente, há intrusão de um dique sub-concordante ao *trend* da foliação vertical (Figura 9A). O dique assimila o granito localmente, onde observa-se a presença de enclaves (Figura 9B). No contato da intrusão, ocorrem minerais pegmatíticos, como quartzo, feldspato e mica (~3 cm).



Figura 9. Afloramento CM-P1 (biotita monzogranito). (A) Aspecto geral do biotita monzogranito. (B) Detalhe da intrusão do dique tonalítico/diorítico sin-plutônico, com enclaves do monzogranito.

Sob o microscópio, o biotita monzogranito (amostra CM-P1-A) é composto por plagioclásio (36%), quartzo (35%), k-feldspato (22%) e biotita (5%). Zircão ocorre como acessório, e clorita e sericita como minerais secundários. Plagioclásio consiste em cristais médios a grossos, subédricos a anédricos, podem exibir geminação segundo a lei da albita, e geralmente, possuem um alto grau de seritização (Figura 10A, C).

Quartzo ocorre como cristais médios a grossos, com extinção ondulante e com contatos interlobados

com subgrãos de quartzo recristalizados por rotação de subgrãos, formando texturas de manto-núcleo (Figura 10B). K-feldspato ocorre como cristais médios a grossos, anédricos a subédricos, com geminação xadrez e/ou intercrescimento pertítico, além disso, localmente exibem extinção ondulante. Textura mirmequítica pode ser observada no limite de cristais de feldspato (Figura 10D), com intercrescimento de quartzo. Cristais de biotita possuem coloração marrom, são finos a médios, e podem estar cloritizados parcialmente.

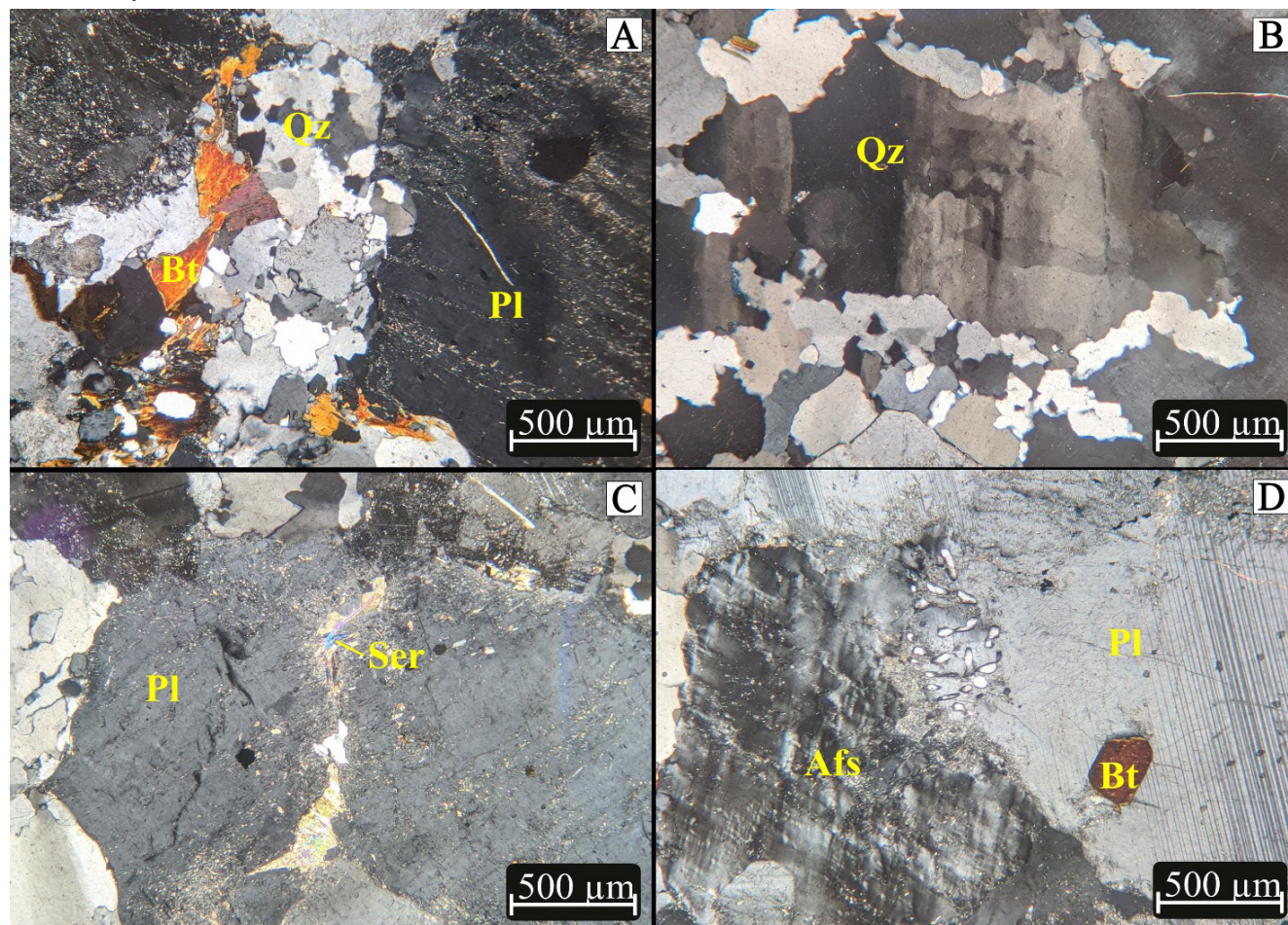


Figura 10. Fotomicrografias da amostra CM-P1-A (biotita monzogranito). (A) Aspecto da amostra com cristais de plagioclásio (Pl) sericitizados (Ser), quartzo (Qz) recristalizado e cristais de biotita (Bt); (B) Textura manto-núcleo, quartzo com extinção ondulante e contatos interlobados com subgrãos de quartzo recristalizados por rotação de subgrãos (SBR); (C) Plagioclásio alterando para sericita; (D) Textura mirmequítica entre cristais de feldspato. (Autor, 2023)

O dique (amostra CM-P1-B) ao microscópio, caracteriza-se por porfiroclastos de piroxênio e foliação externa definida pelo alinhamento de biotitas e hornblendas, formando textura nematolepidoblástica (Figura 11A, B). Sendo assim, é composta por hornblenda (50%), plagioclásio (30%), biotita (11%) e piroxênio (7%), com opacos, epidoto e quartzo subordinados (2%).

Clorita e calcita são produtos de alteração das hornblendas. Hornblenda ocorre como cristais finos a médios, geralmente anédricos. Cristais de plagioclásio

são finos a médios, anédricos, e mais raramente subédricos, com geminação polissintética. Biotitas são marrons claras a castanho-avermelhadas, ocorrem como cristais finos a médios e subédricos. Porfiroclastos milimétricos de piroxênio são subédricos, exibem exsolução lamelar, e estão substituídos parcial a totalmente por hornblenda (Figura 11C, D). Ocorre, ainda, clinopiroxênio na matriz em textura cumulática, com hornblenda intersticial, são cristais finos, e subédricos em seção basal (Figura 11E, F).

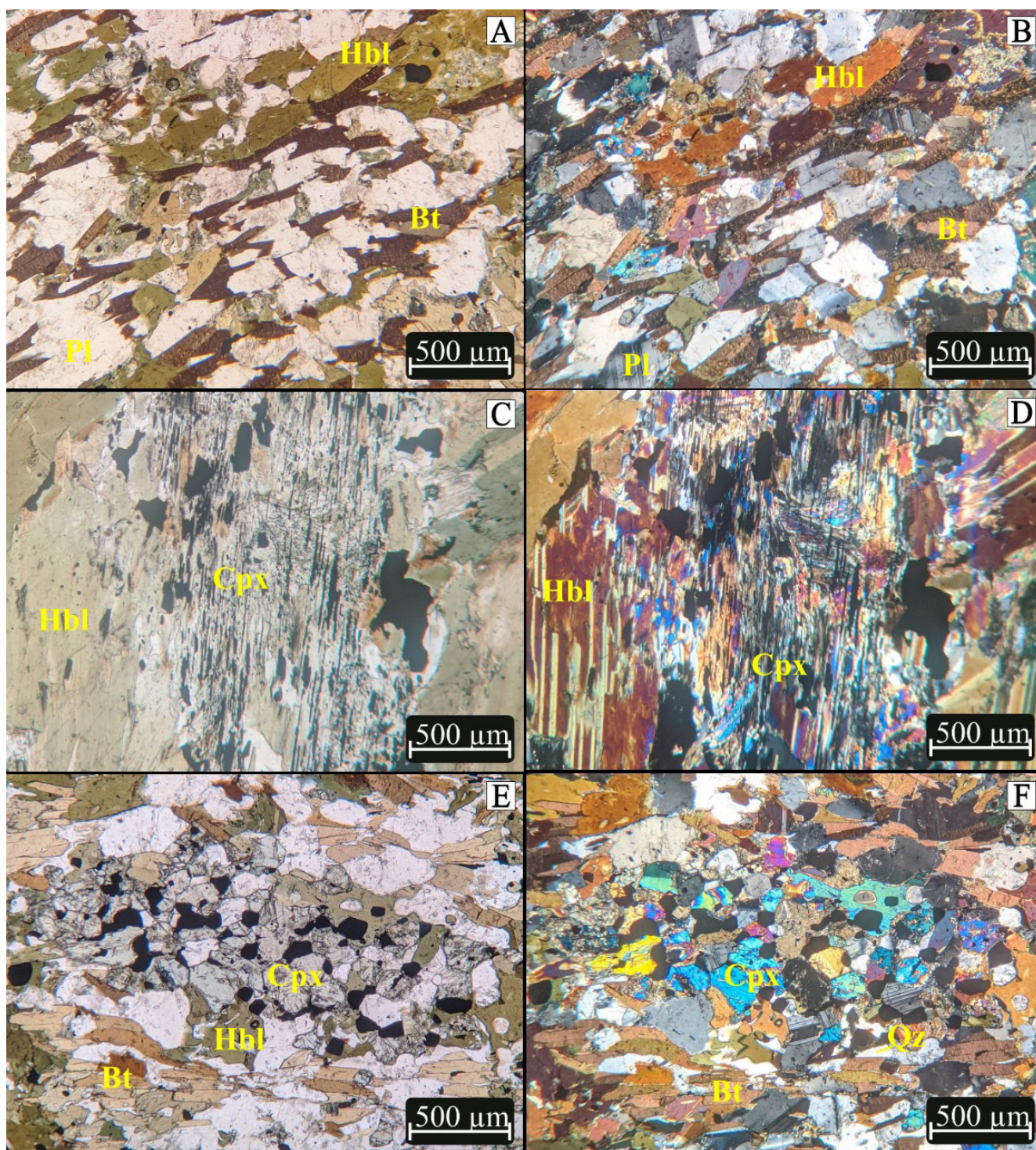


Figura 11. Fotomicrografias da amostra CM-P1-B (dique tonalítico/diorítico), em luz natural (LN) e luz polarizada (LP) respectivamente. (A, B) Textura nematolepidoblástica, composta por biotita (Bt), hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl); (C, D) Porfiroclasto de piroxênio (Cpx) com exsolução lamelar, e bordas com alteração para hornblenda (Hbl), e ainda, cloritizada em alguns pontos; (E, F) Clinopiroxênios em textura cumulática.

DISCUSSÕES

Complexo Aruanã

Hornblenda-biotita sienogranito protomilonítico

O hornblenda-biotita-sienogranito promilonítico (CM-P2) exibe estruturas meso- e microscópicas que

evidenciam deformação cristal-plástica, devido a atuação de zona de cisalhamento dúctil, como foliação milonítica. Na rocha, há predomínio de recristalização dinâmica tanto nos cristais de quartzo, como feldspato, por rotação de subgrãos e migração de limite de grãos em quartzos. Apesar da hornblenda se apresentar fraturada, evidências sobre a deformação desse mineral sugerem que abaixo de 650-700 °C, os anfibólios se

deformam principalmente por deformação rúptil e precipitação por dissolução (cf. Passchier & Trouw, 2005). Texturas mirmequíticas, observadas em lâmina, podem se desenvolver em locais de concentração de tensão durante a deformação progressiva (Simpson & Wintsch, 1989; Passchier & Trouw, 2005, Ceccato *et al.*, 2018). A ocorrência de texturas manto-núcleo nos domínios feldspáticos, bem como, localmente, a ocorrência de textura granoblástica polygonal em feldspatos, além da recrystalização homogênea de quartzo e evidências de migração no limite de grãos, sugerem um

protomilonito de médio a alto grau, deformado entre as temperaturas de 500 a 650 °C (Trouw *et al.*, 2010).

A colocação do protólito dessa rocha pode ser associada ao pulso magmático nearqueano, em ambiente de arco magmático (Magalhães, 2019), e sua posterior deformação relacionada a zonas de cisalhamento regionais que afetaram o Domínio Bacajá durante a orogênese riaciana, formando a foliação milonítica, na crosta média a inferior, como atestam as microestruturas observadas nos domínios quartzo-feldspáticos da rocha (Figura 12).

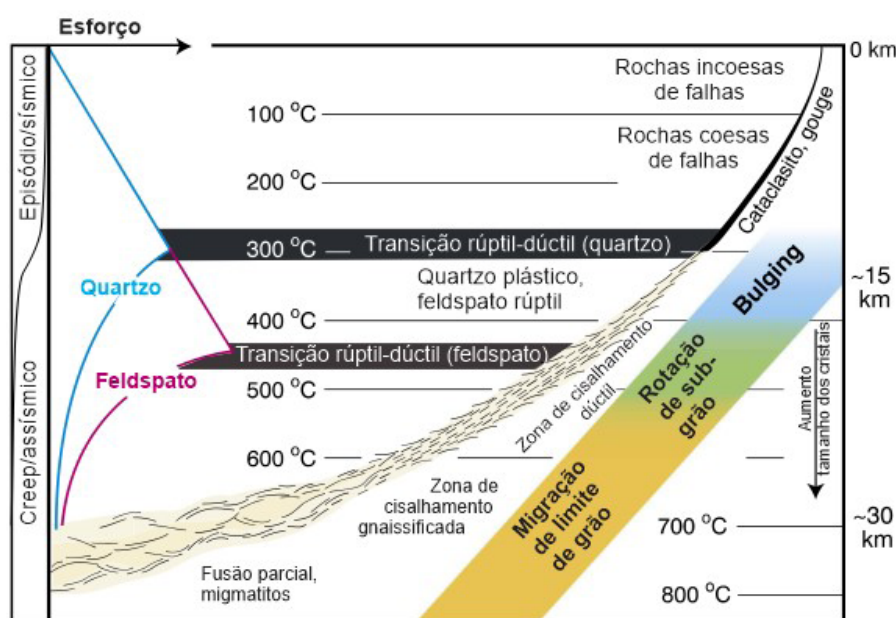


Figura 12. Diagrama simplificado ilustrando variações verticais em zonas de cisalhamento: temperatura, mecanismos deformacionais (bulging, rotação de subgrãos (subgrain rotation), e migração de limite de grãos (grain-boundary migration), e profundidade. Fossen & Cavalcante (2017).

Migmatitos

A fusão parcial é uma característica do metamorfismo de alto grau, de modo que os migmatitos da fácies anfibolito superior e granulito devem compreender uma proporção volumétrica substancial da crosta continental média e inferior em orógenos modernos e antigos (Brown, 2001). São níveis crustais que contêm proporção significativa de rochas intermediárias e básicas (eg. Sammon *et al.*, 2020). Os migmatitos descritos podem ser encaixados nesse contexto, visto que, em comparação às demais rochas descritas, possuem protólitos ígneos com composições menos evoluídas, bem como assembleias minerais e microestruturas que indicam migmatização em fácies anfibolito.

O ortognaisse da amostra CM-P3 apresenta a prevalência de plagioclásio e biotita em relação às proporções de quartzo, sendo assim, aponta para um

protólito tonalítico/diorítico. Com relação à deformação, constata-se, ao menos, a existência de duas fases deformacionais. A fase Dn, relacionada à migmatização e formação do bandamento gnáissico observado em escala de afloramento, e a fase Dn+1, associada à sobreposição de feições ígneas por texturas deformacionais, observada, em lâmina, a partir do leucossoma recrystalizado, no qual cristais k-feldspato exibem comumente pertitas em forma de chamas, cercados por matriz quartzo-feldspática com textura granoblástica, e recrystalizada, principalmente, por rotação de subgrãos, além de recrystalização por *bulging* em k-feldspatos. Essas feições sugerem que houve deformação do leucossoma em estado sólido, dessa forma, Dn+1 teria ocorrido em condições de médio a alto grau (450 a 600 °C) (Passchier & Trouw, 2005).

Infer-se de forma preliminar que as fases deformacionais admitidas para o ortognaisse podem refletir eventos metamórficos anteriormente descritos na literatura do Domínio Bacajá. Vasquez et al. (2008) interpretaram um evento de migmatização em 2195 ± 3 Ma, com base em datações da unidade Ortognaisse Pacajá, e mais recentemente Vasquez et al., (2019) dataram um leucossoma por volta de 2149 ± 20 Ma, esses eventos poderiam ser associados à fase Dn. Já a fase Dn+1 pode estar relacionada ao metamorfismo de alto grau de 2122 ± 18 Ma (Macambira & Ricci, 2013), relacionado ao ápice da colisão continental riaciana.

A assembleia mineralógica do metatextito estromático (amostra CM-P5), hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo, é característico de protólito de composição intermediária/máfica, em fácies anfibolito (Bucher & Grapes, 2011). Feições como a continuidade dos corpos leucossomáticos L1 e L2 ao longo do afloramento, indicam migração de *melt*, que possivelmente deslocou-se para áreas de menor tensão e maior estabilidade (L3), associadas a estruturas dilatacionais (Sawyer, 2008). Em escala microscópica, observa-se lentes de leucossoma *in situ* que também podem fazer parte de uma rede interconectada de fundido.

Os litotipos pertencentes ao Complexo Aruanã, frequentemente, apresentam processos de cloritização e sericitização, que podem indicar um metamorfismo retrógrado, envolvendo descompressão e exumação dessas rochas. Ainda que no Complexo Aruanã tenham sido descritas, principalmente, rochas submetidas a metamorfismo de fácies granulito na literatura, com idades metamórficas em torno de 2,07 Ga, associadas ao relaxamento e extensão crustal pós-colisional (Macambira et al., 2007; Vasquez et al., 2008), os litotipos investigados neste trabalho continham assembleias mineralógicas e microestruturas que indicam metamorfismo em fácies anfibolito.

Complexo Bacajá

Biotita monzogranito/dique anfibolítico

O biotita monzogranito (amostra CM-PI-A), macroscopicamente, apresenta principalmente texturas ígneas primárias, como fanerítica equigranular, que evidenciam uma lenta taxa de resfriamento do magma (Winter, 2014), com deformação localizada em estreitas faixas onde foram observadas foliações verticalizadas e lineamentos de biotita. Em escala microscópica, há a presença de microestruturas de recristalização dinâmica nos cristais de quartzo, principalmente por rotação de subgrãos, além de indícios de deformação

intracristalina em k-feldspato, que exibem extinção ondulante, são evidências de deformação em condições de baixo a médio grau (400-500 °C) (Passchier & Trouw, 2005).

Enquanto o dique contém associação mineralógica e texturas ígneas reliquias, como cumulos de piroxênio, além disso, a presença de porfiroclastos de piroxênio, indicam protólito gabróico, que foi deformado e metamorfozizado em fácies anfibolito.

Supõe-se que a deformação que afetou o corpo granítico esteja associada a zonas de cisalhamento regionais, que também afetaram o dique, bem como podem ter servido de conduto para possível entrada de fluidos aquo-carbônicos, o que explicaria a alteração de piroxênio para anfibólio (uralitização), bem como a cloritização e calcitização de hornblenda. O alto grau de sericitização no biotita monzogranito evidencia a alteração de minerais feldspáticos por meio da hidratação (Winter, 2014), e pode ser associado tanto à entrada desses fluidos, como à exumação dessa rocha. Como o dique está deformado, assume-se que sua colocação foi pelo menos síncrona à deformação e metamorfismo que afetou essa porção do Domínio Bacajá.

Portanto, as rochas descritas neste trabalho evidenciam que a porção estudada do Domínio Bacajá foi submetida a metamorfismo de alto grau, com migmatização associada, bem como foi afetado por zonas de cisalhamento. Contém rochas do embasamento arqueano, que foram retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico, bem como há registros da grani-togênese associada ao clímax da colisão continental.

CONCLUSÕES

As rochas inseridas no Complexo Aruanã possuem composições que variam de básicas a ácidas, e estão deformadas e metamorfozadas em fácies anfibolito. As estruturas macro- e microscópicas, como foliação milonítica no hornblenda-biotita sienogranito, indicam a atuação de zonas de cisalhamentos essencialmente dúcteis que deformaram a rocha. Adicionalmente, a ocorrência de microestruturas de recristalização dinâmica, por rotação de subgrãos, migração de limite de grão, e texturas como granoblástica poligonal em cristais de k-feldspato, evidenciam deformações entre as temperaturas de 500 a 650 °C.

Feições e microestruturas de migmatização, com geração de leucossoma e resíduo de fusão parcial, bem como posterior recristalização da porção leucossomática, no caso do ortognaisse, podem implicar

em diferentes fases de deformação (Dn, associada a migmatização, e Dn+1, à recrystalização do leucossoma), associadas à evolução do Ciclo Transamazônico, as quais ainda precisam ser investigadas. Microestruturas no leucossoma, como pertitas em chamais, indícios de recrystalização por *bulging* em k-feldspatos e recrystalização por rotação de subgrãos nos quartzos indicam que as deformações associadas a Dn+1 tenham ocorrido entre 450 e 600 °C.

Portanto, é possível indicar que as rochas descritas são exposições da crosta média a inferior, que atestam o retrabalhamento do embasamento arqueano e o alto grau metamórfico que o Domínio Bacajá foi submetido durante o Ciclo Transamazônico.

Os litotipos incluídos no Complexo Bacajá, de acordo com a literatura estão associados a colocações em ca. 2,1 Ga, coincidentes com a colisão continental ligada ao Ciclo Transamazônico (eg. Macambira & Ricci, 2013; Barros et al., 2023), e consistem em composições graníticas.

O biotita monzogranito contém microestruturas como texturas de manto-núcleo em quartzos, com recrystalização por rotação de subgrãos e extinção ondulante em k-feldspato, que registram deformações entre 400 e 500 °C. A deformação dessa rocha foi associada à atuação de zonas de cisalhamento, as quais supõe-se terem facilitado a colocação e deformação do dique sin-plutônico, e podem refletir eventos sin a tardi-colisionais ocorridos no Domínio Bacajá. Por fim, tal trabalho pode, ainda, servir de guia para futuras investigações geológicas na região.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), e ao Curso de Bacharelado em Geologia, pelo suporte e estrutura laboratorial utilizada na realização dessa pesquisa, bem como para a realização da atividade de campo.

REFERÊNCIAS

- Besser M.L. e Barros C.E.M. 2015. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Bacajá - SA.22-Y-D-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa.
- Braga A.A.J., Santos F.H., Dorabiatto M.D., Farias E.M.B., Cabral E.S., e Silva, C.G.C. 2024. Identificação e caracterização de zonas de cisalhamento no noroeste do Domínio Bacajá, Cráton Amazônico. *Geologia USP. Série Científica*, 24(2), 53-69.
- Brown, M. 1983. The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuy, southern Brittany, France. In: High grade metamorphism, migmatites and melting. *Meeting of the Geochemical Group of the Mineralogical Society*. p. 174-200.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Journal of Earth System Science*, v. 110, p. 313-336.
- Bucher K. e Grapes R. (8 ed.). 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlim, Germany: Springer, 428 p.
- Ceccato, A., Menegon, L., Pennacchioni, G. e Morales, L.F.G. 2018. Myrmekite and strain weakening in granitoid mylonites. *Solid Earth*, 9(6), 1399-1419.
- 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: *Congresso Geológico Chileno, África. Anais*. 137-138.
- Faraco, M.T.L., Vale, A.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Ferreira, A.L., Oliveira, M. e Marinho, P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 16-31.
- Fossen, H., e Cavalcante, G.C.G. 2017. Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455.
- Grenholm, M. 2019. The global tectonic context of the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen—Insights from comparative studies, with implications for supercontinent cycles. *Earth-Science Reviews*, v. 193, p. 260-298, 2019.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., ... & Schmid, R. 2002. *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, v. 2.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(4):235-246.
- Macambira E.M.B. e Ricci P.S.F. 2013. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Tucuruí - SA.22-Z-C, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 122 p.
- Macambira E.M.B., Ricci P.S.F., E Anjos, G. C. 2019. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Repartimento - SB.22-X-A, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Macambira, M. J. B., Vasquez, M. L., Monteiro, P. C., e Armstrong, R. A. 2022. Neoproterozoic to Rhyacian crustal records along the Middle Xingu River area, Amazonian craton. *Brazilian Journal of Geology*, v. 52.

- Magalhães, L. B. 2019. *Evolução da porção Nordeste do Domínio Bacajá a partir de dados U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Magalhães, L.B., Macambira, M.J.B., Macambira, E.M.B., & Ricci, P.D.S.F. 2023. Crustal growth in the northeast portion of the Rhyacian Bacajá domain, SE Amazonian craton, based on U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd data. *Brazilian Journal of Geology*, v. 53, p. e20220068.
- Mehnert K.R. 1968. *Nomenclature of migmatites, migmatites and the origin of granitic rocks* - Amsterdam, Elsevier, p. 354-357.
- Monteiro, P. C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Passchier C.W. e Trouw R.A.J. (2 ed.). 2005. *Microtectonics*. Berlim, Germany
- Ricci, P.S.F. 2006a. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 9.
- Ricci, P. S. F. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Irii River to Tucuruí Lake (Pará): implications for the Bacajá High-Grade Block boundaries. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 9, 2006b.
- Ricci, P. S. F., Costa, E. J. S., Faria, C. A. S., & Oliveira, J. R. 2003. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes-Guaporé Craton. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Manaus. Resumo Expandido, p. 392-398.
- Ricci, P.S.F.; Costa, E.J.S. 2004. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). In: *42 Congresso Brasileiro de Geologia*, Araxá.
- Sammon, L.G., Gao, C., e McDonough, W.F. 2020. Lower crustal composition in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(3).
- 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.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Sawyer E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada. 371 p.
- Silva, A.S.D. 2021. *Metamorfismo de UHT e HP no Domínio Bacajá, Cráton do Amazonas*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília – DF.
- Silva, C.V. Amaral, W.S. Santos, F. H. 2022. Petrography, geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the Siderian-Rhyacian granitoids of NW Bacajá Domain, Amazonian Craton. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 5(3), 145-176.
- Simpson, C., & Wintsch, R.P. 1999. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2), 261-275, 1989.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- 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: Beca, p. 471-485.
- 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.
- Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites - and Related Microstructures*. Berlim, Germany: Springer.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klein E.V., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.G.F., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Unidades litoestratigráficas*. In: Vasquez M.L., Rosa Costa L.T. *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. 113-215.
- Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. (Orgs.). 2008. *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. 328 p. il.color. (Programa Geologia do Brasil).
- Vasquez, M. L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico*. 212 f. Tese (Doutorado)–Universidade Federal do Pará, Belém.
- Vasquez, M.L., Cordani, U.G., Sato, K., Barbosa, J. D. P. D. O., Faraco, M. T. L., & Maurer, V. C. 2019. U-Pb SHRIMP dating of basement rocks of the Irii-Xingu domain, Central Amazonian province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 49, p. e20190067.
- Winter, J. D. 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology: Pearson new international edition*. Londres, England: Pearson Education.

Investigação do comportamento de índices espectrais na caracterização de áreas de recarga subterrânea em ambientes do estuário Amazônico

Investigation of spectral indices response in the characterization of underground recharge areas in Amazon estuary environments

Aline Maria Meiguins de Lima¹, Yuri Antonio da Silva Rocha², Ilziane Simões de Oliveira², Vitor Gabriel Queiroz do Nascimento³, Arthur César Souza de Oliveira³, Bruno Rocha Negrão³, Kamylla Eduarda Hamad Cabral³, Saulo Siqueira Martins¹, José Augusto Martins Corrêa¹, Cláudio Moisés Santos e Silva⁴

RESUMO: No estuário amazônico existe um déficit de informação relativo à hidrodinâmica das águas superficiais e subterrâneas, incluindo sua relação com as variáveis climáticas e de uso e cobertura da terra. O emprego de sensores remotos representa uma alternativa complementar ao uso da informação de poços e de estações de monitoramento. O estudo proposto teve o objetivo de investigar a resposta dos índices espectrais ao zoneamento do comportamento das águas subterrâneas e sua relação com a paisagem formadora do estuário amazônico. A metodologia adotada utilizou produtos disponibilizados na plataforma *Google Earth Engine* (GEE) na elaboração dos indicadores das áreas potenciais de escoamento superficial, de influência da zona freática, de presença da cobertura vegetal nas áreas úmidas e de acumulação de água no terreno. Estes foram processados utilizando a Lógica Fuzzy como mecanismo de análise. Os resultados indicaram para zona de maior drenagem vertical com potencial de saturação e contribuição para a recarga subterrânea que o uso dos índices espectrais contribui no auxílio, mas a análise integrada de diversas categorias tem que considerar a resolução do sensor e o limite de profundidade da resposta. O produto final obtido correspondeu as unidades hidrogeológicas mapeadas e ao comportamento do fluxo subterrâneo da região indicado por poços. A resposta espectral

absorveu as variações granulométricas existentes, com relação aos níveis arenosos, areno-argilosos e argilosos, comuns nas unidades hidrogeológicas formadoras. E traduziu a vulnerabilidade das águas subterrâneas que sofre pressões decorrentes da intensificação dos processos de uso da terra e modificação da cobertura vegetal original, principalmente nas áreas de várzea.

PALAVRAS-CHAVE: áreas úmidas; aquífero freático; sensores remotos.

ABSTRACT: The amazon estuary lacks information for investigating the hydrodynamics of surface and underground waters, including their relationship with climatic variables and land use and cover. The remote sensor products represent a complementary alternative to information from wells and monitoring stations. The study proposed aimed to investigate the response of spectral indices and their contribution to groundwater zonation, spatial behavior, and their Amazon estuary landscape relationship. The methodology adopted used products available on the *Google Earth Engine* (GEE) platform to prepare indicators of potential areas of surface runoff, influence of the water table, presence of vegetation cover in humid areas, and water accumulation. These were processed using Fuzzy

¹ Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências

E-mails: ameiguins@ufpa.br (autor correspondente), ssmsaulo@gmail.com, jamc@ufpa.br.

² Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais.

E-mails: eng.yurirocha@gmail.com, ilzianesimo7@gmail.com

³ Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia

E-mails: vitor.vgqn@gmail.com, arthursoliveira174@gmail.com, bruno.negrão@ig.ufpa.br, kamylla.cabral@ig.ufpa.br.

⁴ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra

E-mail: claudiom8@gmail.com.

Logic as an analysis mechanism. The results indicated that the spectral indices help in areas with high vertical drainage and saturation potential for understanding the underground recharge. However, the integrated analysis of different categories must consider the limits of sensor resolution and the depth response. The final product answered the mapped hydrogeological units and the behavior of the region's underground flow indicated by wells. The spectral response absorbed the granulometric variations represented by sandy, sandy-clayey, and clayey levels ordinary in the forming hydrogeological units. It reflected the vulnerability of groundwater, which is under pressure resulting from the intensification of land use processes and modification of the original vegetation cover, mainly in floodplain areas.

KEYWORDS: humid areas; groundwater aquifer; remote sensors.

INTRODUÇÃO

O estuário amazônico é composto pela parte continental e insular que inclui 41 cidades do Estado do Pará e 09 do Amapá, sendo essas cidades, em sua maioria (68%) com população inferior a 20 mil habitantes. Nesta região, destaca-se a urbanização das áreas costeiras e dos ambientes fluviais internos que drenam em direção a estas (Costa *et al.* 2019), onde se desenvolvem diversas condições de ameaça à população que instala nestas áreas, tais como exposição ao efeito das cheias, à ação das marés com perdas de solo por erosão, instabilidade da linha de costa por tombamentos e deslizamentos de massa também decorrentes de agentes erosivos, ação dos ventos e chuvas associadas aos processos oceânicos, dentre outros fatores (Batista *et al.* 2009, Bernardes *et al.* 2012) que são fenômenos naturais desta região, mas que configuram eventos perigosos com poder de dando social e econômico para as populações residentes (Souza e Nicolod 2016, Santos *et al.* 2021).

A vulnerabilidade destas áreas pode ser avaliada por seus constituintes geológicos, hidrogeológicos, geomorfológicos e geotécnicos, que traduzem o quanto as mesmas respondem aos agentes modeladores, naturais ou antrópicos, da paisagem (Boulomytis *et al.* 2017). Os condicionantes geológicos e geomorfológicos são descritos a partir dos litotipos formadores e como estes são modelados pelos fatores intempéricos. Desta evolução, se configura a estrutura dos perfis de alteração, que gradam da rocha sã ao solo residual, sendo

esta última etapa avaliada segundo as características geotécnicas que traduzem fatores como granulometria e resistência do perfil às pressões impostas. Por último, como resultante deste retrabalhamento, emergem as formas de relevo, que traduzem geometrias específicas que caracterizam perfis que gradam de áreas de intensa dissecação até as de maior aplainamento (Souza *et al.* 2009, Dantas *et al.* 2014, Martins & Costa 2014).

Os processos descritos são intensos no ambiente estuarino Amazônico, onde se individualiza um conjunto de águas com uma hidrodinâmica ativa e variável com as condições climáticas e de uso e cobertura da terra. Considerando sua origem, tem-se a foz do rio Amazonas, que segue em direção ao litoral do estado do Amapá; o conjunto de águas que se direciona constituindo diversos cursos d'água, também denominados de "furos", na borda sul da Ilha do Marajó, que ao encontrarem a Baía de Caxuanã e a foz do rio Tocantins, passam a configurar o localmente denominado de Rio Pará; este se encontra com a foz do Rio Guamá, configurando a Baía do Guajará; esta segue em direção norte, passando a ser denominada de Baía do Marajó, já na zona costeira da Ilha, até encontrar o oceano Atlântico (França & Souza Filho 2006, Rossetti *et al.* 2007, Gregório e Mendes 2009, Marinha do Brasil 2024).

No percurso definido do encontro do rio Amazonas com a Ilha do Marajó, até o Atlântico, o sistema hidrológico passa de uma natureza predominantemente fluvial, para uma com forte influência oceânica, seja na qualidade e quantidade das águas, aos ambientes formadores, onde a planície de inundação fluvial é gradativamente substituída por áreas flúvio-marinhas e zonais de praias (Monteiro *et al.* 2015). Este aspecto altera as características de sedimentação, com uma variação textural e composicional dos sedimentos formadores, favorecendo assim uma resposta diferencial à ação das águas.

Na região amazônica há déficit de informações para investigação das variáveis hidrológicas, hidrogeológicas e climáticas, principalmente as oriundas de locais com ausência ou insuficiência de monitoramento. Isto dificulta a caracterização específica de ambientes, pois existem vários vazios de informações que não possibilitam estabelecer correlações entre fatores locais de uso e cobertura da terra. Portanto, o uso de sensores remotos e a mediação por parte de índices espectrais configura-se uma alternativa para o mapeamento de uma informação mais regional que possibilita a ação mais local quando em condições de risco (Alvino *et al.* 2020, Bacarji *et al.* 2020, Andrade *et al.* 2022, Sousa *et al.* 2022). O emprego de índices espectrais visa

maximizar a resposta da cobertura de vegetação verde, ou da presença de áreas úmidas ou do contraste com as áreas de solo exposto, havendo grande número de índices propostos formulados para melhorar a sensibilidade de percepção a partir dos sensores remotos adotados e reduzir os efeitos da atmosfera (Breunig *et al.* 2012, Kuiawski *et al.* 2017, Luz *et al.* 2022).

Na investigação dos índices de identificação da cobertura de água, destaca-se o uso do Índice de Diferença de Água (NDWI, *Normalized Difference Water Index*), do Índice de Diferença de Água Modificado (MNDWI, *Modification of Normalized Difference Water Index*), do Índice de Água (WRI, *Water Ratio Index*) e do Índice de Extração de Água (AWEI, *Automated Water Extraction Index*); que tem apresentado resposta à detecção dos corpos hídricos em diferentes ambientes, por meio de sensores de resoluções variadas, dando ênfase no contraste entre as bandas da faixa do vermelho e do verde, com o infravermelho próximo (Mustafa *et al.* 2017, Pereira *et al.* 2018, Khalid *et al.* 2021, Laonamsai *et al.* 2023). Porém, para melhor definição destes, faz-se necessário compor um efeito de subtração com a influência da cobertura vegetal, sendo adotado os índices mais simulados (Ponzoni e Shimabukuro 2007, Huete *et al.* 2011, Rokni *et al.* 2014, Alvino *et al.* 2020) referentes a resposta solo x vegetação, tais como, o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI, *Normalized Difference Vegetation Index*), o Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI, *Soil Adjustment Vegetation Index*) e o Índice de Vegetação Melhorado (EVI, *Enhanced Vegetation Index*).

No processamento integrado de um conjunto de variáveis que convergem para a resposta de um mesmo problema, faz-se necessário entender as contribuições individuais e conjuntas, que auxiliem um modelo de hierarquia que incorpore um raciocínio lógico, vinculado a um banco de dados, de forma que sejam definidos diferentes graus de importância (Nobre *et al.* 2007). Dentre os métodos de análise que podem ser adotados nesta perspectiva, destaca-se os sistemas de lógica fuzzy por serem capazes de ajustar os valores de probabilidade atribuídos a diferentes parâmetros (Bhowmick *et al.* 2014). De forma específica, a adoção de técnicas baseadas em regras fuzzy é uma escolha favorável ao estudo de parâmetros hidrogeológicos, pois toleram fatores de imprecisão e incerteza, possibilitando a realização de análises baseadas em multicritérios, vinculadas a bancos de dados de informações geográficas, que geram associações graduais de segmentos de uma ou mais classes de informação sobrepostos no espaço (Dixon, 2005).

Tal esforço metodológico justifica-se pela região abordada ser intensamente drenada pelas águas superficiais, porém a componente subterrânea não é conhecida na mesma proporção, principalmente pela densidade de poços existentes, com vários vazios de informação. Neste caso, o uso de sensores remotos torna-se uma alternativa para atender esta demanda. O mapeamento de poços junto ao Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (SGB) demonstra a heterogeneidade da distribuição e o grande número de áreas onde o fluxo subterrâneo medido é desconhecido.

O aquífero freático (ou livre) é o que mais se conecta aos sistemas fluviais e que consegue ter maior relação com a várzea estuarina. Segundo a Carta Hidrogeológica - Folha SA 22 (SGB 2018) nessa região esta condição é vinculada principalmente a depósitos aluvionares, que são sedimentos arenosos, inconsolidados, depositados ao longo de canais de drenagem e em áreas sujeitas a inundações; e pelo Grupo Barreiras, constituído predominantemente por areias finas a grossas, conglomeráticas e quartzosas, com horizontes argilosos, intercalados com níveis lateríticos. Recorrendo esta unidade ocorrem sedimentos do Pós-Barreiras, que são associados a aquíferos livres com espessuras em torno de 20 metros.

A área proposta de aplicação corresponde ao limite do estuário amazônico, nos municípios de Barcarena e Abaetetuba, onde além da importância da compreensão sobre o comportamento das águas subterrâneas, existe a necessidade de se entender a relação destas com as condições de risco geológico presentes, vinculadas aos movimentos de massa ocorridos na faixa de várzea. As formas de conexão entre o aquífero livre e o sistema fluvial influenciam nesta região a presença de uma extensa cobertura de áreas úmidas (Ferreira *et al.* 2023), onde o regime da várzea pode contribuir em diferentes graus para a recarga subterrânea. Investigar a paisagem de um regime como o delta-estuário amazônico e suas múltiplas relações, favorece o entendimento do comportamento integrado das variáveis associadas ao meio físico, assim como, a perspectiva social de abastecimento de água para consumo humano em qualidade e quantidade e a definição das áreas mais vulneráveis à ocorrência de deslizamentos vinculados a ação das águas superficiais e de sua interface com as águas subterrâneas. Portanto, a presente pesquisa tem por objetivo investigar a resposta dos índices espectrais ao zoneamento do comportamento das águas subterrâneas e sua relação com a paisagem formadora do estuário amazônico.

MATERIAL E MÉTODOS

Descrição da área de estudo

A região avaliada localiza-se a jusante da foz dos rios Tocantins e Guamá, junto ao conjunto fluvial do estuário amazônico. Em termos de unidade administrativa, corresponde aos limites geográficos dos municípios de Barcarena e Abaetetuba (Figura 1). A escolha destas está pela sua relevância político-administrativa, uma vez que o município de Barcarena já compõe a Região Metropolitana de Belém (RMB) e pelos recorrentes problemas relacionados a ocorrência de situações de risco geológico e hidrológico.

A geomorfologia presente é associada a um sistema de várzea influenciado pela dinâmica das marés regente nos rios Maratauíra e Guamá e das Baías do Capim e do Guajará, resultando na formação de extensas praias ao longo dos canais fluviais, devido ao consi-

derável acúmulo de sedimentos em conformidade com a hidrodinâmica presente.

O região é classificada climatologicamente pelo tipo Af (zona tropical sem estação seca), conforme a classificação de Köppen (Alvares *et al.* 2013). A precipitação apresenta sazonalidade bem definida em um período chuvoso (PC), de dezembro a maio e um período menos chuvoso (MC), de junho a novembro. Abaetetuba registra uma média anual acumulada de precipitação de 2685,0 mm.ano⁻¹, com variações mensais de 71,6 ± 53,79 mm a 422,2 ± 132,4 mm. Por sua vez, Barcarena apresenta uma média anual acumulada de precipitação pluviométrica de 2195,0 mm.ano⁻¹, variando de 45,01 ± 40,32 mm a 336,2 ± 185,9 mm (série histórica de 1980-2022 do *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations - CHIRPS*). A paisagem formadora das bacias afluentes da margem direita do estuário amazônico, nos municípios de Abaetetuba e Barcarena é representada pelos componentes descritos no Quadro 1.

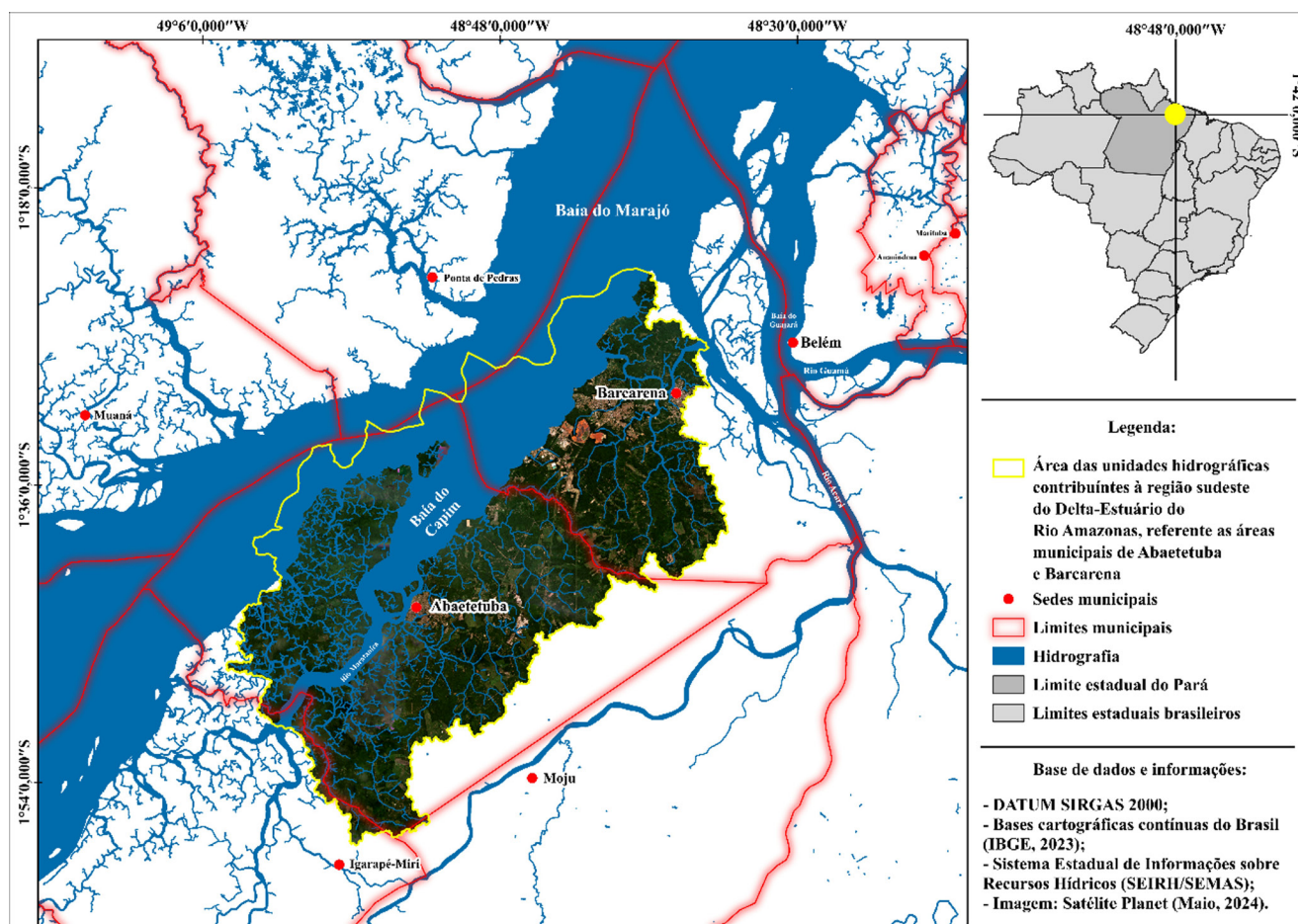


Figura 1. Localização e aspectos geográficos da área de estudo.

Quadro 1. Paisagem formadora das bacias afluentes da margem direita do estuário amazônico, nos municípios de Abaetetuba e Barcarena.

Descrição	Fonte
A região é representada pelos “Tabuleiros da Zona Bragantina”, onde dominam planícies fluviais associadas a áreas de baixa amplitude de relevo (inferiores a 30 m), embasados por rochas sedimentares de idade terciária ou terciário-quaternária do Grupo Barreiras e dos sedimentos pós-Barreiras, frequentemente recobertas por coberturas detrítico-lateríticas. As formas de dissecação exibem relevos arredondados, semelhantes a colinas amplas e suaves. Compõem também a paisagem a Planície Aluvial (várzea), com canais fluviais meandранtes (rios e “furos”), planícies de inundações e diques marginais, além da Planície Estuarina, com canais estuarinos, planícies de maré lamosa. A cobertura de solos resultante é composta por níveis bem drenados e de baixa fertilidade natural, espessos e lixiviados, tipicamente caracterizados por Latossolos Amarelos distróficos, Gleysolos, Argissolos Vermelho-Amarelos e Neossolos Quartzarênicos.	João <i>et al.</i> (2013) El-Robrini <i>et al.</i> (2023)
Em termos hidrogeológicos destacam-se: (i) Depósitos Aluvionares, representam a forma de aquífero livre descontínuo, e vazões de 10 a 25 m³/h, os de menor espessura alcançam vazões entre 1 e 5 m³/h; (ii) Grupo Barreiras, ocorre como aquífero livre, semiconfinado e confinado, logo o nível estático é bem variável de 0,80 até 24 m, sendo constituído predominantemente por camadas arenosas com intercalações de sedimentos argilosos, os poços mostram vazão média de 23m³/h e capacidade específica, também média, em torno de 4 m³/h/m, suas águas são de boa qualidade química, com STD (sólidos totais dissolvidos) médio em torno 30 mg/l, mas com teor de Fe total frequentemente elevado; este é recoberto pelos sedimentos do Pós-Barreiras, que se comportam tipicamente como aquíferos livres, com espessura que podem ultrapassar 20 m.	Folha SA.22 Be-lém (2016)
Com relação aos aspectos climáticos, são observados valores máximos e mínimos de chuva que podem variar de 3000 mm a 1800 mm. Com período chuvoso marcante de março a maio e menos chuvoso de setembro a novembro.	Lopes <i>et al.</i> (2013)
Em termos de cobertura destacam-se as áreas de floresta de terra firme, maciços de palmeira buriti (<i>Mauritia flexuosa</i> L.) que denotam a presença de áreas mais baixas e sugerem uma formação florestal pouco mais recente e a associação florística de Mangue, na qual dominam a Siriúba (<i>Avicenie nitida</i> Jack) e o Mangueiro-vermelho (<i>Rhizophora mangle</i> L). Ocorre o predomínio do regime de mesomaré semidiurna, com a preamar máxima e mínima de 3,4 m e -0,3 m, a direção das correntes de maré é predominantemente no sentido SW/WSW (enchente) e de ENE/NE (vazante).	Silva <i>et al.</i> (2002) El-Robrini <i>et al.</i> (2023)
Quanto as formas de uso da terra a região de forma geral denota níveis de concentração e de especialização produtiva, onde merece destaque a a monocultura da palma que atravessou o rio Moju e se estabeleceu no interflúvio de terra firme central de Abaetetuba, e a monocultura do açaí que se estabelece sobretudo nas ilhas (e também na terra firme). A presença do Distrito Industrial de Barcarena, sob a gestão da Companhia de Distritos Industriais do Pará-CDI, composto por uma área industrial; área de expansão urbana; faixa de transição com uma área de proteção ambiental e outras de apoio das atividades diversificadas; e destinadas ao núcleo urbano de Barcarena.	Nahum (2011) Soares <i>et al.</i> (2021)

Trata-se de uma região constituída por uma ampla área de baixas topografias, a excessão da porção leste-nordeste onde se encontram relevos tabulares e formas de retrabalhamento por processos erosivos, indicando uma frente de dissecação ativa. Sendo formada basicamente por unidades sedimentares, marcadas por deposições arenosas, argilo-arenosas e por níveis lateríticos. O conjunto constituído pelas coberturas inconsolidadas, Formação Pós-Barreiras e Grupo Barreiras, é reponsável pelo potencial hidrogeológico presente de maior interface com as águas superficiais. Destas unidades também deriva a cobertura de solos, marcada pela presença dominante de latossolos, com níveis de maior saturação (Gleysolos) nas zonas de maior adensamento da rede de drenagem. Nestas áreas também se

concentra a cobertura vegetal ainda remanescente no formato de áreas de preservação permanente (APP), sendo as margens urbanizadas e áreas destinadas as atividades agropecuárias com elevado grau de remoção da vegetação.

Base de informação adotada

Considerando o objetivo de adotar índices espectrais como forma de análise, o conjunto de bases escolhido teve por base sensores compatíveis as variáveis de processamento (Quadro 2), com necessidade de adequação em algumas variáveis em função da oferta da informação e do objeto de análise que são as águas subterrâneas.

Quadro 2. Base de informação adotada e caracterização dos sensores associados.

Produto GEE	Descrição	Fonte	Indicadores (*)
	Terra MODIS, Bandas 1-7, 500 m de resolução.	LP DAAC	MNDWI, WRI, AWEI, SAVI
	Terra MODIS, responde as variações de conteúdo de água, 500 m de resolução.	LP DAAC	NDWI
	Terra MODIS. Valores de Índice de Vegetação (VI) por pixel, 250 m de resolução.	MOD13Q1 v061	NDVI, EVI
	GRACE, anomalias de massa de água equivalente (espessura de água), derivada de observações de gravidade variável no tempo 111 km de resolução.	Swenson e Wahr (2006) Landerer e Swenson (2012)	PG
	Conjunto de dados de reanálise que fornece variáveis terrestres climáticas e hidrológicas, cerca de 11 km de resolução.	Muñoz Sabater (2019)	ZSS, RS
	ALOS PALSAR, fornece classes de relevo criadas combinando o <i>Continuous Heat-Insolation Load Index</i> (ALOS CHILI) e o <i>Topographic Position Index</i> (ALOS mTPI), 90 m de resolução.	Theobald <i>et al.</i> (2015)	Land
	Shuttle Radar Topography Mission. O produto SRTM V3 (SRTM Plus) é fornecido pela NASA JPL com uma resolução de 1 segundo de arco (~ 30m).	(Farr <i>et al.</i> 2007)	Dcv
	SRTM. Informações hidrográficas para aplicações em escala regional e global, 90 m de resolução.	Lehner <i>et al.</i> (2008) Grill <i>et al.</i> (2019)	Dd

- (1) MOD09A1.061 Terra Surface Reflectance 8-Day Global ee.ImageCollection("MODIS/061/MOD09A1")
- (2) MODIS Combined 16-Day NDWI (ee.ImageCollection("MODIS/MCD43A4_006_NDWI"))
- (3) MOD13Q1.061 Terra Vegetation Indices 16-Day Global (ee.ImageCollection("MODIS/061/MOD13Q1"))
- (4) GRACE Monthly Mass Grids Release 06 Version 04 - Land (ee.ImageCollection ("NASA/GRACE/MASS_GRIDS_V04/LAND"))
- (5) ERA5-Land Monthly Aggregated - ECMWF Climate Reanalysis (ee.ImageCollection ("ECMWF/ERA5_LAND/MONTHLY_AGGR"))
- (6) Global ALOS Landforms (ee.Image("CSP/ERGo/1_0/Global/ALOS_landforms"))
- (7) NASA SRTM Digital Elevation 30m ee.Image("USGS/SRTMGL1_003")
- (8) WWF HydroSHEDS Free Flowing Rivers Network v1 (ee.FeatureCollection ("WWF/HydroSHEDS/v1/FreeFlowingRivers"))

(*) Normalized Difference Water Index / Índice de Diferença de Água (NDWI); Modification of Normalized Difference Water Index / Índice de Diferença de Água Modificado (MNDWI); Water Ratio Index / Índice de Água (WRI); Automated Water Extraction Index / Índice de Extração de Água (AWEI); Zona de Saturação do Solo (ZSS); Runoff Subterrâneo (RS); Produto Grace (PG); Normalized Difference Vegetation Index / Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI); Soil Adjustment Vegetation Index / Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI); Enhanced Vegetation Index / Índice de Vegetação Melhorado (EVI); Densidade de Drenagem (Dd); Global ALOS Landforms (Land); Declividade (Dcv).

Outro fator complementar é a sua disponibilidade no sistema *Google Earth Engine* (GEE), que constituiu a base de processamento de parte das informações. Em função do uso do Satélite *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), que demonstrou um maior número de produtos com utilização no enfoque das águas subterrâneas, foi considerada uma grade de resolução variada que teve interferência na faixa limite amostral do produto final gerado. O sensor MODIS foi projetado para atender estudos relativos à atmosfera, oceano e terra, com bandas de resolução espectral e

espacial para estes objetivos e uma cobertura global a cada 1-2 dias (Latorre *et al.* 2003).

Procedimento de análise

A sistemática construída teve como base a análise conjugada de índices espectrais de água e de vegetação abordada e discutida em Ponzoni e Shimabukuro (2007), Mustafa *et al.* (2017), Buma *et al.* (2018), Pereira *et al.* (2018), Alvino *et al.* (2020), Dai *et al.* (2021), Nascimento Filho & Nascimento (2022) e Liu *et al.* (2023) (Figura 2).

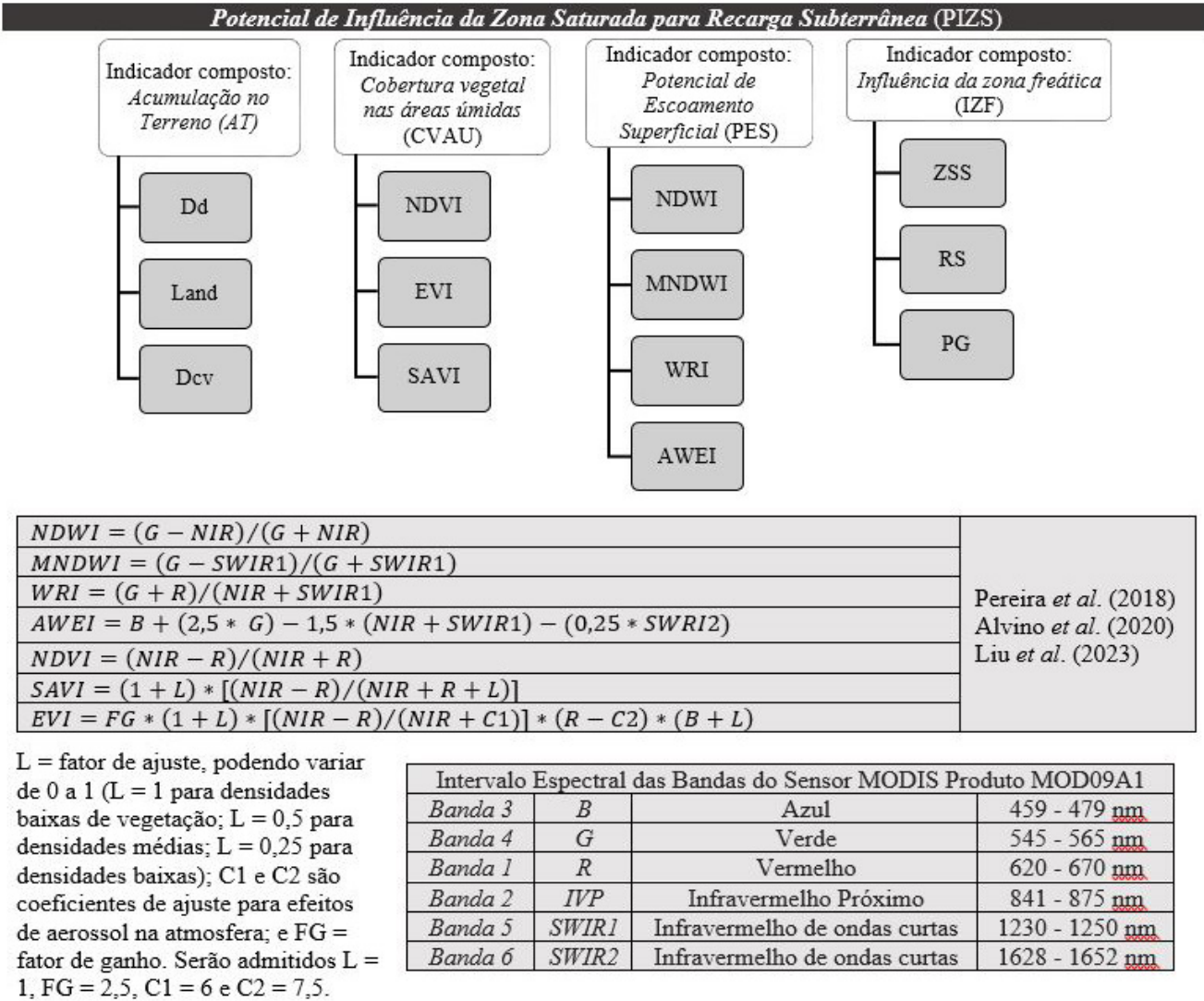


Figura 2. Procedimento de análise adotado para configuração dos indicadores formadoras. Normalized Difference Water Index / Índice de Diferença de Água (NDWI); Modification of Normalized Difference Water Index / Índice de Diferença de Água Modificado (MNDWI); Water Ratio Index / Índice de Água (WRI); Automated Water Extraction Index / Índice de Extração de Água (AWEI); Zona de Saturação do Solo (ZSS); Runoff Subterrâneo (RS); Produto Grace (PG); Normalized Difference Vegetation Index / Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI); Soil Adjustment Vegetation Index / Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI); Enhanced Vegetation Index / Índice de Vegetação Melhorado (EVI); Densidade de Drenagem (Dd); Global ALOS Landforms (Land); Declividade (Dcv).

A primeira etapa consistiu na agregação de 4 produtos: indicadores das áreas potenciais de escoamento superficial, de influência da zona freática, de presença da cobertura vegetal nas áreas úmidas e de acumulação de água no terreno. Estas foram processadas segundo a composição da Figura 2, utilizando a Lógica Fuzzy como mecanismo de análise. Tendo o resultado final processado de forma comparativa com a Análise de Principais Componentes (ACP), para avaliação comparativa das respostas obtidas (Figura 3).

A Lógica Fuzzy representa uma análise multicritério que considera a probabilidade de um fenômeno

ocorrer, admitindo a participação de vários grupos, usando sobreposição difusa. A análise de sobreposição multicritério, o Fuzzy Overlay, foi utilizada como a de melhor resposta ao objetivo proposto, tendo alcançado a mais qualificada representatividade dos diferentes conjuntos (Kamran e Khorrami 2022). Antes do processamento, cada produto matricial foi transformado em uma escala de 0 a 1 com base em um algoritmo de fuzzificação especificado, após os testes de verificação de resultado o padrão “Linear” foi adotado, este atribui um valor de associação de 0 no mínimo e uma associação de 1 no máximo.

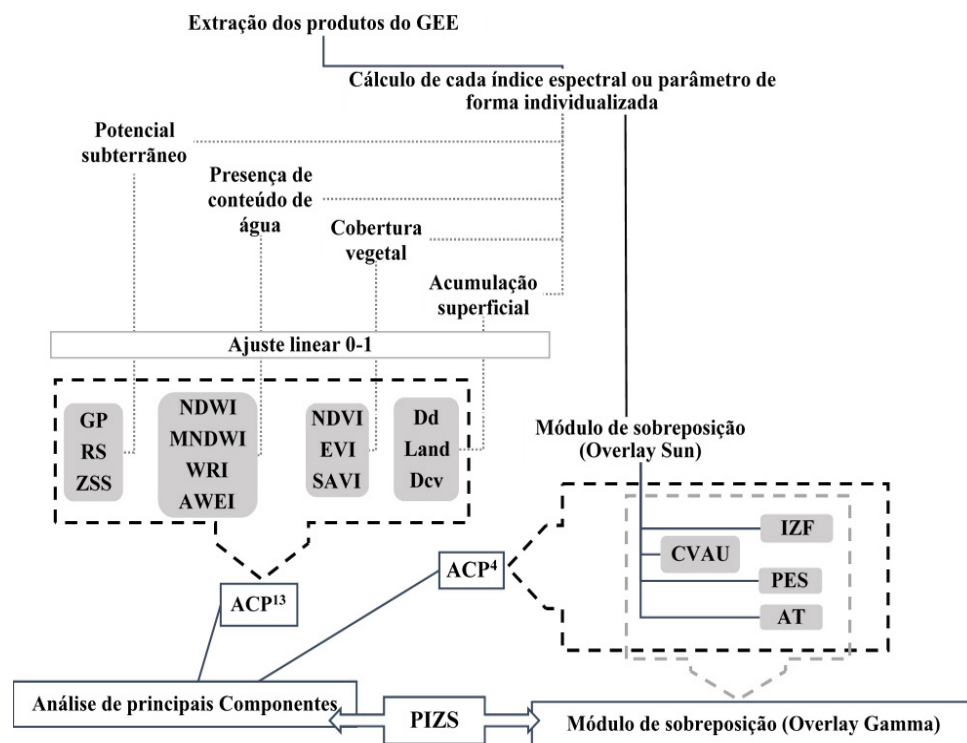


Figura 3. Estrutura sequencial dos procedimentos de processamento adotados.

Os dados individuais foram organizados em um sistema de informações geográficas (SIG), segundo o limite geográfico adotado (conjunto integrado das bacias hidrográficas formadoras e afluentes ao estuário), no formato matricial (*raster*). A aplicação Fuzzy Overlay foi utilizada nas etapas de geração dos indicadores compostos e ao final da integração destes para definição do Potencial de Influência da Zona Saturada para Recarga Subterrânea (PIZS), adotou-se a proposição de uma função crescente, onde a combinação de múltiplas evidências é mais importante ou maior do que sua participação isolada, desta forma foram usados os operadores de soma e gamma, o primeiro respondeu melhor a tratamento individual (13 variáveis e 4 agrupamentos) e o segundo para geração do PIZS. A ACP, que também é uma metodologia de multicritério, pode ser descrita como uma forma de geração de índices e agrupamento de indivíduos, segundo seu comportamento dentro da população (variância), reunindo em uma relação de proximidade de acordo com o grau de variação de suas características (Hongyu *et al.* 2015). Uma vantagem da ACP é a possibilidade de se reduzir o número de variáveis de bancos de dados muito extensos, de forma que as primeiras componentes possam captar a maior parte da variância do conjunto de dados originais analisado.

De maneira sequencial, o processo constou: (1) Extração dos produtos do GEE; (2) Cálculo de cada índice espectral ou parâmetro de forma individualizada; (3) Geração dos Indicadores Compostos, considerando a aderência espacial destes (relação pixel-pixel) e os testes de processamento do Fuzzy até a melhor resposta de composição individual de cada indicador, com a transformação em uma escala de 0 a 1 com base na fuzzificação linear de cada parâmetro individual e a aplicação final do Fuzzy Overlay Sun para composição integrada destes; (4) Processamento integrado dos quatro indicadores para definição do produto final, considerando a operação por meio da Fuzzy Overlay Gamma e de forma comparativa da ACP¹³ (considerando a participação individual das 13 variáveis amostradas) e ACP⁴ (adotando os 4 agrupamentos gerados).

Admitindo a natureza dos sensores utilizados, foi realizada uma avaliação por meio da cartografia derivada da superfície potenciométrica, com a definição da carga hidráulica (Feitosa e Feitosa 2008) para um conjunto de 78 poços, obtidos juntos ao Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (SGB). Os poços foram utilizados como referência para uma correção pixel-pixel, e verificação da aderência aos limites de zonas saturadas estabelecidos.

Indicador composto: Acumulação no Terreno (AT)

A integração dos parâmetros Densidade de Drenagem, Declividade e *Landform* teve por objetivo definir as áreas mais prováveis de acumulação de águas superficiais, onde o escoamento seria mais lento, favorecendo a infiltração e o potencial de recarga do aquífero freático. A Densidade de Drenagem foi obtida pela aplicação da densidade de Kernel junto à rede de drenagem identificada no sensor (*HydroSHEDS Free Flowing Rivers Network*).

A densidade do Kernel relativa a objetos lineares é definida por uma superfície suavemente curva, onde seu valor é maior na linha e diminui à medida que se afasta desta, chegando a zero na distância do raio de pesquisa especificado, como produto as formas lineares são transformadas em intensidades e traduzidas como isovalores ponderados (Nascimento e Silva 2019).

A declividade (%) foi obtida por meio da análise no raster da altimetria obtida pelo produto do SRTM. O emprego dos Landforms mapeados segundo o produto do ALOS teve o propósito de identificar as morfologias do terreno favoráveis a acumulação de água, traduzidas por vales amplos de baixas amplitudes. Neste caso, fez-se necessário utilizar a tabela de sobreposição ponderada (*Weighted overlay table*), com a definição de valores de influência (0 a 1, mínimo a máximo), sendo o máximo para as unidades de maior potencial de retenção de água.

Indicador composto: Cobertura vegetal nas áreas úmidas (CVAU)

A presença de vegetação em áreas de preservação permanente, marginais aos cursos d'água e no entorno de nascentes, favorece a recarga subterrânea. Desta forma, o uso conjugado dos índices de vegetação visa fortalecer seu emprego como indicador de áreas úmidas. Como mês-ano base foi utilizado outubro de 2021, por representar o período menos chuvoso na região (valorizando o destaque da presença das áreas verdes e maior contraste com o solo exposto), e ter a menor cobertura de nuvens. O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) relaciona bandas do infravermelho próximo e do vermelho e tem um efeito positivo correlação com biomassa, quanto mais próximo de 1, mais intensa é a presença de cobertura vegetal; o Índice de Vegetação Melhorado (EVI) minimiza os efeitos de refletância do solo e as influências atmosféricas; e o Índice

de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI) é projetado para considerar os efeitos do solo nas imagens analisadas. Assim, o uso do EVI e do SAVI auxiliam a discriminar melhor a relação vegetação-solo, favorecendo a melhor detecção (Ponzoni e Shimabukuro 2007, Huete *et al.* 2011, Alvino *et al.* 2020).

Indicador composto: Potencial de Escoamento Superficial (PES)

O objetivo deste foi maximizar a refletância típica de características da água. Os trabalhos de Li *et al.* (2015), Laonamsai *et al.* (2023) e Liu *et al.* (2023) foram utilizados como referência por tratarem da composição de índices de água. Como mês-ano base foi utilizado abril de 2021, por representar o período chuvoso na região, e ter a menor cobertura de nuvens. De forma geral, estes detectam as alterações no conteúdo relativo de água, onde valores ≥ 0 indicam a maior presença e o contrário, indica o menor teor de água. Dentre estes, NDWI e MNDWI variam de -1 a 1, enquanto o WRI e o AWEI podem exceder essa faixa, porém mantendo o mesmo padrão de comportamento. Xu (2006) e Silva *et al.* (2023) destacam a importância destes índices para detecção de água principalmente para captação de contrastes entre as áreas de corpos hídricos e o entorno.

Indicador composto: Influência da zona freática (IZF)

Este indicador é testado nesta avaliação. Ele aplica o conjunto de informações o ERA5-Land, que representa um conjunto de dados de reanálise que combina informações de modelos com observações de todo o mundo. A denominada “Zona de Saturação do Solo (ZSS)” representa o volume de água na camada de solo considerando a faixa de 100 a 289 cm, é descrito como uma relação volumétrica adimensional (fração de volume). E o “Runoff subterrâneo (RS)” como sendo a água potencial que permanece armazenada no solo (Muñoz Sabater 2019).

A utilização do sensor Grace mostrou uma grande limitação pela sua resolução espacial, mas como se trata de um produto que visa a detecção de anomalias de massa de água equivalente (espessura de água), entendeu-se sua importância para fortalecer o que seria a zona de maior contribuição freática, junto aos demais índices (Swenson e Wahr 2006, Landerer e Swenson 2012).

RESULTADOS

Apresenta-se nas Figuras 4 a 7 os perfis de cada indicador composto e de suas variáveis. Quanto ao comportamento do terreno (AT) a região apresenta as maiores amplitudes a leste-nordeste, reduzindo em direção às margens fluviais, predominando no todo a presença de baixas declividades. As categorias identificadas junto ao mapeamento de Landforms indicou topos variando de arredondados a angulares (Unidade 1), normalmente associados a vertentes suaves (Unidade 2), havendo uma alternância de vales fechados (Unidade 3) e abertos (Unidade 4). A cobertura vegetal (CVAU) concentra-se nas áreas insulares, sendo fragmentada, como observado nos indicadores que destacam o contraste com o solo exposto.

O escoamento superficial (PES) delineou as áreas principais de acumulação, principalmente as bacias hidrográficas afluentes do estuário, que formam as áreas mais planas. E a definição de influência da zona freática (IZF), mesmo com a menor resolução espacial, quando comparado aos demais, indicou área compatível com o padrão esperado (principalmente o reflexo da densidade de drenagem), tanto pelas unidades geológicas formadoras, quanto pela relação com o padrão do lençol freático da região, como atestado pelos poços do SIAGAS.

Os histogramas de cada produto mostraram um comportamento similar, com o predomínio dos índices superiores à média ($Q2 > MD$), a exceção de PES que apresentou uma composição modal mais regular. Considerando a escala dos sensores adotados, verifica-se que o comportamento modal se diferenciou nas categorias agrupadas, indicando que o resultado final vai corresponder a esta variação, com a influência dos grupos de melhor distribuição (Figura 8).

O resultado do pós-processamento para avaliação do Potencial de Influência da Zona Saturada para Recarga Subterrânea (PIZS) também mostrou diferenças de distribuição. O resultado Fuzzy Gamma (FG), indicou uma menor variação em torno da média (menor desvio padrão), a ACP se diferenciou, com a ACP⁴ com distribuição menor, e mais próxima ao comportamento de FG e a ACP¹³ mais dispersa, com maior variação em torno da média, mostrando a influência dos componentes individuais (Figura 9). Desta forma, optou-se por não considerar nas

discussões o resultado da ACP¹³ pois ela obteve um resultado que super-valorizou a representação individual de cada variável.

A Figura 10 ilustra os poços adotados como referência para discussão dos produtos gerados (SIAGAS), como eles não são igualmente distribuídos optou-se por usar apenas o limite de profundidade de até 40 metros (uma vez que o objeto do estudo é a recarga ao aquífero livre) e reduzir o recorte da área para os melhores agrupamentos. No processo foi utilizado o IDW (Inverso do Quadrado da Distância - *Inverse Distance Weighted*) na interpolação dos isovalores (Engelbrecht & Chang 2015). Os valores de cargas hidráulicas indicam fluxos subterrâneos no sentido noroeste e oeste, acompanhando as bacias hidrográficas afluentes à costa (SE→NW e E→W), e características que definem curvas potenciométricas regulares que favorecem diferentes condições de recarga e descarga das águas subterrâneas (Campos *et al.* 2024). A potenciometria valorizou os níveis mais próximos às margens dos canais de drenagem, fator este também refletido em PIZS. O espaçamento entre as linhas de fluxo reflete gradientes baixos e boas condições de recarga, configurando uma faixa de áreas úmidas marginal a zona costeira.

O resultado da análise de correlação entre a carga hidráulica (CH), a Zona de Saturação do Solo (ZSS), o Runoff subterrâneo (RS) e os valores de PIZS, ressaltaram valores diferenciais com a profundidade, que se justifica pelo uso de variáveis de maior influência principalmente na zona do freático, que torna o perfil mais superficial o de maior probabilidade de relação direta. A relação entre a CH/ZSS (R^2 0,77) foi melhor que CH/RS (R^2 0,29) para profundidades de até 12 m. Porém, enquanto CH/ZSS (R^2 0,18) decaí muito para a faixa de 18 a 24 m, CH/RS (R^2 0,31) praticamente não variou. CH/FG (R^2 0,66) foi positiva para até 12 m, reduzindo (R^2 0,26) para 18 a 24 m. No limite de 12 m a CH/ACP⁴ (R^2 0,35) e CH/ACP¹³ (R^2 0,24) apresentaram resultado inferior (Figura 11).

Comparando a distribuição espacial do produto FG reclassificado (Figura 11d) verifica-se que ele responde as unidades hidrogeológicas (Figura 11c). Considerando os aspectos geológicos do Grupo Barreiras e a composição do que seriam os sedimentos flúvio-lacustres e flúvio-marinhos, é possível entender que a resposta espectral absorveu as variações granulométricas existentes, com relação aos níveis arenosos, areno-argilosos e argilosos, comuns nestas unidades.

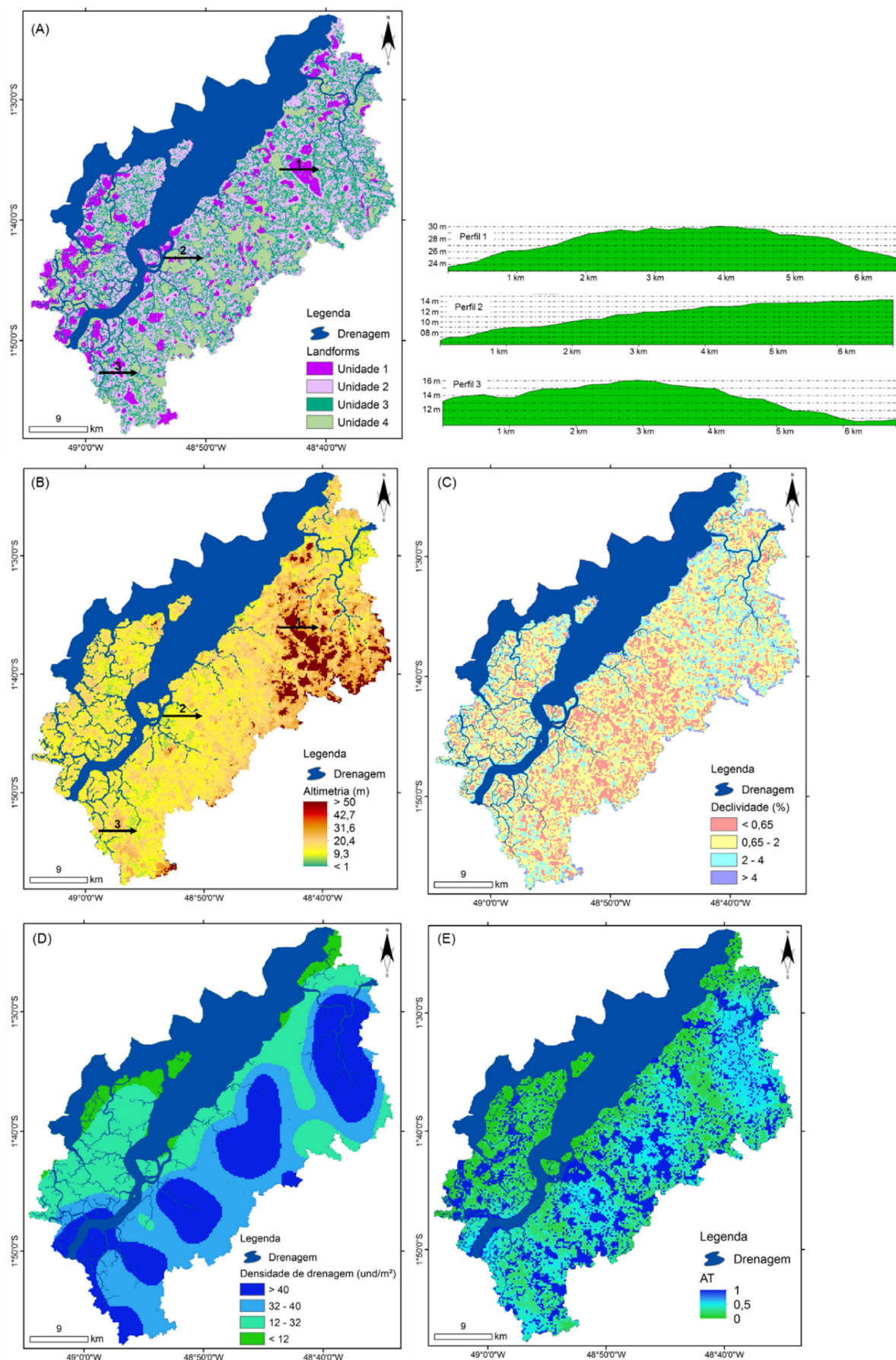


Figura 4. Perfil dos indicadores de Acumulação no Terreno (AT): (A) Landforms; (B) Altimetria; (C) Declividade; (D) Densidade de drenagem; (E) Acumulação no Terreno (AT).

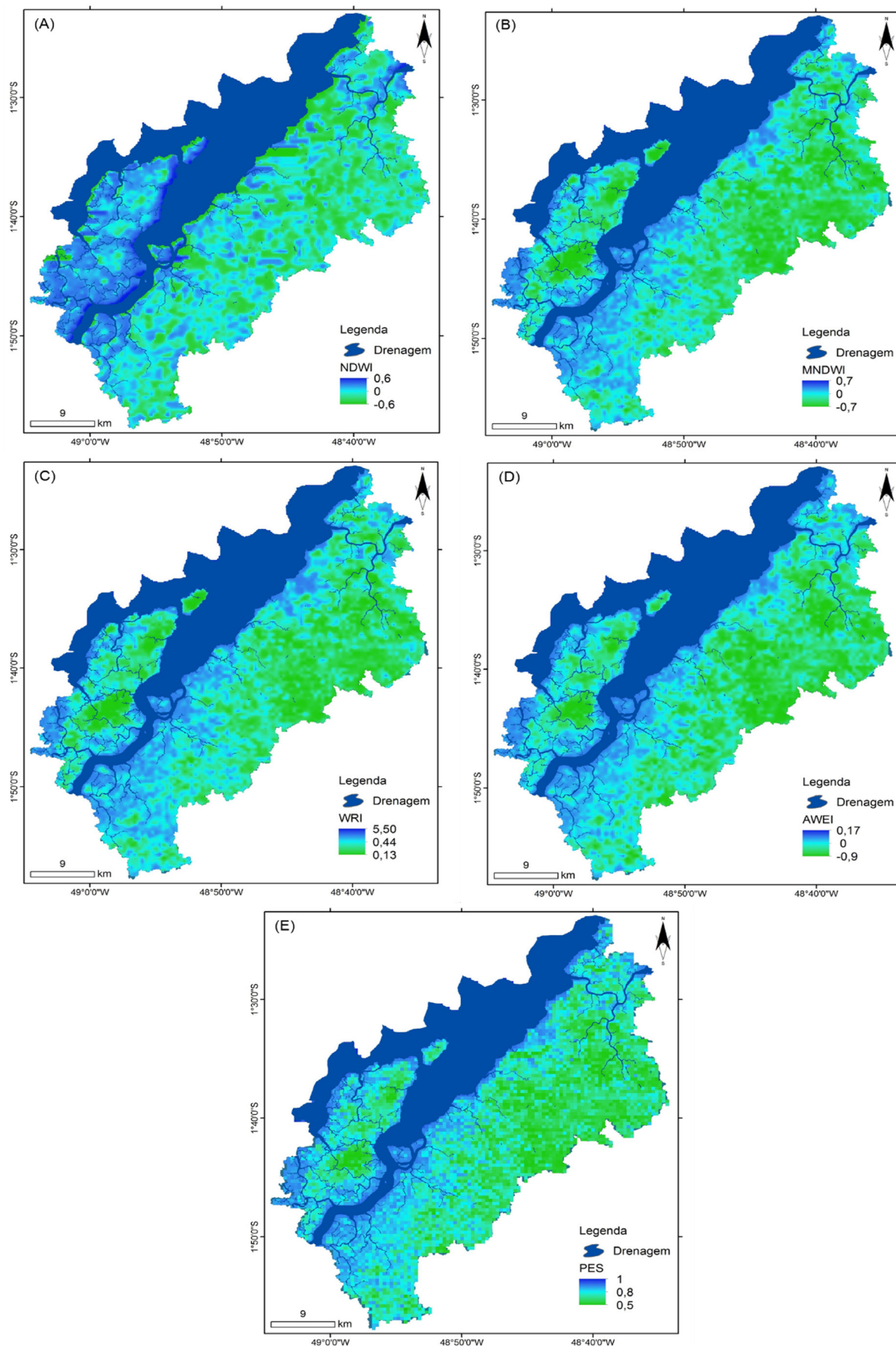


Figura 5. Perfil dos indicadores de Potencial de Escoamento Superficial (PES): (a) Índice de diferença de água (NDWI); (b) Índice de diferença de água modificado (MNDWI); (c) Índice de água (WRI); (d) Índice de extração de água (AWEI); (e) Potencial de Escoamento Superficial (PES).

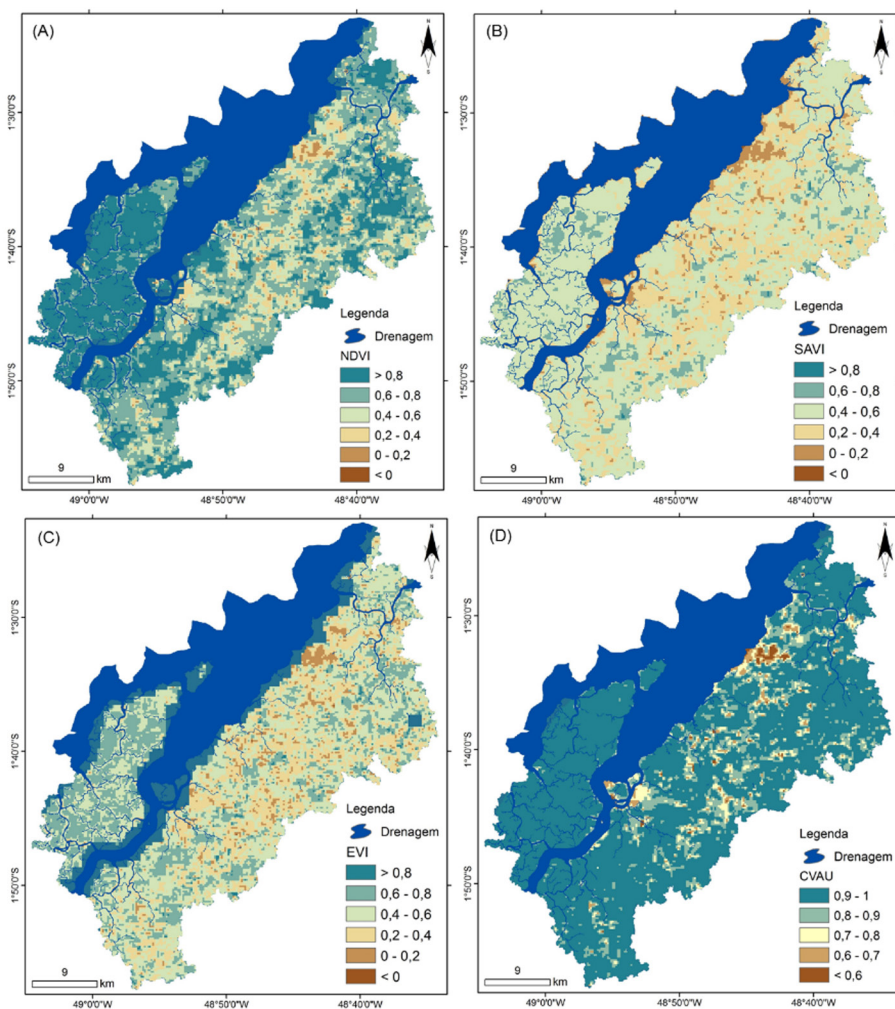


Figura 6. Perfil dos indicadores de Cobertura Vegetal nas Áreas Úmidas (CVAU): (A) Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI); (B) Índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI); (C) Índice de vegetação melhorado (EVI); (D) Cobertura Vegetal nas Áreas Úmidas (CVAU).

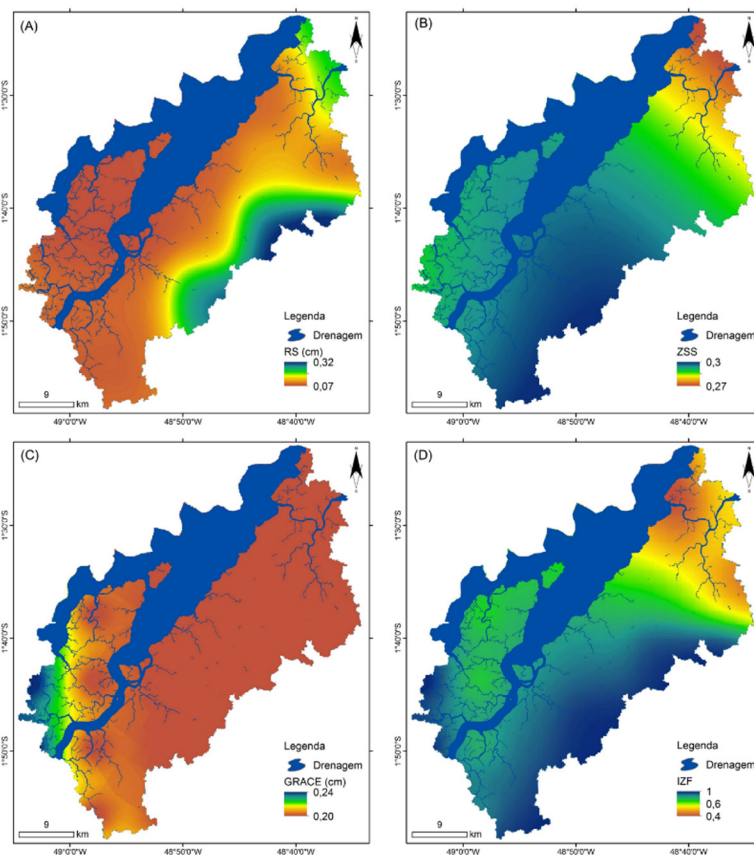
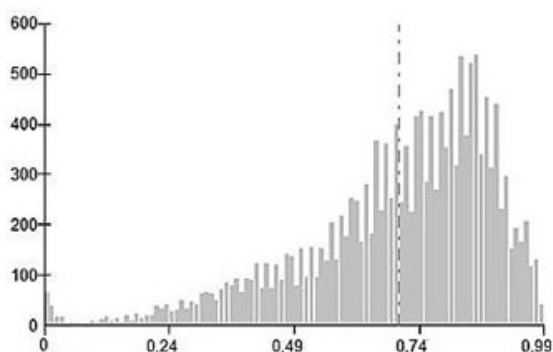
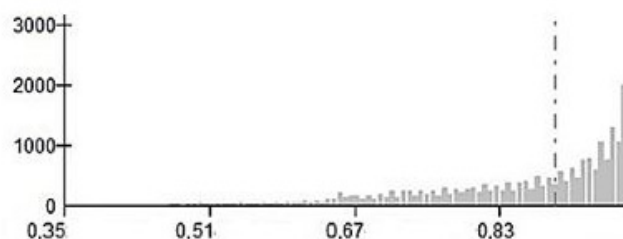


Figura 7. Perfil dos indicadores de Influência da Zona Freática (IZF): (A) Runoff subterrâneo (RS); (B) Zona de Saturação do Solo (ZSS); (C) Produto Grace (PG); (D) Influência da Zona Freática (IZF).

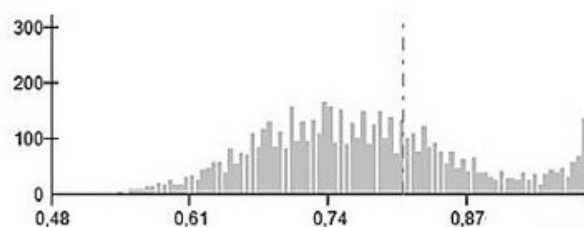
(a) AT, MD: 0,70; DP: 0,19, Q1 (0,60), Q2 (0,74), Q3(0,85)



(b) CVAU, MD: 0,9; DP: 0,11, Q1 (0,84), Q2 (0,95), Q3(0,98)



(c) PES, MD: 0,81; DP: 0,12, Q1 (0,71), Q2 (0,79), Q3(0,92)



(d) IZF, MD: 0,78; DP: 0,15, Q1 (0,70), Q2 (0,83), Q3(0,90)

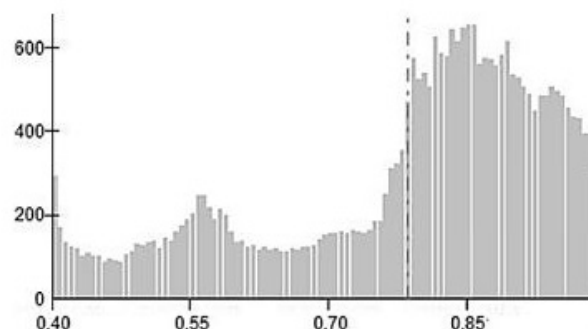
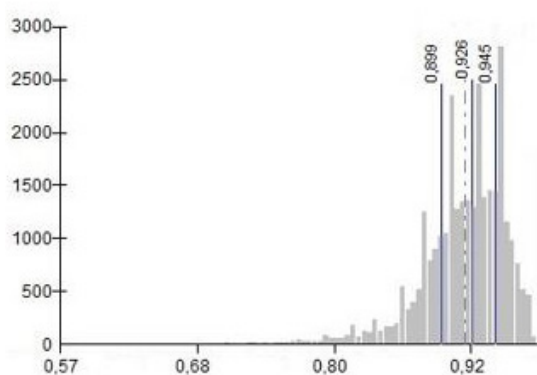
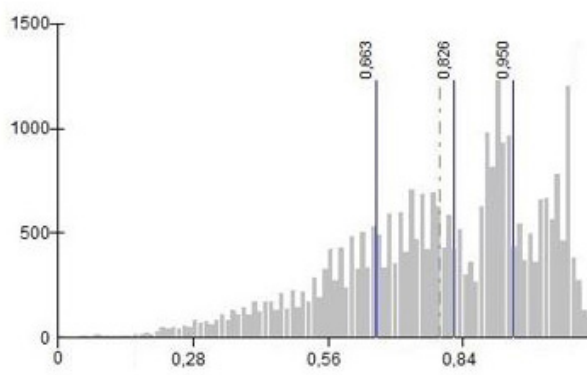


Figura 8. Histogramas de distribuição do comportamento das variáveis de análise, considerando média (MD), desvio padrão (DP) e quartis (Q): (a) AT; (b) CVAU; (c) PES; (d) IZF.

(a) PIZS (FG), MD = 0,92, DP = 0,04, Q1, Q2, Q3



(b) PIZS (ACP⁴), MD = 0,79, DP = 0,20, Q1, Q2, Q3



(c) PIZS (ACP¹³), MD = 0,63, DP = 0,3, Q1, Q2, Q3

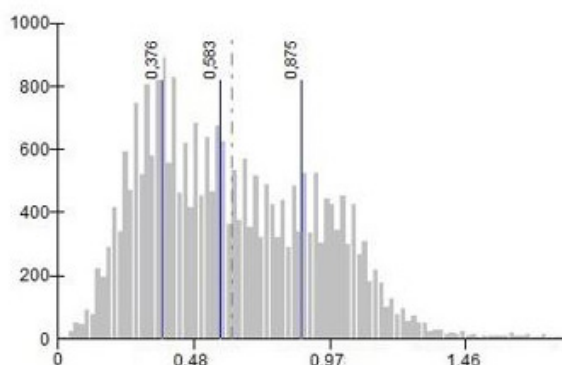


Figura 9. Histogramas dos resultados para PIZS, segundo os processos (a) Fuzzy Gamma (FG), (b) ACP4 e (c) ACP13: média (MD), desvio padrão (DP) e quartis (Q).

A Figura 12 exemplifica que o comportamento do lençol freático até 12 m tem a influência de uma sequência de sedimentos de natureza argila arenosa, areia fina e areia média, com a presença (ou intercalação) de lateritas. Essa alternância e a variação de espessuras associadas interferem no comportamento da infiltração e na formação de áreas de saturação no solo, que dependendo da cobertura vegetal e das condições topográficas, irão reter ou perder por escoamento o percentual de água envolvido, gradando assim sua contribuição como recarga subterrânea.

No processo de investigação do comportamento da influência da zona de maior drenagem vertical com potencial de saturação e contribuição para a recarga subterrânea, os resultados indicam que o uso dos índices espectrais contribui no auxílio, mas a análise integrada de diversas categorias tem que considerar a resolução do sensor e o limite de profundidade da resposta.

O processo de investigação das águas subterrâneas é dependente da informação oriunda dos poços, sem a correta caracterização destes, a precisão das características de comportamento do fluxo fica limitada ao modelo de análise adotado. O uso de sensores remotos auxilia no processo, mas as definições de resolução espacial e temporal, além do tipo de aquífero tratado, condicionam o nível de segurança dado a avaliação feita. Como exemplo cita-se o processo de investigação de Ahamed *et al.* (2022) para avaliar as mudanças no armazenamento das águas subterrâneas por meio do método do balanço hídrico. Este adotou dados de poços, fluviométricos, pluviômetros e de sensoriamento remoto envolvendo as variáveis de precipitação e vazão (produtos de medição direta) e de evapotranspiração, escoamento superficial (*runoff*), equivalente de água acumulada na neve, mistura de solo e uso da terra por produtos de sensoriamento remoto diversos com resoluções variando de 1 a 25 km.

Em outro estudo similar, o objetivo foi mapear o potencial de recarga das águas subterrâneas, usando análise de dados espaciais em um ambiente SIG (Lee *et al.* 2020). Neste foram configurados 11 produtos derivados da interpretação do modelo digital de elevação, juntamente com dados medidos a partir dos poços adotados como referência. Os resultados apontaram para o uso do sensoriamento remoto como meio de estimativa indireta, sugerindo a necessidade de melhorias na precisão em modelos simples e compostos, para reduzir as incertezas do mapeamento.

O uso de produtos de sensoriamento remoto para avaliação hidrológica e hidrogeológica tem sido uma ferramenta alternativa a descontinuidade espacial das redes de monitoramento (Boulomytis *et al.* 2017). As águas subterrâneas tornam-se um objeto mais complexo por necessitarem do poço bem construído como uma fonte segura de informação (Feitosa e Feitosa 2008). Plataformas como o SIAGAS representam uma alternativa importante de armazenamento da informação, mas mesmo assim, não conseguem recobrir todo o universo amostral necessário.

A análise investigada demonstrou pontos potenciais e outros que precisam de complementos futuros, vinculados a aquisição da informação. O uso de índices espectrais mostra-se uma ferramenta de larga aplicação o potencial de simulação metodológico (Xu 2006, Mustafa *et al.* 2017, Alvino *et al.* 2020, Laonamsai *et al.* 2023). Plataformas como GEE são úteis no sentido de possibilitar a difusão ampla de uma informação validada em larga escala, de interface com diversos mecanismos de análise e possibilidade de replicação segundo séries temporais e espaciais (Wu *et al.* 2019).

Os índices de água e vegetação configuram formas de ampla utilização, com o contraste solo-água sendo uma ferramenta comum em estudos de uso e cobertura da terra e detecção de áreas úmidas (Sousa *et al.* 2022, Silva *et al.* 2023). O foco apenas no comportamento da água em superfície auxilia na definição de áreas alagadas e sua variação ao longo do tempo (Pereira *et al.* 2018).

O emprego dos indicadores do comportamento das águas subterrâneas (Swenson & Wahr 2006, Landerer & Swenson 2012) e da zona de saturação no solo (Muñoz Sabater 2019), foram os diferenciais. Estes mostraram-se inicialmente limitados pela resolução espacial dos sensores adotados, quando comparados as respostas do MODIS (Latorre *et al.* 2003, Huete *et al.* 2011) ao LANDSAT (Farr *et al.* 2007). Para permitir a identificação de cada contribuição, optou-se primeiro por apresentar os quatro indicadores compostos de maneira individual e somente depois seu produto integrado. A escolha da lógica fuzzy como mecanismo de análise deu-se no sentido de reduzir as assimetrias, buscando agregar os fatores mais potenciais e de melhor relação entre si (Kamran e Khorrami 2022). A compatibilidade com a análise de principais componentes mostrou a relevância da aproximação das variáveis de mesmo potencial de influência (Hongyu *et al.* 2016), pois quando consideradas isoladamente, o efeito escala não consegue aproximar um perfil comum de resposta.

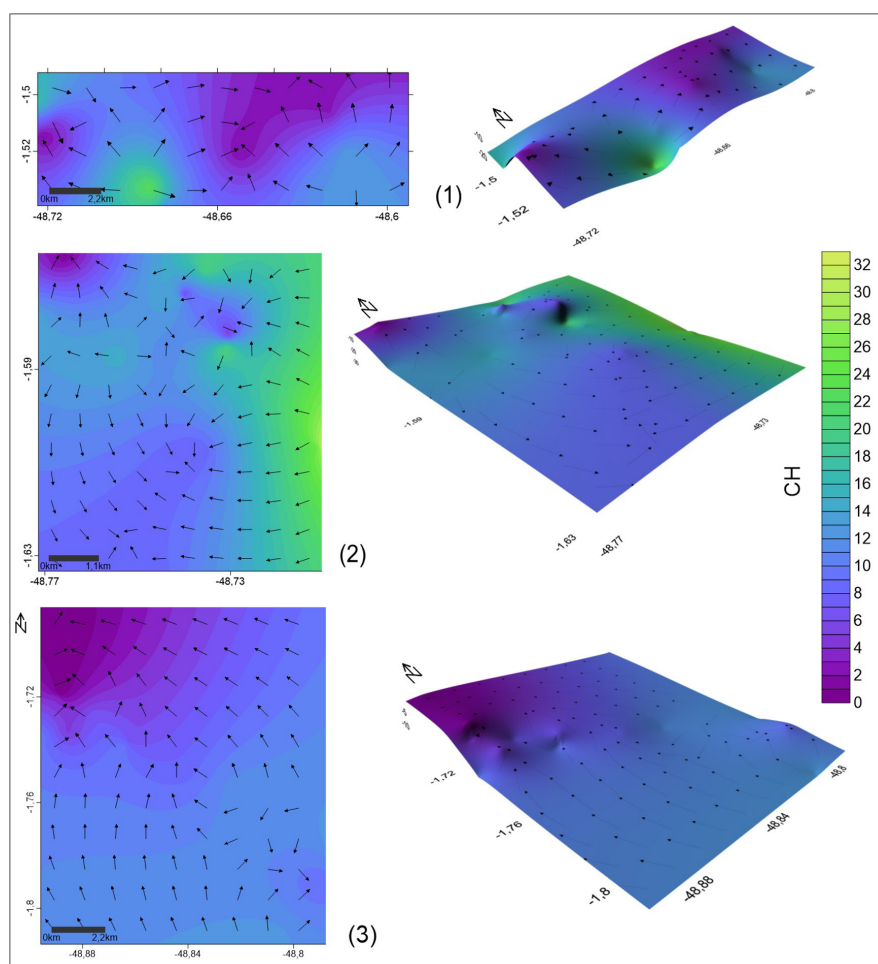
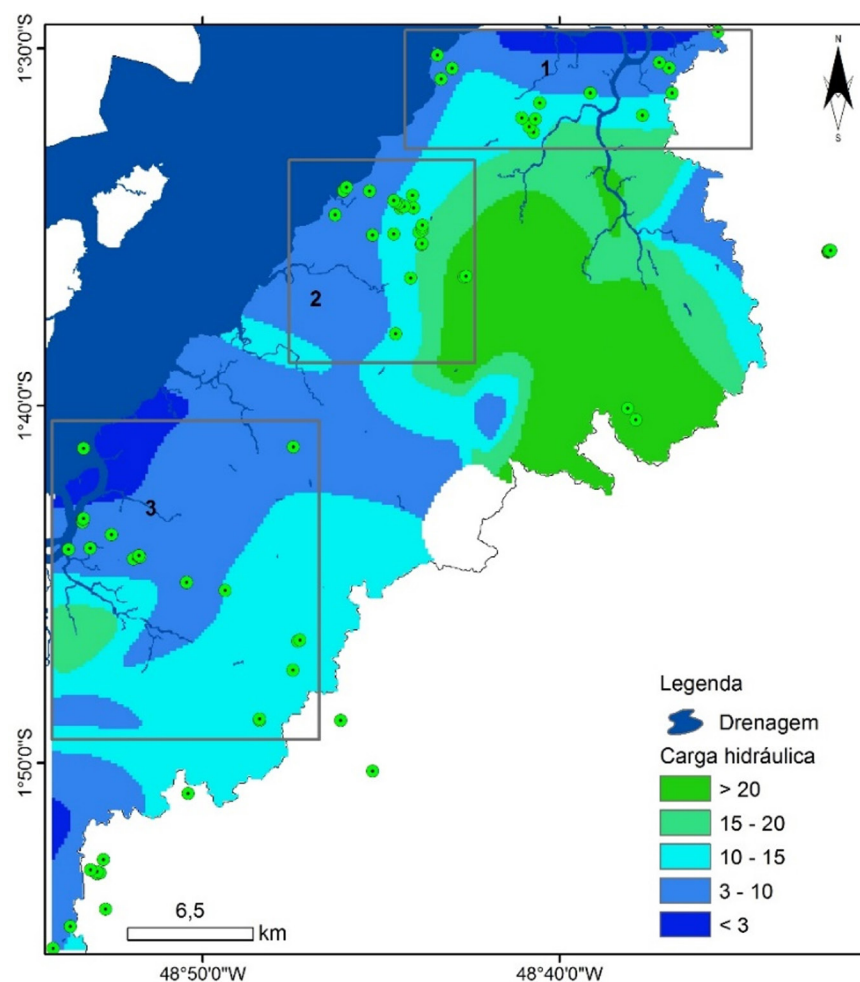


Figura 10. Distribuição da carga hidráulica e relação comportamento potenciométrico no terreno: as setas (→) indicam o fluxo subterrâneo; e os perfis 1 a 3 são destacados em 2D e 3D, conforme a orientação do terreno.

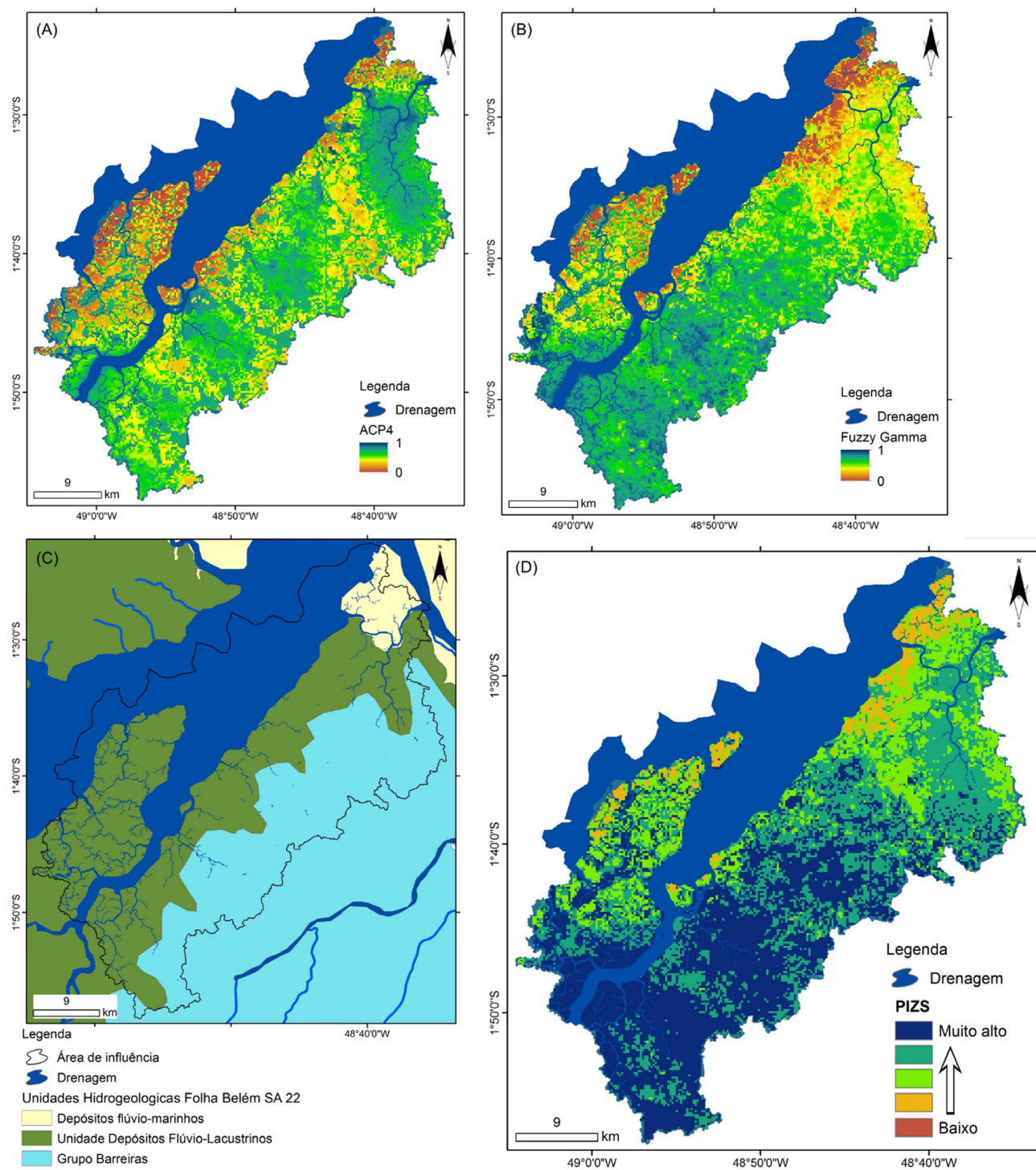


Figura 11. Comparação dos resultados obtidos com o processo (a) ACP4 com e (b) Fuzzy Gamma (FG), com o (c) mapa de unidades hidrogeológicas do Serviço Geológico do Brasil (SGB), Folha Belém SA22. E adequação do produto FG a uma proposta de (d) Influência da Zona Saturada para Recarga Subterrânea (PIZS).

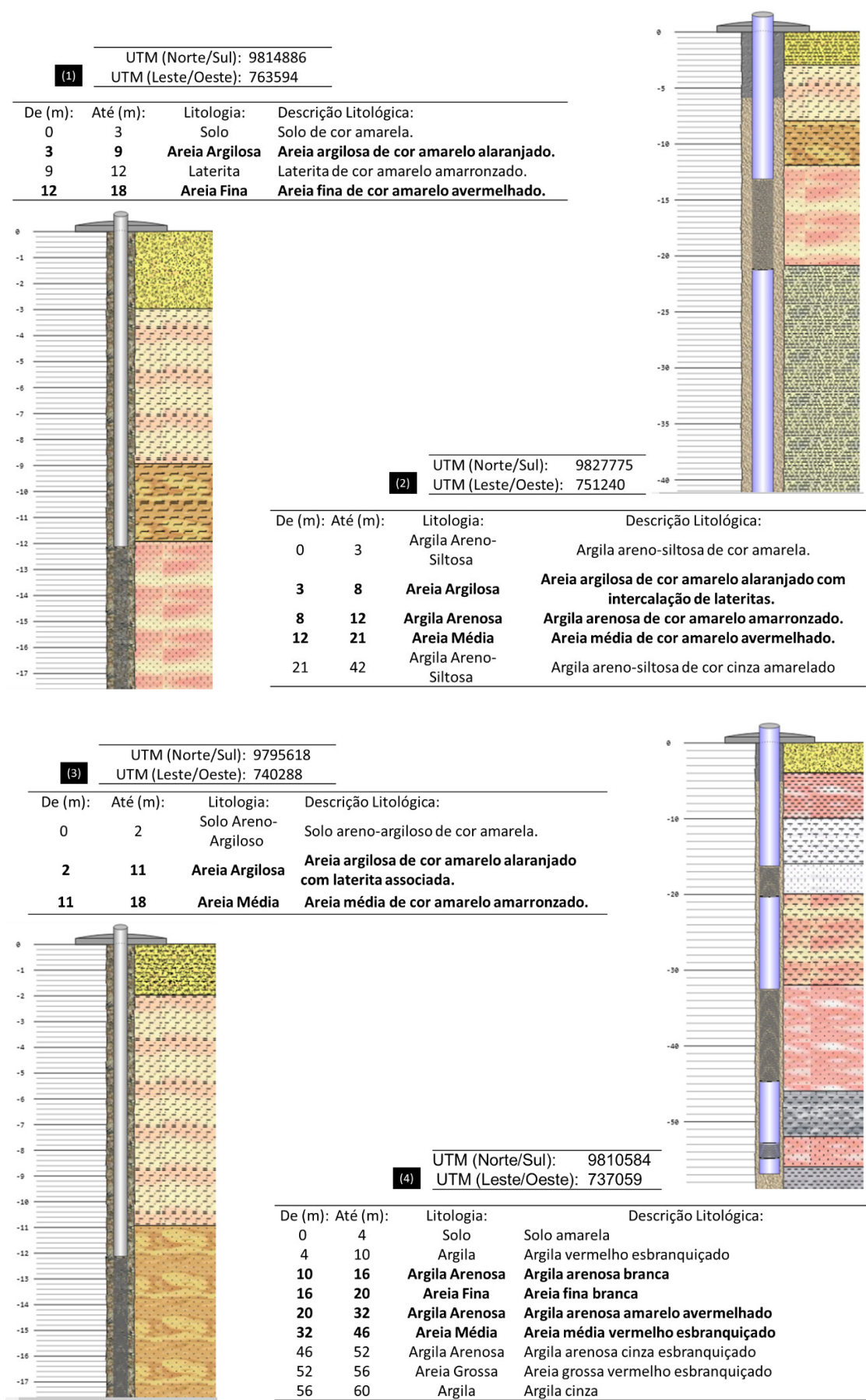


Figura 12. Perfil geológico de poços em (1) e (2) Barcarena; (3) e (4) Abaetetuba. Fonte: SIAGAS.

A verificação com o comportamento dos poços existentes na área foi necessária, materializando a problemática da distribuição espacial destes. A segmentação adotada, auxiliou na identificação de um comportamento freático refletido pelo produto espectral para até 12 m. Considerando o nível de detecção já apresentado e estudado pelo GRACE entende-se que o conjunto conseguiu atingir o objetivo proposto e demonstraram o potencial das áreas úmidas para recarga de aquíferos, e como sua degradação pode afetar o sistema hidrológico como um todo (Grill *et al.* 2019, Nascimento Filho & Nascimento 2022).

A região do estuário-delta do rio Amazonas é uma área de elevada sensibilidade, tanto pelas formas de cobertura da terra quanto pela sua hidrodinâmica diferencial (Bernardes *et al.* 2012, Costa *et al.* 2019, El-Robrini *et al.* 2023). Trata-se de um sistema que converge águas de duas bacias hidrográficas que recobrem cerca de ¼ do país, a bacia Amazônica e a bacia do rio Tocantins (França e Souza Filho 2006, Gregório e Mendes 2009, Folha SA.22 Belém 2016), com um arcabouço subterrâneo marcado por aquíferos de origem cristalina e sedimentar (Rossetti *et al.* 2007, João *et al.* 2013). O delineamento espacial da recarga destes sistemas (Nascimento e Silva 2019) não é definido na mesma proporção que a delimitação das unidades hídricas superficiais (Lehner *et al.* 2008, Liu *et al.* 2023), tornando assim estas áreas mais vulneráveis à ação antrópica e a perda de seu potencial hídrico.

A relação hidrodinâmica superficial e subterrânea do estuário amazônico é complexa e contribui diretamente para o conjunto de paisagens formadoras, incluindo a relação entre os seus componentes estruturais, sejam eles de natureza geológico-geomorfológico (Batista *et al.* 2009, Monteiro *et al.* 2015) ou vinculados ao ambiente antrópico de cidades marginais aos rios (Costa *et al.* 2019). As relações derivadas desta composição têm interfaces socioeconômicas diversas (Nahum 2011, Soares *et al.* 2021) e induzem condicionantes de vulnerabilidade natural, principalmente aos processos erosivos, de deslizamento de massa e decorrentes na sazonalidade dos sistemas fluviais (Batista *et al.* 2009, Santos *et al.* 2021, El-Robrini *et al.* 2023). O reflexo disto em termos da vulnerabilidade dos aquíferos, pressão sobre as áreas de recarga e zoneamento potencial para o aproveitamento voltado ao consumo humano, ainda implica em esforços metodológicos a serem intensificados, havendo ampla necessidade de adequação dos levantamentos por meio de poços ao uso de sensores remotos, de forma a ampliar o universo de resposta com simulações de comportamento em áreas onde o

mapeamento hidrogeológico é regional mas existe uma necessidade de informação local.

CONCLUSÕES

O aproveitamento da água subterrânea com vistas ao abastecimento humano e o crescimento das cidades marginais ao estuário amazônico encontram como limites as vulnerabilidades relacionadas as condicionantes climáticas e geológico-geomorfológicas da região. O perfil marcado por uma natureza sedimentar permeável facilita a percolação de água e a sua acumulação formando zonas de saturação nas camadas limitadas por níveis menos permeáveis, assim como a difusão e percolação de poluentes, principalmente em direção aos sistemas de aquífero livre.

A descontinuidade da informação oriunda de poços incentiva o uso de metodologias alternativas que complementem as informações e auxiliem na compreensão espacial da distribuição das águas subterrâneas. O uso de índices espectrais mostrou resultados positivos, mesmo com a limitação imposta pela escala de resolução espacial dos sensores e de resposta quanto a profundidade da zona saturada. O resultado final indicou uma ampla área potencial de recarga, condicionada por fatores hídricos definidos por zonas de acumulação e de percolação, traduzindo assim um comportamento favorável de recarga subterrânea.

A gestão pública deve priorizar o monitoramento integrado destas áreas, uma vez que nesta região encontram-se duas sedes municipais de relevante participação regional, Abaetetuba e Barcarena, sendo esta última integrante da Região Metropolitana de Belém (RMB) constituindo um polo local de desenvolvimento, com a presença de um Distrito Industrial e de uma ativa área portuária. Tais fatores, são potenciais para o consumo de água subterrânea em diferentes níveis, mas destaca-se a participação do freático junto às comunidades ribeirinhas, rural de subsistência e pertencentes as ilhas formadoras da região.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Pará (UFPA), a Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas concedidas e suporte às atividades de campo. E ao Grupo de pesquisa de Estudos e Modelagem Hidroambientais (GPEMHA) que de forma integral colaborou com a pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Ahamed A., Knight R., Alam S., Pauloo R., Melton F. 2022. Assessing the utility of remote sensing data to accurately estimate changes in groundwater storage. *Science of The Total Environment*, **807**, 150635. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150635>.
- Alvares C.A., Stape J.L., Sentelhas P.C., Gonçalves J.D.M., Sparovek G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, **22**(6):711-728. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>.
- Alvino F.C.G., Aleman C.C., Filgueiras R., Althoff D., Cunha F.F. 2020. Vegetation indices for irrigated corn monitoring. *Engenharia Agrícola*, **40**(3):322-333. <https://doi.org/10.1590/1809-4430-Eng.Agric.v40n3p322-333/2020>.
- Andrade T.G., Andrade Junior A.S.D., Souza M.O., Lopes J.W.B., Vieira P.F.D.M.J. 2022. Soybean yield prediction using remote sensing in southwestern Piauí state, Brazil. *Revista Caatinga*, **35**(1):105-116. <https://doi.org/10.1590/1983-21252022v35n1llrc>.
- Bacarji A.G., Vilpoux O.F., Paranhos Filho A.C. 2020. Remote observations with images from Landsat satellites to determine the environmental impact of agrarian reform in the Brazilian Midwest between 2004 and 2014. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **92**(2):e20181367. <https://doi.org/10.1590/0001-3765202020181367>.
- Batista E.M., Souza Filho P.W.M., Silveira O.F.M. 2009. Avaliação de áreas deposicionais e erosivas em cabos lamosos da zona costeira Amazônica através da análise multitemporal de imagens de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27**:83-96. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2009000500007>.
- Bernardes M., Knoppers B., Rezende C., Souza W., Ovalle A. 2012. Land-sea interface features of four estuaries on the South America Atlantic coast. *Brazilian Journal of Biology*, **72**(3):761-774. <https://doi.org/10.1590/S1519-69842012000400011>.
- Bhowmick P., Mukhopadhyay S., Sivakumar V. 2014. A review on GIS based Fuzzy and Boolean logic modelling approach to identify the suitable sites for Artificial Recharge of Groundwater. *Scholars Journal of Engineering and Technology*, **02**(03A): 316-319.
- Boulomytis V.T.G., Zuffo A.C., Gireli T.Z. 2017. Watershed spatial discretization for the analysis of land use change in coastal regions. *Boletim de Ciências Geodésicas*, **23**(1):101-114. <https://doi.org/10.1590/S1982-21702017000100007>.
- Breunig F.M., Galvão L.S., Formaggio A.R., Epiphanyo J.C.N. 2012. Variation of MODIS reflectance and vegetation indices with viewing geometry and soybean development. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2):263-274. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012005000018>.
- Buma W.G., Lee S.-I., Seo J.Y. 2018. Recent Surface Water Extent of Lake Chad from Multispectral Sensors and GRACE. *Sensors*, **18**(7):2082. <https://doi.org/10.3390/s18072082>.
- Campos B.C.S., Lucena L.R.F., Alves R.S. 2024. A ocorrência de nitrato e sua perspectiva de depuração no cenário de um aquífero não confinado urbano com recarga variável, nordeste do Brasil. *Rev. Geociênc. Nordeste*, **10**(02):316-331. <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2024v10n2ID36699>.
- CHIRPS. Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations. Climate Hazards Center – UC, Santa Bárbara. <https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps>.
- Costa S.M.F., Carmo M.B.S., Barja P.R. 2019. The urban hierarchy at the delta of the Amazon River and the importance of small cities. *Revista Brasileira de Gestão Urbana*, **11**:e20180014. <https://doi.org/10.1590/2175-3369.011.001.AO09>.
- Dai P.V.S., Baio F.H.R., Azevedo G.B., Fagundes L.A., Trento A.C.S. 2021. Estimativa de volume de madeira baseada em índices de vegetação. *Scientia Forestalis*, **49**(129):e3301. <https://doi.org/10.18671/scifor.v49n129.06>.
- Dantas J.S., Marques Júnior J., Martins Filho M.V., Resende J.M.A., Camargo L.A., Barbosa R.S. 2014. Gênese de solos coesos do leste maranhense: relação solo-paisagem. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **38**(4):1039-1050. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832014000400001>.
- Dixon B. 2005. Groundwater vulnerability mapping: a GIS and fuzzy rule based integrated tool. *Applied Geography*, **25**(4):327-347. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2005.07.002>.
- El-Robrini M., Silva P.V., Magno C., Rodrigues M.V. 2023. Morfodinâmica e transporte de sedimentos em praias amazônicas de meso-marés: o caso da Vila do Conde (Barcarena/Pará). *Caderno de Geografia*, **33**(75):1300-1328. <https://doi.org/10.5752/p.2318-2962.2023v33n75p1300>.
- Engelbrecht B.Z., Chang H.K. 2015. Simulação numérica do fluxo de águas do sistema aquífero Urucua na bacia hidrogeológica do Rio Corrente (BA). *Águas Subterrâneas*, **29**(2), 244-256. <https://doi.org/10.14295/ras.v29i2.28435>.
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D.E. 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, **45**(2):RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.
- Feitosa E.C., Feitosa F.A.C. 2008. Metodologia Básica de Pesquisa de Água Subterrânea. In: Feitosa, F.A., Carneiro M.F., Feitosa J., Carneiro E., Demetrio J.G.A. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Rio de Janeiro: CPRM, p. 189.
- Ferreira N.S., Lima A.M.M., Gomes D.J.C. 2023. Vulnerabilidade das áreas úmidas e influência sazonal da precipitação pluviométrica na Amazônia Oriental. *GEOFRONTER*, **09**(1):01-23. <https://doi.org/10.61389/geofronter.v9i1.7366>.
- Folha SA.22 Belém. 2016. *Carta Hidrogeológica, Escala 1:1.000.00*. Programa Geologia do Brasil - Cartografia Hidrogeológica. Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM).

- França C.F., Souza Filho P.W.M. 2006. Compartimentação morfológica da margem leste da ilha de Marajó: zona costeira dos municípios de Soure e Salvaterra - Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **7**(1). <https://doi.org/10.20502/rbg.v7i1.58>.
- Gregório A.M.S., Mendes A.C. 2009. Batimetria e sedimentologia da Baía do Guajará, Belém, estado do Pará, Brasil. *Amazônia: Ciência e Desenvolvimento*, **5**(9):53-72.
- Grill G., Lehner B., Thieme M., Geenen B., Tickner D., Antonelli F., Babu S., Borrelli P., Cheng L., Crochetiere H., Macedo H.E. 2019. Mapping the world's free-flowing rivers. *Nature*, **569**(7755):215-221. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1111-9>.
- Hongyu K., Sandanielo V.L.M., Junior G.J.O. 2016. Análise de Componentes Principais: resumo teórico, aplicação e interpretação. *Engineering and Science*, **5**(1):83-90. <https://doi.org/10.18607/ES201653398>.
- Huete A., Didan K., Van Leeuwen W., Miura T., Glenn E. 2011. MODIS Vegetation Indices. In: Ramachandran B., Justice C.O., Abrams M.J. (eds.) *Land Remote Sensing and Global Environmental Change: NASA's Earth Observing System and the Science of ASTER and MODIS*. Chapter 26, New York: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6749-7_26.
- João X.S.J., Teixeira S.G, Fonseca D.D.F. 2013. *Geodiversidade do estado do Pará*. Belém: CPRM, 256 p.
- Kamran K.V., Khorrami B. 2022. A fuzzy multi-criteria decision-making approach for the assessment of forest health applying hyper spectral imageries: A case study from Ramsar forest, North of Iran. *International Journal of Engineering and Geosciences*, **7**(3):214-220. <https://doi.org/10.26833/ijeg.940166>.
- Khalid H.W., Khalil R.M.Z., Qureshi M.A. 2021. Evaluating spectral indices for water bodies extraction in western Tibetan Plateau. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, **24**(3):619-634. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2021.09.003>.
- Kuiawski A.C.M.B., Safanelli J.L., Bottega E.L., Oliveira A.M., Guerra N. 2017. Vegetation indexes and delineation of management zones for soybean. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, **47**(2):168-177. <https://doi.org/10.1590/1983-40632016v4743904>.
- Landerer F.W, Swenson S.C. 2012, Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates, *Water Resources Research*, **48**:W04531. <https://doi.org/10.1029/2011WR011453>.
- Laonamsai J., Julphunthong P., Saprathet T., Kimmany B., Ganchanasuragit T., Chomcheawchan P., Tomun N. 2023. Utilizing NDWI, MNDWI, SAVI, WRI, and AWEI for Estimating Erosion and Deposition in Ping River in Thailand. *Hydrology*, **10**(3):70. <https://doi.org/10.3390/hydrology10030070>.
- Latorre M.L., Anderson L.O., Shimabukuro Y.E., Carvalho Júnior O.A. 2003. Sensor MODIS: características gerais e aplicações. *Espaço & Geografia*, **6**(1):91-121.
- Lee S., Hyun Y., Lee S., Lee M. J. 2020. Groundwater potential mapping using remote sensing and GIS-based machine learning techniques. *Remote Sensing*, **12**(7), 1200. <https://doi.org/10.3390/rs12071200>.
- Lehner B., Verdin K., Jarvis A. 2008. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **89**(10):93-94. <https://doi.org/10.1029/2008EO100001>.
- Li Q., Lu L., Wang C., Li Y., Sui Y., Guo H. 2015. MODIS-Derived Spatiotemporal Changes of Major Lake Surface Areas in Arid Xinjiang, China, 2000-2014. *Water*, **7**:5731-5751. <https://doi.org/10.3390/w7105731>.
- Liu S., Wu Y., Zhang G., Lin N., Liu Z. 2023. Comparing Water Indices for Landsat Data for Automated Surface Water Body Extraction under Complex Ground Background: A Case Study in Jilin Province. *Remote Sensing*, **15**:1678. <https://doi.org/10.3390/rs15061678>.
- Lopes M.N.G., De Souza E.B., Ferreira D.B.S. 2013. Climatologia regional da precipitação no estado do Pará. *Revista Brasileira de Climatologia*, **12**:84-102. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v12i1>.
- LP DAAC. *Land Processes Distributed Active Archive Center*. U.S. Geological Survey (USGS), National Aeronautics and Space Administration (NASA), NASA's Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS). https://lpdaac.usgs.gov/product_search/.
- Luz L.R., Giongo V., Santos A.M., Lopes R.J.C., Júnior C.L. 2022. Biomass and vegetation index by remote sensing in different caatinga forest areas. *Ciência Rural*, **52**(2):e20201104. <https://doi.org/10.1590/0103-8478cr20201104>.
- Marinha do Brasil. *Cartas Náuticas*: Número 302 a 306 e 320 a 321. Disponível em <https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav/cartas-raster>.
- Martins F.P., Costa R.A. 2014. A compartimentação do relevo como subsídio aos estudos ambientais no município de Ituiutaba-MG. *Sociedade & Natureza*, **26**(2) 317-331. <https://doi.org/10.1590/1982-451320140209>.
- MOD13Q1 v061. MODIS/Terra Vegetation Indices 16-Day L3 Global 250 m SIN Grid. Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC). <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD13Q1.061>.
- Monteiro S.M., El-Robrini M., Alves I.C.C. 2015. Dinâmica sazonal de nutrientes em estuário Amazônico. *Mercator*, **14**(1):151-162. <https://doi.org/10.4215/RM2015.1401.0010>.
- Muñoz Sabater J. 2019. ERA5-Land monthly averaged data from 1981 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. <https://doi.org/10.24381/cds.68d2bb30>.
- Mustafa M.T., Hassoon K.I., Hussain H.M., Abd M.H. 2017. Using water indices (NDWI, MNDWI, NDMI, WRI and AWEI) to detect physical and chemical parameters by apply remote sensing and GIS techniques. *International Journal of Research*, **5**(10):117-128. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1040209>.

- Nahum J.S. 2011. Usos do território e poder do atraso em Barcarena (Pará). *Cuadernos de Geografía - Revista Colombiana de Geografía*, 20(1):47-54.
- Nascimento Filho J.C.B., Nascimento P.S.R. 2022. Combinação Linear Ponderada na Determinação da Capacidade de Armazenamento de Água Subterrânea. *Revista Internacional de Ciências*, 12(1):6-25. <https://doi.org/10.12957/ric.2022.57525>.
- Nascimento P.S.R., Silva N.P.C. 2019. Aplicação de sensoriamento remoto e análise espacial em alinhamentos geológicos como indicador da potencialidade de acumulação de águas subterrâneas. *Revista Brasileira de Geomática*, 7(4):204-222. <https://doi.org/10.3895/rbgeo.v7n4.9879>.
- Nobre R.C.M., Rotunno Filho O.C., Mansur W.J., Nobre M.M.M., Cosenza, C.A.N. 2007. Groundwater vulnerability and risk mapping using GIS, modeling and a fuzzy logic tool. *Journal of Contaminant Hydrology*, 94(3-4), 277-292. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2007.07.008>.
- Pereira L.E., Amorim G., Grigio A.M., Paranhos Filho A.C. 2018. Análise Comparativa entre Métodos de Índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI) em Área Úmida Continental. *Anuário do Instituto de Geociências*, 41(2):654-662. https://doi.org/10.11137/2018_2_654_662.
- Ponzoni F.J., Shimabukuro Y.E. 2007. *Sensoriamento remoto no estudo da vegetação*. São José dos Campos: Parêntese, 127 p.
- Rokni K., Ahmad A., Selamat A., Hazini, S. 2014. Water feature extraction and change detection using multitemporal Landsat imagery. *Remote Sensing*, 06(05):4173-4189. <https://doi.org/10.3390/rs6054173>.
- Rossetti D.F., Goes A.M., Valeriano M.M., Miranda M.C.C. 2007. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajo Island, northern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, 23:121-135. <https://doi.org/10.1002/jqs.1132>.
- Santos M.R.S., Vitorino M.I., Pereira L.C.C., Pimentel M.A.S., Quintão A.F. 2021. Socioenvironmental Vulnerability to Climate Change: Conditions of Coastal Municipalities in Pará State. *Ambiente & Sociedade*, 24:e01671. <https://doi.org/10.1590/1809-4422asoc202001671vu2021L3AO>.
- SGB. 2018. *Manual de Mapeamento de Perigo e Risco a Movimentos Gravitacionais de Massa*. Projeto de Fortalecimento da Estratégia Nacional de Gestão Integrada de Desastres Naturais - Projeto GIDES, Rio de Janeiro: CPRM/SGB - Serviço Geológico do Brasil, 218 p.
- Silva J.L.B., Moura G.B.A., Silva M.V., Oliveira-Júnior J.F., Jardim A.M.R.F., Refati D.C., Lima R.C.C., Carvalho A.A., ..., Santos R.C. 2023. Environmental Degradation of Vegetation Cover and Water Bodies in the Semiarid Region of the Brazilian Northeast via Cloud Geoprocessing Techniques Applied to Orbital Data. *Journal of South American Earth Sciences*, 121:104164. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104164>.
- Silva Lopes H., Remoaldo P.C., Ribeiro V., Martin-Vide J. 2022. Análise do ambiente térmico urbano e áreas potencialmente expostas ao calor extremo no município do Porto (Portugal). *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 31(2):281-302. <https://doi.org/10.15446/rcdg.v31n2.91309>.
- Soares D.S., Damasceno S.B., Castro C.J.N., Simões A., Piraux M., Ritter L.H., Aguiar A.G.R., Silva K.P., Costa F.E.V., Quaresma M.J.N. 2021. Produção do espaço agrário e dinâmicas territoriais na Amazônia Tocantina: transporte rural-urbano, agricultura familiar e ambientes em Abaetetuba (PA). In: Oliveira R.J. *Agricultura familiar e ambientes em Abaetetuba (PA)*. Científica Digital, p. 577-599. <http://dx.doi.org/10.37885/201202659>.
- Sousa A.A., Lira M.A.T., Oliveira U.C., Mendes Júnior C.A. 2022. Análise Multitemporal do Espelho d'água do Açude Jaburu I por Meio de Ferramentas de Sensoriamento Remoto nos Anos de 2013 a 2020. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 37(2):233-241. <https://doi.org/10.1590/0102-77863720026>.
- Souza P.E., Nicolodi J.L. 2016. Coastal Vulnerability Assessment using geoindicators: case study of Rio Grande do Sul coastline. *Brazilian Journal of Oceanography*, 64(3):309-322. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016124106403>.
- Souza Z.M., Marques Júnior J., Pereira G.T. 2009. Spatial variability of the physical and mineralogical properties of the soil from the areas with variation in landscape shapes. *Brazilian Archives of Biology and Technology*, 52(2):305-316. <https://doi.org/10.1590/S1516-89132009000200007>.
- Swenson S., Wahr J. 2006. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters*, 33: L08402. <https://doi.org/10.1029/2005GL025285>.
- Theobald D.M., Harrison-Atlas D., Monahan W.B., Albano C.M. 2015. Ecologically-relevant maps of landforms and physiographic diversity for climate adaptation planning. *PloS One*, 10(12):e0143619. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0143619>.
- Wu Q., Lane C.R., Li X., Zhao K., Zhou Y., Clinton N., DeVries B., Golden H.E., Lang M.W. 2019. Integrating LiDAR data and multi-temporal aerial imagery to map wetland inundation dynamics using Google Earth Engine. *Remote Sensing of Environment*, 228:1-13. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.04.015>.
- Xu H. 2006. Modification of Normalised Difference Water Index (NDWI) to Enhance Open Water Features in Remotely Sensed Imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27:3025-3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>.

Interpretação gravimétrica 2D das intrusões ígneas entre as bacias sedimentares do Amazonas e Solimões

2D gravimetric interpretation of igneous intrusions between the Amazon and Solimões sedimentary basins

Maely de Carvalho Dias¹, Raphael Di Carlo Silva dos Santos^{1,2*},
Michele Andriolli Custódio^{1,2}, Isabelle de Menezes Cruz²

RESUMO: A Bacia Sedimentar do Amazonas (500.000 km²) e a Bacia do Solimões (450.000 km²) estão localizadas na região norte do Brasil, entre os escudos Pré-Cambrianos da Guiana e Brasil Central. Enquanto a Bacia do Amazonas se formou no Paleozóico durante o fechamento do Ciclo Brasileiro, a Bacia do Solimões, pertencente à Província Fanerozoica, registra sedimentação desde o Ordoviciano até o Mioceno, com destaque para eventos magmáticos no Triássico (Penatecaua) e a deposição do Grupo Javari (Cretáceo-Mioceno). Apesar da importância de métodos sísmicos para interpretações estruturais e estratigráficas, limitações como ruídos e respostas inadequadas dos refletores requerem o suporte de métodos geofísicos adicionais. Este estudo aplicou modelagem gravimétrica 2D direta utilizando informação a priori de dados sísmicos e de poço para caracterizar as intrusões ígneas entre as Bacias do Amazonas e Solimões. A anomalia residual do dado gravimétrico foi estimada através do método de modelagem crustal. Os resultados revelaram intrusões com geometria subhorizontal em corpos de até 10 km de extensão, além de contatos nítidos entre o embasamento cristalino e o pacote sedimentar, marcados por variações abruptas de densidade. As geometrias identificadas corroboram a presença de estruturas tectônicas controladoras da sedimentação regional. O estudo demonstra a eficácia da integração de métodos gravimétricos e sísmicos na definição de limites estruturais e na interpretação de bacias sedimentares complexas, fornecendo um modelo geológico-geofísico detalhado para a área de estudo.

PALAVRAS-CHAVE: Modelagem gravimétrica, Modelagem 2D, magmatismo, modelagem crustal.

ABSTRACT: The Amazon Sedimentary Basin (500,000 km²) and the Solimões Basin (450,000 km²) are in northern Brazil, between the Precambrian shields of Guiana and Central Brazil. While the Amazon Basin was formed during the Paleozoic, associated with the closure of the Brazilian Cycle, the Solimões Basin, part of the Phanerozoic Province, records sedimentation from the Ordovician to the Miocene, with significant magmatic events in the Triassic (Penatecaua) and the deposition of the Javari Group (Cretaceous-Miocene). Despite the importance of seismic methods for structural and stratigraphic interpretations, limitations such as noise and inadequate reflector signal require support from additional geophysical methods. This study applied 2D gravity forward modeling using a priori information from seismic and well data to characterize igneous intrusions between the Amazon and Solimões Basins. The residual gravity anomaly was estimated using the crustal modeling method. Results revealed subhorizontal intrusions up to 10 km in length, as well as distinct contacts between the crystalline basement and the sedimentary package, marked by abrupt density variations. The identified geometries confirm the presence of tectonic structures controlling regional sedimentation. The study demonstrates the effectiveness of integrating gravity and seismic methods in defining structural boundaries and interpreting complex sedimentary basins, providing a detailed geological-geophysical model for the study area.

KEYWORDS: Gravity Modeling, 2D Modeling, magmatism, crustal modeling.

¹ Universidade Federal do Amazonas, Departamento de Geociências, Av. General Rodrigo Octavio Jordão Ramos, 1200 - Coroado I, Manaus - AM, 69067-005

² Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Av. General Rodrigo Octavio Jordão Ramos, 1200 - Coroado I, Manaus - AM, 69067-005

E-mail: raphaelsantos@ufam.edu.br

INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas, com uma extensão aproximada de 500.000 km², é uma bacia paleozoica que apresenta uma coluna estratigráfica predominantemente constituída por grupos e formações do Ordoviciano ao Permiano, com espessura estimada em torno de 6 km (Cunha *et al.*, 2007; Wanderley Filho *et al.*, 2006). Adicionalmente, soleiras de diabásio, com espessura de 1.000 m, intrudiram a seção paleozoica no final do Triássico. Já a Bacia do Solimões, abrangendo aproximadamente 450.000 km², é uma parte da Província Fanerozoica (Wanderley Filho *et al.*, 2007; Serra, 2010). Delimitada pelo Arco Iquitos a oeste e pelo Arco de Purus a leste, separa-se das bacias do Acre e do Amazonas, respectivamente. Ao norte e ao sul, é circundada pelos Escudos das Guianas e pelo Escudo Brasileiro. A sedimentação iniciou-se no Paleozoico, com a deposição de quatro sequências estratigráficas entre o Ordoviciano e o Permiano, seguido pelo evento magnético Penatecaua no Triássico (Soares *et al.*, 2021).

Informações geológicas das Bacias do Amazonas e Solimões, em geral, vêm de grande parte de observações diretas da superfície e de poços estratigráficos (Loureiro *et al.*, 2021), contudo há ainda um vazio de informações em subsuperfície que poderiam auxiliar na exploração e prover informações prospectivas mais acuradas dessas bacias. O campo da geofísica dispõe de uma ampla variedade de ferramentas que possibilitam a investigação e compreensão da geologia tanto da superfície quanto da subsuperfície (Bond *et al.*, 2007; Berg *et al.*, 2018). Dentre os métodos geofísicos incluem-se os métodos sísmicos, a qual é essencial para o mapeamento do pacote sedimentar, zoneando possíveis trapas estruturais ou estratigráficas para a migração do petróleo (Yilmaz, 2000; Ikele e Amunsen, 2005; Damasceno, 2007).

As metodologias de interpretação sísmica também possuem limitações em relação ao nível de razão sinal-ruído dos dados e ao tipo de material como soleiras de diabásio e intrusões salinas que inviabilizam uma correta delimitação de sismofácies. Além destes, existem outros fatores limitantes tais como resolução e profundidade de investigação. Algumas técnicas como aplicação de atributos sísmicos e modelagem 2D e 2,5D tentam contornar este problema (Chopra e Marfut, 2005; Moura, 2005; Souza, 2021) mas a interpretação conjunta com outros métodos geofísicos se mostra uma estratégia bastante eficiente (Bortozolo, 2016; Lima, 2017; Rangel, 2018).

O método gravimétrico, por exemplo, consegue delinear estruturas como o relevo do embasamento e intrusões salinas e ígneas adicionando informação às seções sísmicas que não conseguiram ser totalmente interpretadas. Por exemplo, Santos (2007) propôs um método de inversão para delineação automática do relevo do embasamento de uma bacia e dos corpos salinos presente no pacote sedimentar. Gomes *et al.* (2013) aplicaram técnicas de análise espectral, estimativa automatizada de profundidade e modelagem 2D e 2,5D em dados gravimétricos na porção leste da Bacia do Amazonas para melhorar a interpretação de horizontes sísmicos em uma seção. Moro *et al.* (2018) utilizaram dados gravimétricos e magnéticos para delinear todo o sistema de falhas e estruturas sedimentares pós-rift da Bacia do Arai. Pinto e Vidotti (2019) utilizaram dados gravimétricos e magnéticos para interpretar o arcabouço estrutural da porção norte da Bacia do Paraná e proporcionar mais informações sobre sua geodinâmica. E Oliveira e Vidotti (2022) utilizaram sísmica 2D e aerogeofísica para mapear o embasamento da Bacia do Acre.

A gravimetria, enquanto método geofísico, permite a obtenção de informações sobre a subsuperfície de maneira indireta, o que frequentemente representa um desafio devido à necessidade de isolamento de anomalias gravimétricas em um meio caracterizado por uma distribuição anômala de densidade. Através da aplicação de métodos de interpretação e modelagem gravimétrica, torna-se viável extrair o sinal relacionados à geometria de uma bacia sedimentar, bem como de corpos rochosos provenientes de origem ígnea e/ou metamórfica com base no contraste de densidade entre as litologias (Ribeiro Filho *et al.*, 2018). A aplicação da gravimetria satelital tem simplificado e tornado mais prático o processo de levantamentos gravimétricos em escala regional em comparação com aquisições aéreas (Carvalhêdo *et al.*, 2020). Esta técnica permite a obtenção de informações sobre qualquer região do globo terrestre, inclusive em áreas de difícil acesso, como é o caso das Bacias do Amazonas e Solimões. Isso se deve às missões como o GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) e o GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) (Drinkwater *et al.*, 2003), as quais proporcionaram avanços significativos na capacidade de realizar levantamentos gravimétricos em escala global e disponibilizam os seus dados dentro da plataforma ICGEM (*International Center for Global Gravity Model Fields*) (Ince *et al.*, 2019).

Em casos como os das bacias amazônicas paleozóicas, a fim de obter a anomalia Bouguer somente do pacote sedimentar e embasamento, podemos utilizar a modelagem crustal para calcular o sinal regional previs-

to e removê-lo do sinal gravimétrico observado adquirido da plataforma ICGEM (Ribeiro Filho *et al.*, 2018; Santos-Junior *et al.*, 2019), alcançando, assim, o sinal residual. Para o modelamento da crosta, assume-se que a base da crosta, representada pelo embasamento, corresponde à profundidade da descontinuidade de Moho (Uieda e Barbosa, 2016), e a topografia é derivada do modelo digital de elevação Etopol (Amante & Eakins, 2009). A partir destes dados, obtém-se o sinal gravimétrico predito da crosta devido à Moho, denominado de anomalia regional. Deste modo a anomalia residual somente da bacia e do embasamento é definida como a subtração entre o sinal dos dados observados adquiridos do ICGEM e o sinal da anomalia regional da Moho. (Santos-Junior *et al.*, 2019; Gomsí *et al.*, 2021)

Neste sentido, com intuito de elaborar um modelo geofísico 2D que forneça uma interpretação geológica realista da fronteira entre a Bacia do Solimões e Bacia do Amazonas, aplicamos a Modelagem Gravimétrica Direta (Talwani *et al.*, 1959) para estimar a distribuição de densidade subsuperficial em uma área finita em um plano horizontal de coordenadas cartesianas a partir de dados observados satelitais do ICGEM. Na Modelagem Gravimétrica Direta são assumidos valores para a profundidade, densidades e formas geométricas das fontes gravitacionais. Com esses parâmetros definidos, o valor da anomalia Bouguer é calculado e ajustado às observações reais (Castro, 2005). Em seguida, por meio de um processo iterativo, os parâmetros do modelo são ajustados repetidamente até que a anomalia gravimétrica calculada se ajuste aos dados gravimétricos observados de tal forma que o erro médio quadrático desse ajuste seja mínimo (Kearey *et al.*, 2006).

Tendo em vista a limitação das informações de seções sísmicas e a resolução baixa para interpretação sismoestratigráfica de soleiras na porção central entre as duas bacias, este estudo objetiva modelar as intrusões ígneas nesta região utilizando dados gravimétricos obtidos através de separação regional-residual por modelagem crustal e análise/interpretação qualitativa de seção sísmica. Dentre os resultados, o trabalho conseguiu estimar a geometria dos corpos intrusivos validando e adicionando informações mais acuradas às interpretações estratigráficas encontradas na literatura.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Bacia do Solimões

A Bacia do Solimões, possui uma área em torno de 450.000 km² e faz parte da Província Fanerozoica (Wanderley Filho *et al.*, 2007; Serra, 2010). É delimitada

pelo Arco Iquitos a oeste e pelo Arco de Purus a leste, que a divide das bacias do Acre e do Amazonas, respectivamente, ao norte e ao sul, é limitada pelos Escudos das Guianas e pelo Escudo Brasileiro. Interiormente, ocorre uma subdivisão em sub-bacias denominadas Juruá e Jandiatuba, separadas pelo Arco de Carauari (Galvão *et al.*, 2012). A sub-bacia de Jandiatuba possui maior subsidência e profundidade de 3500 m em sua sedimentação, comparada a sub-bacia do Juruá, no entanto, a última possui maior espessura de soleiras de diabásio, apresentando uma seção de 3800 m. A bacia é composta por duas áreas distintas: uma área ocidental com sedimentação de fácies marinhas mais profundas e uma área oriental com sedimentação mais rasa. A Bacia de Jandiatuba era uma bacia flexural associada ao rifteamento do oeste da América do Sul (Wanderley Filho *et al.*, 2007), enquanto a Sub-Bacia do Juruá era uma plataforma mais estável, com uma charneira entre ambas. A Sub-Bacia do Juruá é aproximadamente três vezes maior que a bacia ocidental, cuja dimensão foi significativamente reduzida por intensa erosão a partir do Neojurássico, causada pela Orogenia Juruá (Caputo *et al.*, 1984).

A sedimentação na Bacia do Solimões teve início no Paleozoico, com a deposição de quatro sequências estratigráficas ocorridas entre o Ordoviciano e o Permiano, durante toda a sedimentação Paleozoica da Bacia do Solimões, as ingressões marinhas vieram do oeste (Wanderley Filho *et al.*, 2007). O preenchimento sedimentar ocorreu gradualmente por *onlap*, devido às transgressões de marés que ocupavam as bacias mais subsidentes do oeste da Plataforma Sul-Americana, em comparação com as bacias epicontinentais brasileiras. A sedimentação marinha só ocorria quando o nível do mar se elevava o suficiente para alcançar a Sub-Bacia de Jandiatuba, a Plataforma do Juruá e a Bacia do Amazonas, a partir do Pensilvaniano (Caputo & Soares, 2016). A última sequência estratigráfica da bacia é representada pela Sequência Neogênica (Grupo Javari) que corresponde aos pelitos e areia fluvio-lacustres das Fm. Alter do Chao (Cretáceo) e Fm. Solimões (Caputo & Vasconcelos 1972; Wanderley Filho *et al.*, 2007, 2010; Linhares *et al.*, 2017).

Durante o Cenozoico, o soerguimento Andino resultou em subsidência de flexural nas regiões orientais da Cordilheira, dando origem a bacias *foreland* e proporcionando espaço para a deposição da Formação Solimões (Wanderley Filho *et al.*, 2007). A formação de lagos rasos de água doce propiciou a deposição de pelitos contendo níveis com matéria orgânica típica da Formação Solimões, que se assenta em discordância sobre a Formação Alter do Chão (Roddaz

et al., 2010; Shephard *et al.*, 2010; Bezerra & Ribeiro, 2015; Linhares *et al.*, 2017); com incursões marinhas esporádicas durante o Mioceno (Linhares *et al.*, 2011; Espinosa *et al.*, 2021). Baseado em análises palinológicas, o zoneamento bioestratigráfico proposto para a unidade varia de eo- a Mioceno tardio (Friaes *et al.*, 2022). Sobreposta à Fm. Solimões ocorre a Fm. Içá (Maia *et al.*, 1977), que se refere a uma seção discordante ao longo do Rio Içá, composta principalmente por arenitos amarelo-avermelhados, friáveis, de granulometria fina a conglomerática, ocasionalmente siltico-argilosos, conglomerados, siltitos e folhelhos cinza e variegados. Esses sedimentos foram depositados em ambiente continental, ao longo das margens dos rios da região. A Fm. Içá abrange uma extensa área que se estende desde os vales da Bacia do Solimões até pouco além do Arco de Purus na Bacia do Amazonas (Caputo *et al.* 1984). Em afloramentos na região do Arco de Purus, Nogueira *et al.* (2013) definiram o contato entre as Fms. Solimões e Içá como uma inconformidade. Contato este classificado como brusco (Maia e Marmos, 2010) e como uma discordância angular por Galvão *et al.* (2012).

Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas é uma estrutura geotectônica localizada na porção norte do Brasil, formada em uma depressão de área cratonizada dentro da plataforma continental, com aproximadamente 500.000 km² (Caputo & Vasconcelos, 1972; Caputo *et al.*, 1984). Essa bacia está inserida entre os escudos do Brasil Central, ao sul, e das Guianas, ao norte, e é delimitada a leste e a oeste pelos arcos regionais de Gurupá e Purus, respectivamente, os quais separam a Bacia do Amazonas das bacias do Marajó e do Solimões. Apresenta uma forma alongada na direção WSW-ENE e é preenchida com sedimentos do Proterozoico e Fanerozoico (Silva, 2005), além disso, intrusões de soleiras de diabásio com mais de 1.000 m de espessura penetraram na seção paleozoica no final do Triássico (Caputo e Soares, 2016). O arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas pode ser subdividido em duas Megassequências: a Megassequência Paleozoica e a Megassequência Meso-Cenozoica ou quatro sequências bem delineadas (Cunha *et al.*, 2007). Além das sequências sedimentares, é observada uma expressiva ocorrência de magmatismo, predominantemente na forma de rochas ígneas básicas e ultrabásicas com idade Jurássica a Triássica. Essa atividade magmática se torna facilmente identificável devido à abundante presença de diques e soleiras de diabásio na seção sedimentar da bacia (Gomes *et al.*, 2013).

Contexto Tectono-Magmático

No fim do Triássico início do Jurássico, grandes volumes de rochas basálticas denominadas Província Magmática do Atlântico Central (CAMP - *Central Atlantic Magmatic Province*), precederam o processo de quebra do supercontinente Pangea e a abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.*, 1999). Os esforços oriundos destes processos afetaram o Craton Amazônico por eventos extensivos que produziram sistemas de rift gerados pela reativação de estruturas do embasamento (Cordani *et al.* 2000). A CAMP compreendeu vários pulsos de atividades magmáticas datados em aproximadamente 201 Ma (Blackburn *et al.*, 2013; Davies *et al.*, 2017; Marzoli *et al.* 2018), que se estenderam em vasta região central e a norte da América do Sul. Os basaltos toleíticos da CAMP fluíram em bacias do tipo riftes, formando diques e soleiras, que intrudiram nos depósitos sedimentares, estendendo-se mais de 11 milhões km², com volume total estimado de 3 milhões de km³ (Marzoli *et al.*, 2018; Korte *et al.* 2019). A CAMP ocorre como grandes extensões de diques e soleiras de basaltos, sendo registrada em bacias Pré-Cambrianas e Fanerozoicas do Cráton Amazônico, tais como: Magmatismo Penatecaua (190 ± 20 Ma) nas Bacias do Solimões e Amazonas, Fm. Mosquito (199.7 ± 2.45 Ma) na Bacia do Parnaíba, Fms. Anarí e Tapirapuã (197–200 ± 6 Ma) na Bacia do Parecis (Montes-Laurer *et al.*, 1994; Wilson, 1997; Teixeira, 2001; Barros *et al.*, 2006; Vaz, 2007). O Magmatismo Penatecaua, associado às Bacias do Solimões e Amazonas, está intrudido nas sequências paleozoicas (Carboníferas e Permianas) destas bacias (De Min *et al.*, 2003). Registros estruturais indicam que os diques intrudidos apresentam orientação preferencial NNE-SSW (Caputo *et al.*, 1984).

METODOLOGIA

Modelagem gravimétrica 2D

O método gravimétrico é uma abordagem para medir as variações na aceleração gravitacional devido à influência das diferentes densidades dos materiais subsuperficiais, resultando em deformações conhecidas como anomalias (Keary *et al.*, 2009).

A Modelagem Gravimétrica Direta 2D utiliza a anomalia Bouguer (anomalia causada somente devido à heterogeneidade de densidade das fontes, corrigida das variações de gravidade oriundas de efeitos topográficos, de excesso ou falta de massa e de latitude) gerada pelas estruturas geológicas para estimar a geometria destes corpos com base nas informações

a priori da densidade destes (Talwani *et al.*, 1959) em uma área finita num plano horizontal de coordenadas cartesianas. Na Modelagem Gravimétrica Direta, são estabelecidos valores para a profundidade, densidades e formas poligonais das fontes gravitacionais. A partir desses parâmetros definidos, calcula-se o valor da anomalia Bouguer, o qual é então comparado com as observações reais (Castro, 2005). Posteriormente, por meio de um processo iterativo, os parâmetros do modelo são ajustados repetidamente até que a anomalia gravimétrica calculada se ajuste de maneira satisfatória aos dados gravimétricos observados. No caso bidimensional as estruturas são representadas por perfis perpendiculares à anomalia e cada vértice do polígono estima um valor de atração gravitacional (Figura 1).

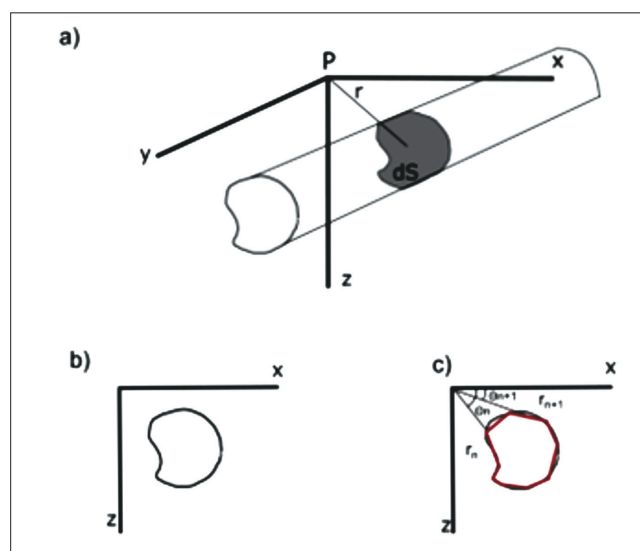


Figura 1.a. Modelo tridimensional da estrutura geológica onde dS é um corte bidimensional. B) Estrutura bidimensional com base no corte dS. C) Aproximação da estrutura em b) através de polígonos onde cada vértice irá gerar um valor de anomalia gravimétrica. Fonte: Modificado de Blakely (1996).

Separação regional-residual

A anomalia gravimétrica resulta da superposição das anomalias geradas por diversas fontes em diferentes profundidades, estas anomalias são causadas por variações laterais de densidade tanto na região de interesse quanto em regiões mais rasas e mais profundas. O efeito das anomalias, quando visualizado em mapa, reflete a soma dos efeitos de todas as fontes de massa, sendo que as fontes mais profundas são responsáveis por sinais de maior comprimento de onda, enquanto as fontes mais rasas tendem a produzir anomalias com curtos comprimentos de onda. Neste sentido, as

anomalias com maior comprimento de onda são reconhecidas como anomalias regionais, enquanto as anomalias de menor comprimento de onda são classificadas como anomalias residuais (Telford *et al.*, 1990). Na interpretação gravimétrica, o conhecimento geológico prévio desempenha um papel crucial na determinação da geometria e profundidade dos corpos associados às anomalias regionais e residuais.

A fim de realizar uma interpretação correta dos dados gravimétricos, é crucial submetê-los a um processamento (Telford *et al.*, 1990; Blakely, 1996). Esta etapa inclui a identificação e separação dos diferentes componentes presentes no sinal gravimétrico, que podem ser: (a) anomalias residuais, as quais constituem o principal objetivo da prospecção gravimétrica; (b) componentes regionais, associados a variações de comprimento de onda mais longo provenientes de estruturas geológicas de grande escala e profundidade; e (c) ruído, caracterizado por variações de comprimento de onda mais curto, que podem decorrer de erros instrumentais ou de fontes superficiais (Robinson, 1988; Telford *et al.*, 1990; Hinze *et al.*, 2013).

Desse modo, a separação regional-residual é indispensável no processamento de dados gravimétricos e é crucial para a interpretação (Kearey *et al.*, 2009). É possível realizar este procedimento por meio de diversas abordagens, como a análise espectral da anomalia no domínio de Fourier (Spector & Grant, 1970; Syberg, 1972); a aplicação da transformada de wavelet para identificar a profundidade das fontes geológicas (Fedi & Quarta, 1998); e o ajuste do campo regional por meio de polinômios (Agocs, 1951; Simpson Jr, 1954; Beltrão, 1989; Beltrão *et al.*, 1991). Uma alternativa promissora é a modelagem crustal, que permite estimar o sinal regional da descontinuidade de Moho e calcular a anomalia residual pela diferença entre os dados observados e o sinal regional modelado (Ribeiro Filho *et al.*, 2018; Santos-Junior, 2019).

Na modelagem crustal podemos representar a crosta através de um modelo interpretativo consistindo em uma série de prismas retangulares num sistema de coordenadas cartesianas, onde os eixos x e y representam as direções horizontal e vertical, respectivamente, enquanto o eixo z é vertical com sentido positivo para baixo. Portanto, para calcular os dados de gravidade previstos e avaliar o modelo interpretativo, é necessário apenas determinar o número de prismas e suas dimensões (Santos-Junior, 2019).

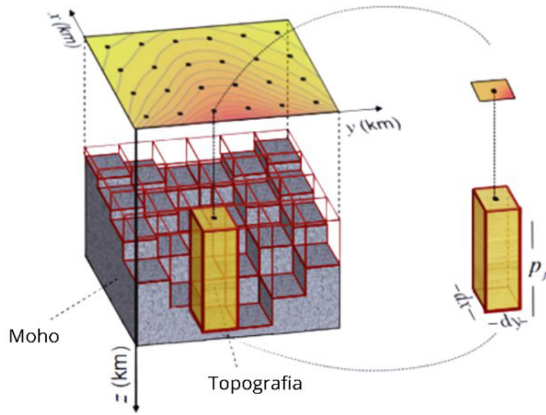


Figura 2. Modelo interpretativo tridimensional de prismas representando a crosta.

Fonte: Adaptado de Martins (2009).

Seja o modelo interpretativo composto por prismas contíguos e justapostos representando a crosta terrestre, o topo representa a superfície topográfica e a base dos prismas é definida como a descontinuidade de Mohorovičić (Moho). Cada prisma no modelo interpretativo é caracterizado por uma densidade homogênea (Figura 2), e essas densidades variam de um prisma para o outro, permitindo a representação de heterogeneidades na subsuperfície da crosta (Martins, 2009).

A função que computa a componente vertical do sinal gravimétrico, representada como f_i e avaliada no i -ésimo ponto de observação denotado por $(x, y, z) = (x_i, y_i, z_i)$, é gerada por um único prisma retangular tridimensional com contraste de densidade constante $\Delta\rho$ e dimensões conhecidas dx , dy e dz . Esse prisma possui seu centro localizado no ponto (x', y', z') . Para um j -ésimo prisma temos $(x', y', z') = (x_j, y_j, z_j)$. O funcional f_i é expresso por (Blakely, 1996)

$$f_i = G\Delta\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{z - z'}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2]^{\frac{3}{2}}} dx' dy' dz', \quad (1)$$

onde G é a constante gravitacional, $x_1 = x - (dx/2)$, $y_1 = y - (dy/2)$ e $z_1 = z - (dz/2)$, $x_2 = x + (dx/2)$, $y_2 = y + (dy/2)$ e $z_2 = z + (dz/2)$, x' , y' e z' são as coordenadas do centro de um prisma de volume infinitesimal dv' , de modo que $dx' dy' dz' = dx dy dz$.

Para um agrupamento de M prismas, o valor da componente vertical calculada no i -ésimo ponto de observação, denotado como gz_i , é obtido por meio de uma soma, onde somamos as contribuições de cada prisma individual ao valor final. Esse somatório pode ser expresso por

$$gz_i = \sum_{j=1}^M f_i(x_j, y_j, z_j). \quad (2)$$

A solução algébrica-algorítmica da integral da equação (2) foi estabelecida como (Plouff, 1976)

$$f_i(x_i, y_i, z_i) = G \Delta\rho_j \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 \mu_{klm} \left[z_m \arctan \left(\frac{x_k y_l}{z_m R_{klm}} \right) - x_k \log(R_{klm} + y_l) - y_l \log(R_{klm} + x_k) \right], \quad (3)$$

em que $R_{klm} = \sqrt{x_k^2 + y_l^2 + z_m^2}$ e $\mu_{klm} = (-1)^k (-1)^l (-1)^m$.

Os índices i, j e k variam de 1 a 2, representando os pontos finais (índices com valor 2) e os pontos iniciais (índices com valor 1) da diferença entre as coordenadas do ponto de observação e as coordenadas do prisma em cada dimensão x, y e z . Consequentemente, a anomalia gravimétrica residual é definida como a diferença entre a anomalia calculada pela eq. (3) e a anomalia Bouguer observada.

Neste trabalho utilizamos o software GMULTI 1.0 (Silva *et al.*, 2007) para modelagem direta, uma resolução espacial de $0,005^\circ \times 0,005^\circ$ para os dados gravimétricos satelitais observados (disponíveis na plataforma ICGEM - International Center for Global Gravity Model Fields) (Ince *et al.*, 2019) e para os prismas. Estes valores foram escolhidos porque levamos em consideração que a superfície da Moho é mais suave em relação à topografia da superfície e a profundidade a ser investigada é rasa em comparação com a espessura total da crosta. Para o geoprocessamento de todos os mapas utilizamos o software GoldenSurfer v.12.

RESULTADOS

A área a ser estudada está na parte central do Arco de Purus, nos limites da borda leste da Bacia do Solimões e borda oeste da Bacia do Amazonas (Figura 3).

Para representar o modelo topográfico da Moho na área entre a Bacia do Amazonas e Solimões (Figura 4), utilizamos Modelo Digital de Elevação Etopol (Amante e Eakins, 2009), disponibilizado pelo ICGEM (Barthelmes e Köhler, 2016). Esse modelo consiste em uma representação global do relevo terrestre e da batimetria oceânica e é baseado em dados geopotenciais das missões GRACE e GOCE.

A anomalia Bouguer (Fig. 5) foi extraída do modelo EIGEN-6C4, o qual é conhecido como *European Improved Gravity Model of the Earth by New Techniques* (Förste *et al.*, 2014; Drewes *et al.*, 2016).

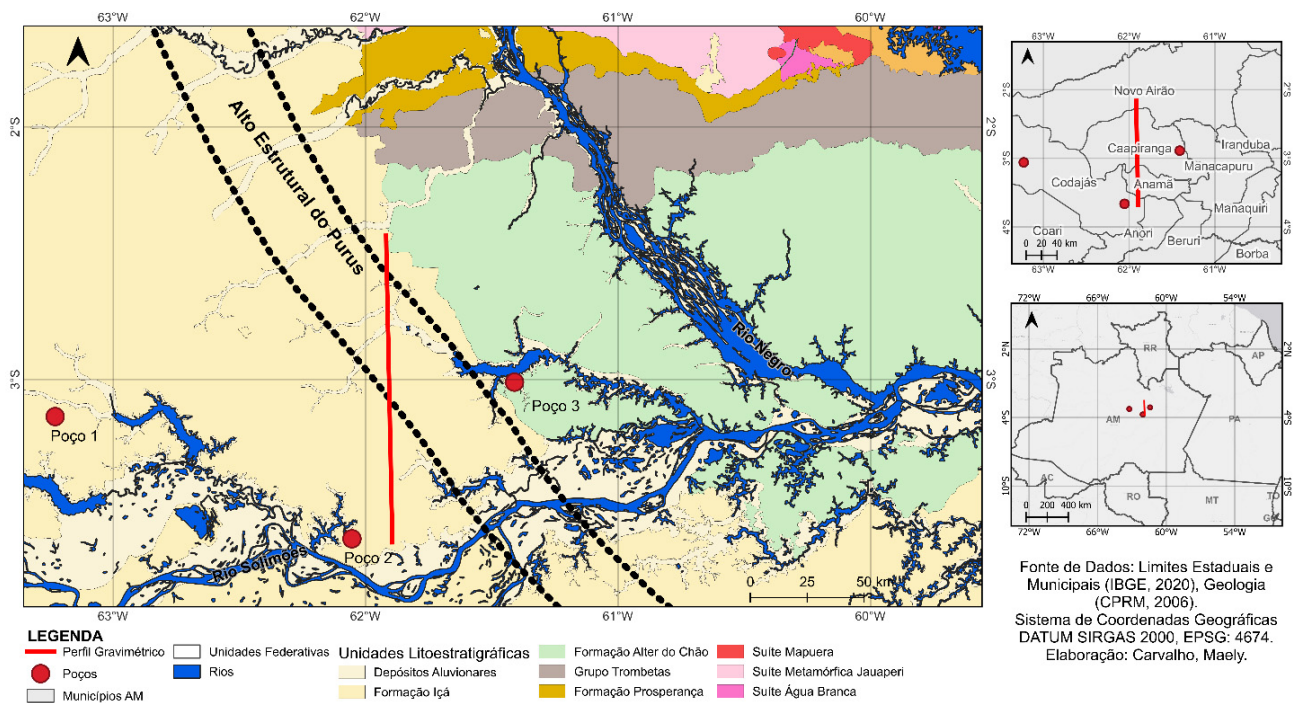


Figura 3. Mapa de localização da área a ser estudada apresentando a seção sísmica e perfil gravimétrico (ambos coincidentes em vermelho) e poços.

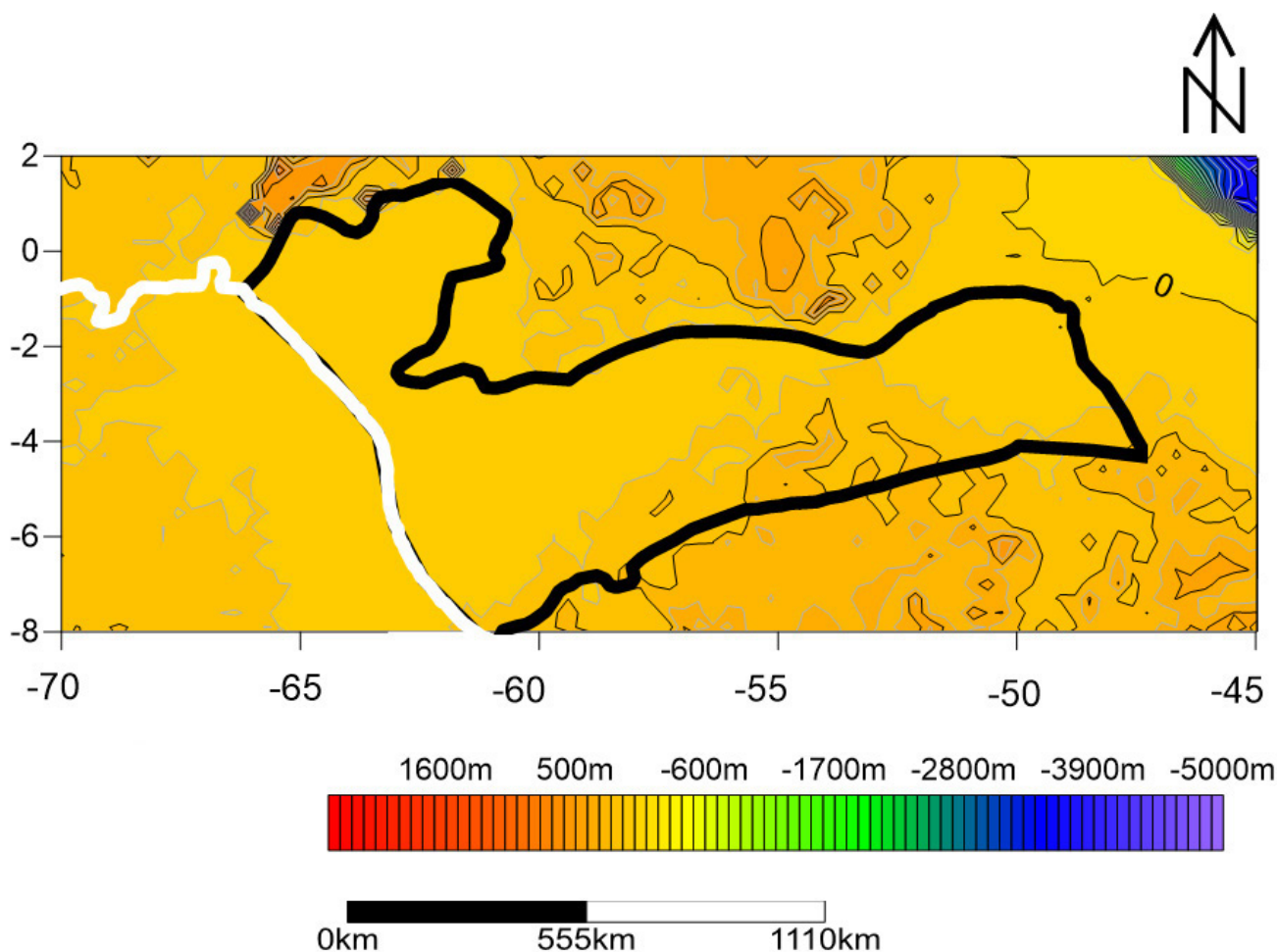


Figura 4. Mapa Topográfico da área de estudo, entre as Bacias do Solimões (linha contínua branca) e Amazonas (linha contínua preta), utilizando o Modelo Digital de Elevação ETOPO1. Coordenadas em latitude e longitude com Datum SIRGAS2000.

Este modelo incorpora dados observados de diversas plataformas, como satélites, aeronaves, navios e estações terrestres. Seleccionamos este modelo devido ao seu mais alto grau de expansão em harmônicos esféricos dentre os atualmente disponíveis (Figura 5). Os dados adquiridos estão contidos na faixa de longitude entre -70° W e -40° E e na faixa de latitude entre 5° N e -10° S e contendo 180930 pontos. Estes dados correspondem a uma janela espacial maior do que a área de interesse, sendo necessário este cuidado para evitar possíveis efeitos de borda nos dados residuais das bacias.

A anomalia gravimétrica da Moho é calculada pela eq. (3) e a anomalia final é calculada pela subtração entre os dados gravimétricos observados (Figura 5) e a anomalia da Moho. Após a separação o resultado é a anomalia Bouguer residual da área entre a Bacia do Amazonas e Solimões (Figura 6). Os dados residuais a serem modelados levam em consideração que as heterogeneidades da crosta média e inferior possuem comprimento de onda muito maior do que a escala de profundidade do trabalho, portanto não afetam a forma da anomalia residual.

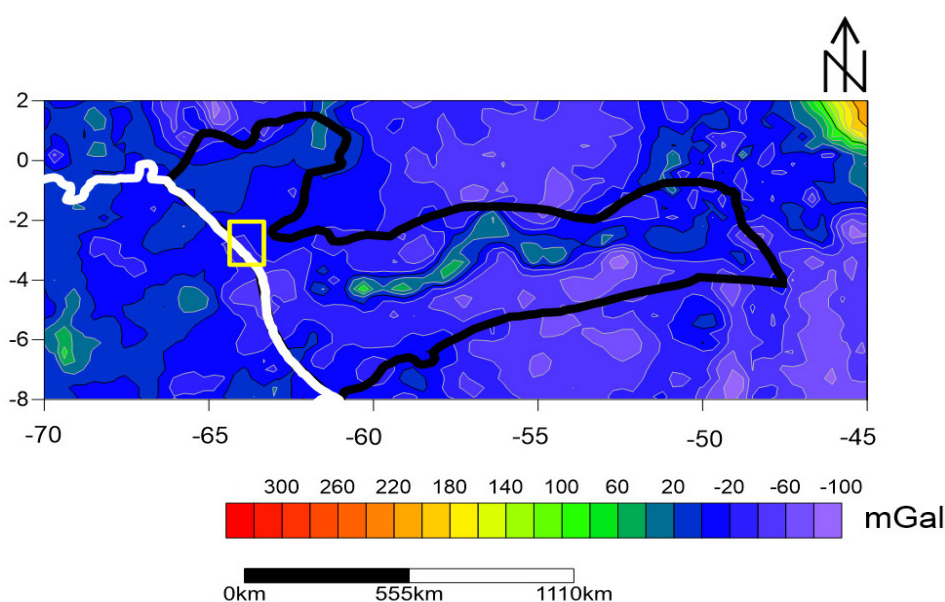


Figura 5. Mapa da anomalia Bouguer residual da área entre a Bacia do Solimões (linha contínua branca) e do Amazonas (linha contínua preta). O retângulo amarelo indica a área a ser estudada. Coordenadas em latitude e longitude com Datum SIRGAS2000.

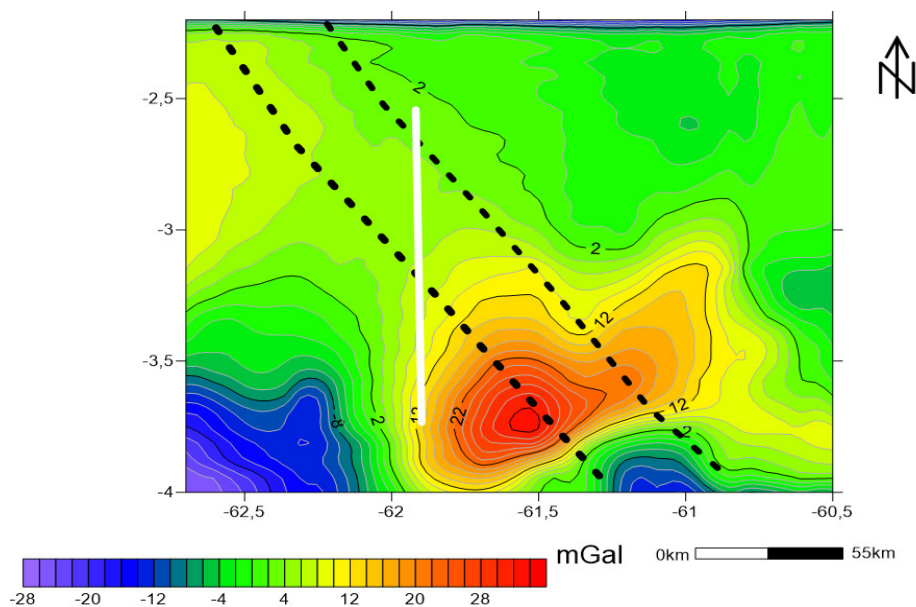


Figura 6. Anomalia Bouguer residual da área selecionada no retângulo amarelo na Figura 5. As linhas pontilhadas indicam o Alto de Purus e a linha branca indica o perfil gravimétrico coincidente com a seção sísmica. Coordenadas em latitude e longitude com Datum SIRGAS2000.

O perfil sísmico abrange uma extensão longitudinal de 133 quilômetros, orientado no sentido sul-norte entre as bacias contemplando os municípios de Novo Airão-AM, Caapiranga-AM, Anamá-AM e Codajás-AM (Figura 3). Retiramos um perfil gravimétrico coincidente com a seção sísmica com

um total de 76 estações (linha branca na Figura 6). A anomalia Bouguer residual é representada pela curva compostas por cruces, as quais simbolizam as estações gravimétricas (Figura 7). A Figura 8 mostra a seção sísmica migrada em tempo (Rossetti *et al.*, 2023).

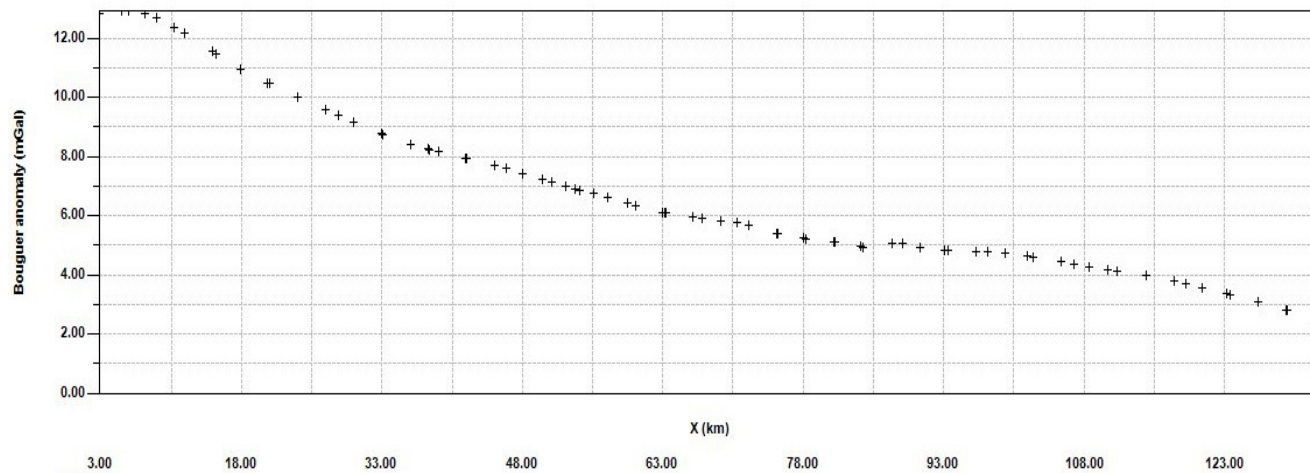


Figura 7. Anomalia Bouguer residual do perfil gravimétrico coincidente com a linha sísmica.

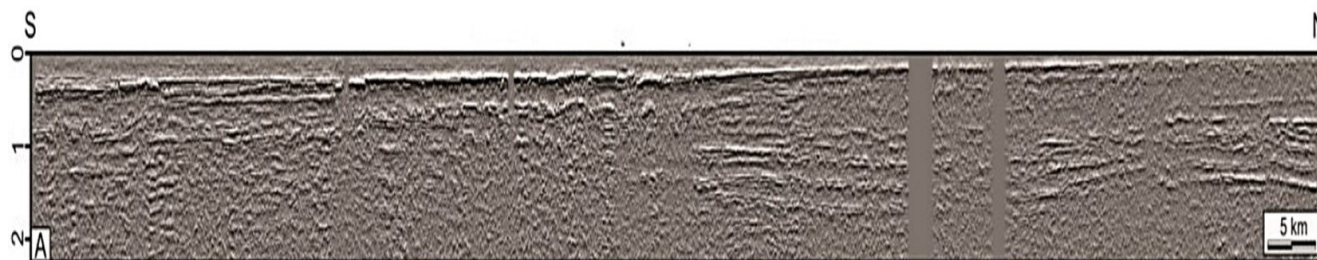


Figura 8. Seção sísmica migrada em tempo entre as bacias do Amazonas e Solimões. Eixo vertical representa tempo de trânsito em segundos. Fonte: Modificado de Rossetti *et al.* (2023).

Com base nas informações obtidas através da seção sísmica e do perfil gravimétrico, elaboramos um modelo gravimétrico 2D das unidades Fanerozoicas, intrusões ígneas e embasamento da área. Para isto, foi necessário determinar os valores de densidade das sismofácies da Figura 8. No entanto, os perfis de poços disponíveis nas Bacias do Amazonas e Solimões não fornecem as informações de densidade necessárias, assim utilizamos o valor médio de densidade das litologias mais relevantes da região para estimar a densidade de cada sismofácia (Telford *et al.*, 1990; Canon, 2015; Yang, 2017). Também consideramos as informações provenientes de correlação de poços estratigráficos (Rossetti *et al.* (2023), localizados nas proximidades da linha sísmica (Figura 9).

O Poço 1 (2-LBST-0001) possui 400 metros de profundidade com uma predominância de argilitos da superfície até cerca de 50 metros. A partir desse ponto, passam a predominar arenitos maciços, com uma

espessura que alcança aproximadamente 250 metros e com intercalações restritas de argilitos. A partir de 310 metros de profundidade, foi observada a presença de intrusão ígnea, predominantemente basáltica, com cerca de 90 metros de espessura. O Poço 2 (2-CSST-2) possui aproximadamente 450 metros de profundidade. Nos primeiros 40 metros, a litologia é predominantemente composta por argilitos intercalados com arenitos, a partir dessa profundidade até cerca de 150 metros ocorrem arenitos maciços com estreitas faixas de carvão. Em seguida, há uma alternância quase uniforme de arenitos e argilitos que alcança uma espessura de aproximadamente 160 metros. Logo após essa camada, são observadas intrusões ígneas com cerca de 20 metros de espessura. Posteriormente ocorre um pacote sedimentar com cerca de 50 metros de espessura caracterizado por intercalações estreitas de calcário, argilito, arenito e siltito.

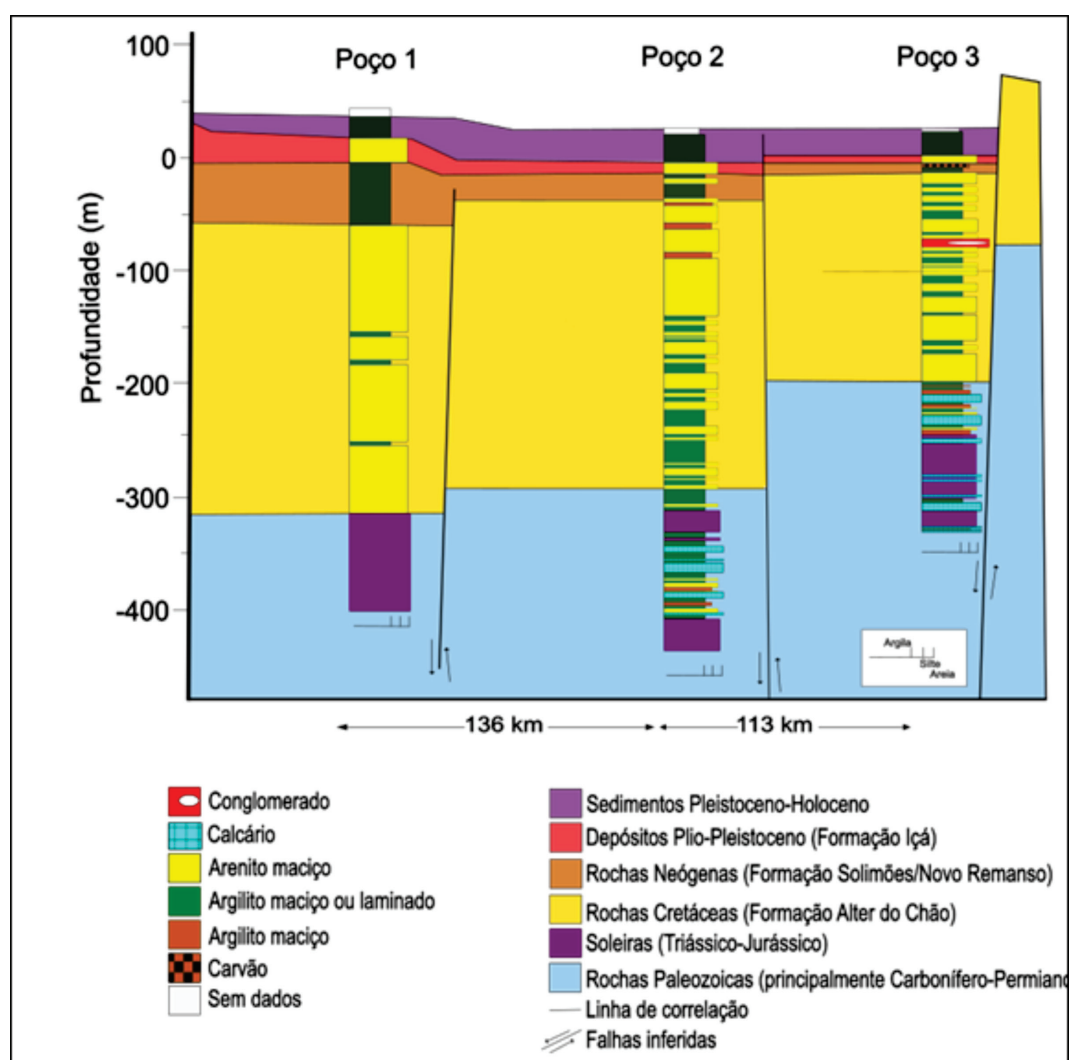


Figura 9. Correlação de poços estratigráficos na região de estudo. Fonte: Modificado de Rossetti *et al.* (2023).

O Poço 3 (2-SLST-1) possui cerca de 340 metros de profundidade, onde nos primeiros 200 metros a litologia é caracterizada pela alternância uniforme de argilitos e arenitos. Entre 60m-70m de profundidade ocorre uma camada restrita de conglomerados. Após os 200 metros são observadas estreitas camadas de siltilitos intercaladas com calcário, arenito e argilito, formando um pacote sedimentar de aproximadamente 50 metros de espessura. Posteriormente, ocorre a presença de intrusões ígneas predominantemente basálticas com espessura em torno de 80 metros, com finas intercalações de calcário.

Com a informação das litologias nos poços, definimos os valores de densidade de cada unidade a partir de seus valores comuns encontrados na literatura (Telford *et al.*, 1990; Canon, 2015; Yang, 2017).

e modelamos a geometria dos corpos até que os dados gravimétricos modelados e observados se ajustassem. A Figura 10 mostra o resultado da modelagem das unidades sedimentares, intrusões e embasamento do perfil gravimétrico.

DISCUSSÕES

Ao fim da modelagem, e com o conhecimento prévio dos limites das sismofácies, a interpretação gravimétrica associou as estruturas modeladas com o arcabouço estratigráfico das bacias. Ao analisar o modelo em conjunto com a seção sísmica, observa-se uma tendência de adelgaçamento das unidades no sentido sul para norte.

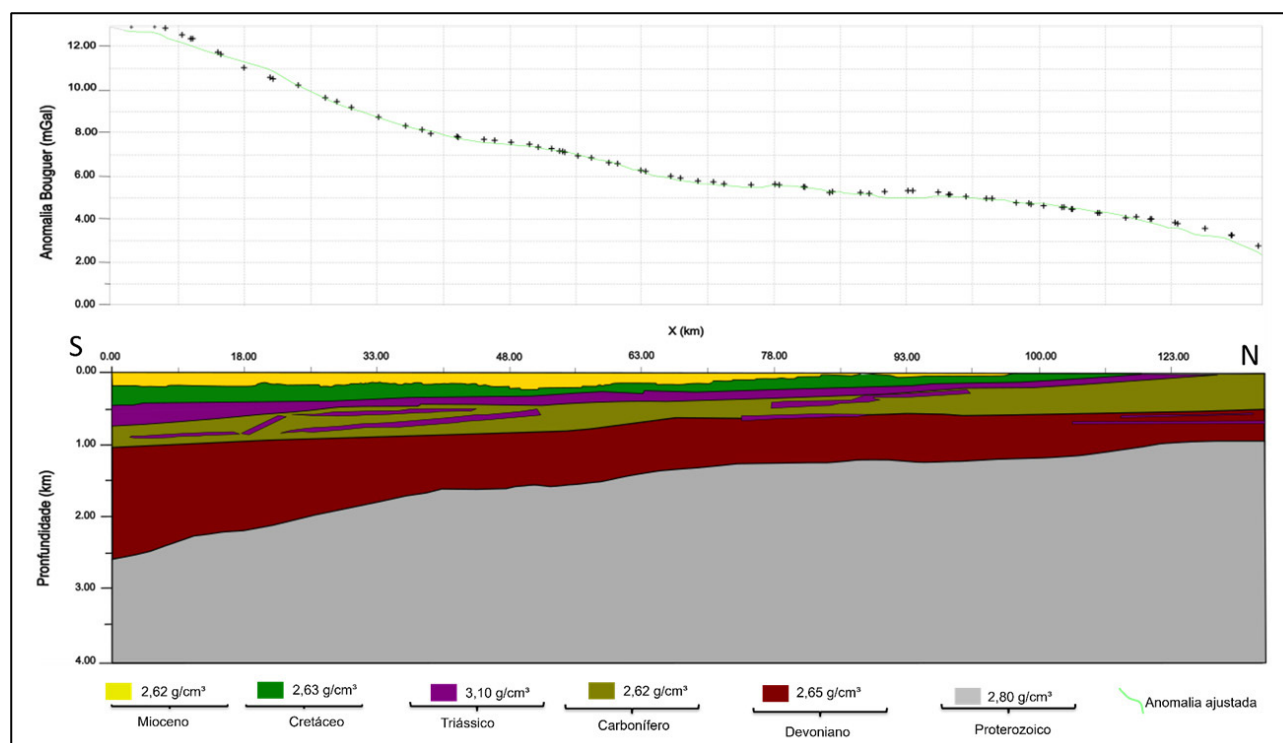


Figura 10. Superior: Ajuste entre a anomalia Bouguer observada (cruzes) e calculada (linha verde). Inferior: Modelo geológico-geofísico 2D que ajusta a anomalia observada. As intrusões correspondem à densidade de 3,1g/cm³ no triássico.

Esse padrão é especialmente destacado em áreas onde há uma elevação estrutural do embasamento, a qual coincide espacialmente com a localização do Arco do Purus, conforme proposto por Rossetti *et al.* (2023) e demonstrado no mapa geológico deste estudo (Figura 3). A profundidade proposta no modelo foi estimada a partir do processo de ajuste das anomalias calculadas e real em função das geometrias das interfaces do pacote sedimentar e da geometria das intrusões. A informação a priori da litologia dos poços permitiu que pudéssemos aplicar as densidades das fontes de acordo com cada litologia e a informação sísmica da geometria das interfaces permitiu que pudéssemos modelar as fontes com os formatos mais aproximados à interpretação sismoestratigráfica.

O Arco de Purus, consiste em uma estrutura regional originada da distensão na Era Mesoproterozóica, que resultou no desenvolvimento do Graben do Cachimbo (Wanderley Filho, 2009). O Arco de Purus permaneceu exposto do Neoproterozoico até o início do Pensilvaniano. Durante esse período de longa exposição, eventos erosivos condicionaram a compensação isostática, fenômeno similar ao observado na denudação de montanhas. Adicionalmente, a sedimentação Paleozoica nas bacias sedimentares adjacentes ao grande arco deve ter causado uma elevação parcial, bem

como erosão, devido a compensação isostática periférica provocado pela carga combinada dos sedimentos da bacia adjacente. O rebaixamento intermitente deste arco foi igualmente causado pela sobrecarga e erosão criadas por geleiras durante quatro fases glaciais nos tempos Llandoveryano, Fameniano, Tournaisiano e Viséano, registradas nas bacias do Amazonas, Solimões, Parnaíba e Paraná (Caputo *et al.*, 2008). Supõe-se também que as mudanças no nível do mar tenham causado movimentos isostáticos discretos de subida e descida do arco, devido à carga e descarga de sedimentos e água nas bacias adjacentes da região. Adicionalmente, ao considerar o modelo das Bacias do norte do Brasil (Caputo e Soares, 2016), verifica-se que a profundidade estimada para o Arco do Purus, em torno de 2000 m, se aproxima à sugerida no modelo em 2D desenvolvido neste trabalho (Figura 10), onde o depocentro do perfil atinge 2500 m de profundidade máxima e possui um valor de densidade aproximado de 2,8 g/cm³.

Para a base da Formação Alter do Chão, foi estabelecido o valor de densidade de aproximadamente 2,63 g/cm³ e profundidade máxima de 400 m. Essa unidade foi identificada por um forte contraste de impedância acústica, juntamente com uma continuidade lateral pronunciada, sugerindo um contato retilíneo com a primeira ocorrência de intrusão ígnea no per-

fil. A diferença entre as litologias revela um contraste bastante evidente, facilitando o desenho da unidade, a qual é caracterizada por depósitos de arenitos, conglomerados e argilitos depositados durante o Cretáceo, o que lhe confere a densidade média menor que a unidade sotoposta.

Para a base da Formação Solimões foi estimado o valor de densidade de aproximadamente $2,62 \text{ g/cm}^3$ e profundidade máxima de 250 m. A unidade foi delimitada seguindo um contraste de impedância de fraco a moderado, com refletores que apresentam uma razoável continuidade lateral. Não foi possível obter uma diferenciação entre as unidades do Mioceno, Plio-Pleistoceno e Pleistoceno-Holoceno da Formação Novo Remanso (Soares et al., 2015), portanto esses depósitos foram agrupados dentro da Formação Solimões. A não identificação das unidades mais recentes pode ser explicada pela limitação na resolução sísmica e pela falta de alto contraste de densidade e impedância entre as rochas e sedimentos, impossibilitando a discriminação em interfaces físicas menores. Embora no mapa geológico apresentado neste estudo a linha sísmica corte a Formação Içá, com base nas informações dos perfis estratigráficos e na interpretação sísmica, optou-se por adotar a denominação proposta por Rossetti et al. (2023) para essa unidade.

Atribuímos a primeira ocorrência de intrusão no perfil um valor de densidade de $3,10 \text{ g/cm}^3$, superior às demais, destacando-se pelo alto contraste de impedância na seção sísmica. As intrusões tem litologias variadas, podendo ser basáltica (Rossetti et al., 2023), diabásica (Caputo e Soares, 2016) ou até gabróica (Muniz, 2009). O valor da densidade está associado à faixa de variação destas litologias que conseguiu realizar o melhor ajuste entre as anomalias gravimétricas. Esta unidade atinge profundidade máxima de 750 m, no entanto, seu topo coincide com a ocorrência das soleiras descritas nos poços estratigráficos, reforçando a interpretação de que se trata de uma intrusão ígnea. Caracterizamos sete intrusões menores como soleiras delgadas de densidade $3,1 \text{ g/cm}^3$ e um dique restrito de mesma densidade cortando as unidades permianas. Estas feições foram identificadas com base no alto contraste de impedância observado na seção sísmica e em sua geometria. A Figura 10 apresenta o modelo geológico-geofísico das unidades e intrusões e a tabela 1 sumariza os parâmetros geométricos de cada intrusão. Na Figura 11 associamos as intrusões identificadas na modelagem com sua posição na seção sísmica e a numeração de cada soleira.

Interpretamos 7 soleiras e um dique com suas dimensões sumarizadas na Tabela 1. Interpretamos uma soleira com aproximadamente 12km de extensão e 870m de profundidade que se conecta a um dique de 4,5km de extensão, entre 570m e 800m de profundidade, e novamente se conecta a outra soleira de 21,03km de extensão, a 470m de profundidade. A ocorrência destes diques pode estar correlacionada aos que foram descritos por Bigarella (1973), na Bacia do Amazonas, orientados NNE-SSW, com espessura média de 150-200 m, que cortam as sequências Siluriano-Devoniano e Carbonífero. Abaixo desse sistema de soleiras e dique encontramos outra soleira inclinada a 30° de 38,98km de extensão cujo topo está a 500m e base a 810m. A partir da coordenada 73km, no meio do perfil, delimitamos duas soleiras inclinadas aproximadamente a 30° : Uma com 22,1km de extensão cujo topo está 240m e base a 430m e outra com aproximadamente 13km de extensão cujo topo está a 590m e base a 660m de profundidade. Por fim, ao final do perfil delimitamos uma intrusão com 15,6km de extensão e profundidade 590m e outra mais profunda, com extensão de 22,04km a 700m. Percebemos que existem ainda zonas de alta impedância na seção que poderiam ser interpretadas também como intrusões, contudo a modelagem gravimétrica mostrou que essas zonas não são associadas a unidades de alta densidade, podendo ser correlacionadas a outras litologias ou estruturas. Esta interpretação corrobora com a descrição apresentada por Issler et al. (1974), o qual propõe que o Magmatismo Penatecaua ocorre como três soleiras de diabásio intercaladas com uma sequência carbonática-evaporítica, distribuída por toda a Bacia do Solimões, incluindo os arcos de Carauari e Purus (Silva 1987). De idade Pensilvaniana (Carbonífero), esta sequência carbonática-evaporítica, corresponde a Fm. Carauari, datada por fusulinídeo (Altiner e Savini, 1991), conodontes (Lemos, 1989) e isótopos (Rodrigues et al., 1989). Enquanto que idades recentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ atribuem idade de ~201 Ma para o Magmatismo Penatecaua da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) (Davies et al., 2017).

A fronteira entre as Bacia do Amazonas e Solimões exibe uma grande quantidade de diques e diversas soleiras de diabásio relativamente delgadas, além de duas a três soleiras principais de diabásio com considerável espessura (Caputo et al., 1984). Sucedendo o Magmatismo Penatecaua, ocorreu a Orogênese Juruá (Caputo et al., 1984) de forma intensa na Bacia do Solimões e, de forma atenuada, estendeu-se até a parte ocidental da Bacia do Amazonas (Costa et al., 2002). Nesse con-

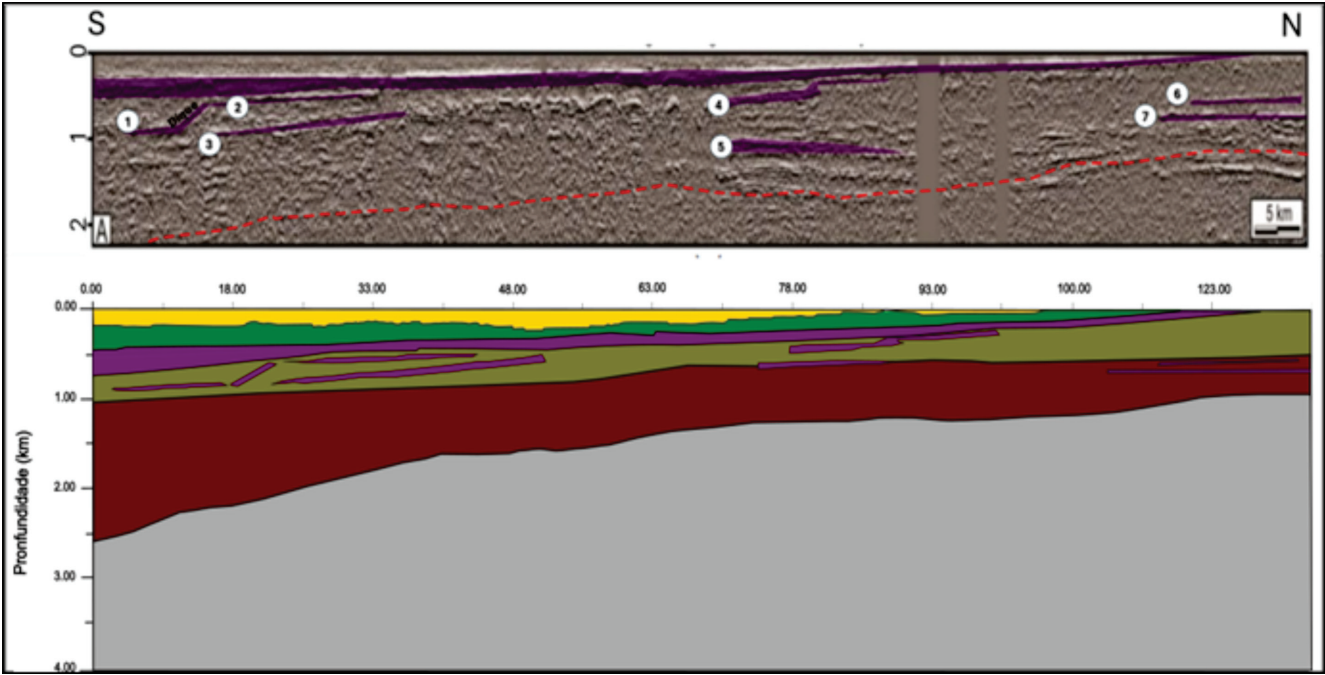
texto, a soleira mais espessa se refere a uma das soleiras principais da Bacia do Solimões que adentra a Bacia do Amazonas. Ademais, o modelo das Bacias do norte do Brasil (Caputo e Soares, 2016) já indicava a distribuição dessas intrusões de forma mais ampla e geral. Na Figura 6 percebemos que existe um alto gravimétrico à direita do Alto de Purus, já na Bacia do Amazonas, este alto é detectado também no começo do perfil e pode ser explicado como uma influência das soleiras de diabá-

sio encontradas em maior parte na Bacia do Solimões. O espessamento das interfaces e o alto número de intrusões à sul do perfil não se mantêm constante, pois em direção ao norte do perfil o embasamento se torna mais raso e a anomalia gravimétrica diminui. Este efeito pode ser explicado pela diminuição de intrusões na parte norte do perfil, pois pela falta de corpos de alta densidade há uma atenuação do sinal.

Tabela 1. Localização das intrusões delgadas no perfil. Coordenadas X_1 e X_2 indicam respectivamente as coordenadas inicial e final da intrusão no perfil. Os valores Z_1 e Z_2 indicam as respectivas coordenadas do topo e base em profundidade da intrusão

Intrusão	X_1 (km)	X_2 (km)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	Espessura (m)
Soleira 1	6	18	870	872	2
Dique	17,5	22	570	800	230
Soleira 2	23,22	44,25	480	482	2
Soleira 3	21,5	51,48	500	810	310
Soleira 4	78	100,1	240	430	190
Soleira 5	73,82	87,51	590	660	70
Soleira 6	117,1	132,6	590	591	1
Soleira 7	111,72	133,76	700	704	4

Figura 11. Delimitação das intrusões ígneas na seção sísmica (em roxo e numeradas acima) a partir do modelo



geológico estimado pela modelagem gravimétrica (abaixo). A linha pontilhada na seção sísmica indica a possível delimitação do Alto de Purus interpretada por Rossetti et al. (2023) coincidente com a camada em cinza da modelagem gravimétrica.

CONCLUSÕES

Neste estudo realizamos a interpretação de um perfil gravimétrico S-N entre as bacias do Amazonas e Solimões utilizando a metodologia de modelagem crustal para obter a anomalia residual das bacias sedimentares. Os resultados demonstraram que o depo-centro do perfil é de 2500 m, com uma tendência de diminuição da profundidade de sul para norte correlacionada ao alto estrutural do Purus. Além disso, a modelagem gravimétrica revelou o formato, profundidade e disposição de sete soleiras delgadas e uma soleira espessa que podem ser interpretadas como unidades de alto contraste de impedância na seção sísmica.

Destacamos a importância da integração de diferentes métodos geofísicos e geológicos para uma compreensão abrangente da estrutura e evolução das bacias sedimentares. A utilização da modelagem gra-

vimétrica mostrou-se uma ferramenta eficaz na identificação das características geométricas das intrusões, bem como a sua distribuição em subsuperfície. Para estudos futuros recomendamos a modelagem geológica tridimensional das intrusões ígneas com base nos perfis de poço e a utilização de métodos de inversão gravimétrica linear para melhorar a acurácia da estimativa das geometrias das intrusões.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Federal do Amazonas e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências pela estrutura fornecida para elaboração do trabalho. I.M.C agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela bolsa de estudo 88887.964829/2024-00.

REFERÊNCIAS

- Agocs W. 1951. Least squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 16(4): 686–696.
- Almeida, F.F.M., Hasuy, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, 1977, Campina Grande: SBG/NE, v.1, p. 363-391.
- Altiner, D.; Savini, R. 1991. Pennsylvanian Foraminifera and carbonate microfacies from the Amazonas and Solimões Basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Relatório interno.
- Loureiro, E; Jannuzzi, J.; Saudino, C. 2021. Bacia do Amazonas: Sumário geológico e setores em oferta. Rio de Janeiro, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Relatório interno.
- Amante, C.; Eakins, B. W. 2009. ETOPO1: 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division, Boulder, Colorado, USA.
- Barthelmes, F.; Köhler, W. 2016. International Centre for Global Earth Models (ICGEM). In: Drewes, H., Kuglitsch, F. Adám, J. et al., *The Geodesists Handbook*, Journal of Geodesy, vol. 90, n. 10, 2016. pp. 907–1205.
- Barros, M.A.S., Mizusaki, A.M.P., Weska, R.K., Borba, A.W., Chemale JR, F., Costa, E.C., 2006. Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangara da Serra, Mato Grosso, Brasil). *Pesquisa em Geociências*, 33 (2), 71–77.
- Beltrão J.F. 1989. Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal: exemplo da Região Norte do Piauí e Noroeste do Ceará. Tese. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém-PA, Brasil.
- Beltrão J.F., Silva J.B.C.; Costa J.C. 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56(1), 80–89.
- Berg, E., Long, M., e Levander, A. 2018. Geophysical investigation of the lithosphere beneath the southern Rio Grande rift: Seismic imaging and implications for rift processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(1), 176-194.
- Bezerra P.E.L. e Ribeiro D.T. 2015. Evolução tectônica cenozoica da Amazônia Ocidental. In: Gorayeb P.S. e Lima A.M.M. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Simpósio de Geologia da Amazônia, v. 9., p. 139-156.
- Bigarella, J.J. 1973. Geology of the Amazon and Parnaíba basins. In: A.E.M. Nairn et al. (Eds.) *The South Atlantic*. Springer Science, New York, 25-86.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Blackburn, T.J., Olsen, P.E., Bowring, S.A., McLean, N.M., Kent, D.V., Puffer, J., EtTouhami, M., 2013. Zircon U-Pb geochronology links the end-triassic extinction with the central atlantic magmatic province. *Science* 340, 941–945.
- Bond, C. E., Buckley, S. J., e Odling, N. W. 2007. Three-dimensional seismic characterisation of fluid expulsion processes in carbonates. *Earth-Science Reviews*, 84(1- 2), 77-103.

- Bortozolo, C.A. 2016. Inversão conjunta 1D e 2D de dados de eletrorresistividade e TDEM aplicados em estudos de hidrogeologia na Bacia do Paraná. Tese. Universidade de São Paulo. São Paulo-SP, Brasil. 369p.
- Campos, J. N. P.; Teixeira, L. B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, Anais da Sociedade Brasileira de Geologia.
- Canon, S. 2015. *Petrophysics: A practical guide*. John Wileys & Son, 204p.
- Caputo M.V., Marques L.F.S.P., Carvalho L.C.A. 1984. Desenvolvimento Tectônico das Bacias do Amazonas e do Parnaíba. Belém, Petrobrás – Sistema de informação de exploração 130-4410. 1983.
- Caputo M.V., Melo J.H.G., Streel M., Isbell J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records in South America. In: Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L., (eds.). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, p. 161-173. 2008
- Caputo, M. V.; Soares, E. A. A. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2), 301–328.
- Caputo M.V. E Vasconcelos D.N.N. 1972. Possibilidades de Hidrocarbonetos no Arco de Purus. Belém, PETROBRAS. Relatório interno.
- Carvalhêdo, A. L. Da C.; Chornobay, A., De Lima; D. P. D.; Carmelo, A. C. 2020. Aplicação de dados gravimétricos de satélite (WGM2012) para a caracterização geofísico-geológica da porção oeste do cráton São Francisco e zona externa da faixa Brasília. *Brazilian Journal of Development*. 6 (10).
- Castro, D.L., 2005. Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.23, n.3, p.295-308.
- Chopra, S.; Marfat, K.J. 2005. Seismic attributes – A historical perspective. *Geophysics*. v.7, n.5. p.150-182.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Bemerguy R.I., Soares Junior A.V., Villegas J.M. 2002. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Region, Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74, p.519-531.
- Cordani, U.G., Sato, K., Texeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31^o International Geological Congress, pp. 19–40. Rio de Janeiro.
- Cunha P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 227-251.
- Damasceno, A.C. Método sísmico aplicado às Bacias de Solimões e Amazonas. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 94f. 2007.
- Drewes, H., F. Kuglitsch, J. Adám, And S. Rózsza. The Geodesist's Handbook 2016: *Journal of Geodesy*, 90, 907.
- Davies, J.H.F.L.; Marzoli, A.; Bertrand, H.; Youbi, N.; Ernesto, M.; Challegger, U. 2017. End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Commun.* v.8, p.1-8.
- De Min, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A. 2003. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. *Geophysical Monograph Series*, v.136, p.91-128.
- Dino, R.; Soares, E. A. A.; Antonioli, L.; Riccomini, C. 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*, v.34, p.61-80.
- Drinkwater, M.R.; Floberghagen, R.; Haagmans, R.; Muzi, D.; Popescu, A. 2003. GOCE: ESA's first Earth Explorer Core mission. *Space Sciences Series*, v. 18, p.419-432.
- Espinosa, B.S., D'Apolito, C., Silva-Caminha, S.A.F., 2021. Marine influence in western Amazonia during the late Miocene. *Global Planet. Change*, v.205, p.1-12.
- Fedi, M.; Quarta, T. 1998. Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of potential field anomalies. *Geophysical Prospecting*, 46(5), p. 507–525.
- Förste, C.; Bruinsma, S. L.; Abrikosov, O.; Lemoine, J.M.; Marty, J.C.; Flechtner, F.; Balmino, G.; Barthelmes, F.; Biancale, R. 2014. EIGEN-6C4: The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services.
- Friaes, Y. S., Ramos, M. I. F., & Linhares, A. P. (2022). New paleoenvironmental and palynostratigraphic data from Solimoes Formation (Solimoes Basin, Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v.115, p.103751.
- Galvão P.H.F.; Demétrio, J.G.A.; Souza, E.L.; Pinheiro, C.S.S.; Baessa, M.P.M. 2012. Hidrogeologia e geometria dos aquíferos das formações cretáceas, Içá e Solimões, Bacia Paleozoica do Solimões, na região de Urucu, Amazonas, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42 p. 142-153.
- Gomes, T.; Dutra, A.; Aderne, A.; Batistti, A.; Góis, M. 2013. Interpretação geológica de dados gravimétricos e magnéticos da Bacia Sedimentar do Amazonas. In: 13^o Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro.
- Goes, A.M.O., Feijo, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociencias Petrobras* 8, 56–57.

- Hames, W.E., Renne, P.R., Ruppel, C., 2000. New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic Magmatic Province basalts on the North American margin. *Geology*, v.28, p.859–862.
- Gomsi, F.E.K.; Ribeiro-Filho, N.; Baldez, R.; Tenzer, R.; Martins, C.M.; Chisenga, C.; Nguiya, S.; Nouayou. 2021. Identification of Cameroon's geological structures through a gravity separation and using seismic crustal models. *Journal of African Earth Sciences*, v.173, p.1-17.
- Hinze W.J.; Von Frese, R.R.; Saad A.H. 2013. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press. 525 pp.
- Hoorn C., Wesselingh F.P., Hovikoski J., Guerrero J. 2010. The development of the Amazonian megawetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). In: Hoorn C., Wesselingh F.P. (eds). *Amazonia, landscape and species evolution*. Oxford, UK: Wiley, p. 123-142.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Costa M.L., Suguio K. 2001. A laterização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo- Balbina, nordeste do Amazonas. In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (eds). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 147-176.
- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., Schuh, H. 2019. ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. - *Earth System Science Data*, v.11, pp. 647-674.
- Issler, R.S., Andrade, A.B.E., Montalvão, B.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G.; Lima, M.I.C. 1974. *Geologia da folha SA-22 - Belém*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Projeto RADAM, Relatório Interno.
- Ikele, L.T.; Amundsen, L. 2005. *Introduction to Petroleum Seismology*. Society of Exploration Geophysicists: Houston, USA.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2009. *Geofísica de Exploração*. São Paulo: Oficina de Textos. 438p.
- Korte, C.; Ruhl, M.; Palfy, J.; Ullmann, C.V.; Hesselbo; S.P. 2019. Chemostratigraphy across the triassic-jurassic boundary. *Geophysical Monograph Series*, pp. 183–210.
- Lemos, V.B. 1989. *Bioestratigrafia do Paleozoico Superior das bacias do Amazonas e Solimões com base em conodontes*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Relatório interno.
- Lima, W.A. 2017. *Inversão conjunta e análise de resolução*. Tese. Universidade Federal do Pará, Belém-PA, Brasil. 115p.
- Linhares, A.P.; Do Carmo, V.; Feijó, M.I. 2017. The Significance of Marine Microfossils for paleoenvironmental reconstruction of the Solimões Formation (Miocene), western Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 79, p. 57-66.
- Linhares, A.P., Ramos, M.I.F., Gross, M., Werner, E.P., 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. *Geol. Colomb. V.36, n.1*, p.91–103.
- Luiz, J.G.; Silva, L.M.C. 1995. *Geofísica de prospecção v. 1*. Belém: UFPA/CEJUP, 311 p.
- Maia R.G.N., Godoy H.K., 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, DNPM/CPRM.
- Maia, M.A. E Marmos, J.L. 2010. *Geodiversidade do Estado do Amazonas*. Manaus: CPRM. 275 p.
- Martins, C. M., *Inversão gravimétrica de relevo 3d de bacias sedimentares e da variação de densidade usando informação a priori sobre o ambiente geológico*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Observatório Nacional. Rio de Janeiro-RJ, Brasil. 2009.
- Marzulli, A.; Renne, P.R.; Picirillo, E.M.; Ernesto, M.; Bellieni, G.; Min, A. 1999. Extensive 200-Million-year-old continental flood basalt of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v.284, p.616-618.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Corso, J., Joshua, H.F.I., Chiaradia, M., Youb, I. N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., Jourdan, F. 2018. The central atlantic magmatic province (CAMP): a review. In: Tanner, L.H. (Ed.), *The Late Triassic World: Earth in a Time of Transition*. Springer, New York, pp. 100–135.
- Montes Lauer, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrine, R., Rizzieri, R., 1994. The Anari and Tapirapuá Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth Planet Sci. Lett.* 128, 357–371.
- Moura, E. C.M. 2005. *Modelagem sísmica 3D: Exemplo do caso da Bacia do Amazonas*. In: *Annals of 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society e EXPOGEF*, Salvador, Bahia, Brazil.
- Moro, P.S.; Vidotti, R.V.; Dantas, E.L. 2018. Structural framework from gravity and magnetic data in the paleo/ Mesoproterozoic Araí rift-sag basin, central Brazil. *Geophysics*, v. 83, n.4, p. IJA-Z18. 2018.
- Muniz, M.B. 2009. *Caracterização geomagnética do Gráben Purus e suas implicações na evolução das Bacias do Solimões e Amazonas*. Tese. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ, Brasil. 114p.
- Nogueira, A.C.R.; Silveira R.R.; Guimarães, J.T.F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 46, p. 89-99.
- Oliveira, R. S.; Vidotti, R. M. 2022. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. *Basin Research*, v.25, p. 86-119.
- Pinto, M.L.; Vidotti, R.M. 2019. Tectonic framework of the Paraná Basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, v.90, p.216-232.
- Plouff D. 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, v.41, p.727–741.

- Rangel, R.C. 2018. Inversão conjunta 2D de dados de Caminhamento Elétrico e Caminhamento TDEM aplicados a estudos hidrogeológicos em Taubaté/SP. Tese. Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, Brasil. 125 p.
- Rezende, G. L., Martins, C. M., Nogueira, A. C., Domingos, F. G., & Ribeiro-Filho, N. (2021). Evidence for the Central Atlantic magmatic province (CAMP) in Precambrian and Phanerozoic sedimentary basins of the southern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.108, p.103216.
- Robinson E.S.1988. Basic exploration geophysics. Somerset, NJ (US); John Wiley and Sons, Inc. 576 pp.
- Roddaz M. T., Baby P., Brusset S, Hermoza W, Darrozes J. M., 2010. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics* n.399 p. 87–108.
- Rodrigues, R.; Abreu, V.; Takaki, T. 1989. Utilização dos isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio em correlações estratigráficas. In: Seminário de Interpretação Exploratória, 1. Angra dos Reis, PETROBRAS. Anais, p. 317-325.
- Ribeiro Filho, N.; Martins, C. M.; Santos, R. S. 2018. A novel regional-residual separation approach for gravity data through crustal modeling. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 36, n. 4, p. 491–505.
- Rossetti, D.F. e Netto R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, v.27,n. 4, p. 13-528.
- Rossetti, D. F.; Valeriano, M. M.; Vasconcelos, D. L. 2023. A different path to the Negro River in the Chibanian as a window to temporalize the eastward-flowing transcontinental Amazon. *Journal of South American Earth Sciences*, v.122.
- Rozo, J. M. G., Nogueira, A. C. R., Horbe, A. M. C., Carvalho, A. S. 2005. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. In: A. M. C. Horbe, V. S. Souza (Coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia* (v. 4, 201-207). Manaus: SBG.
- Santos, D.F. 2007. Processamento interpretativo de dados gravimétricos aplicados à exploração de hidrocarbonetos. Tese. Universidade Federal do Pará, Belém-PA, Brasil.
- Santos-Junior, G.C; Martins, C.; Ribeiro-Filho, N. 2019. Residual Gravity Anomaly Of Brazilian Marajó Basin Using Crustal Modeling: Identifying Structural And Tectonic Features. *Brazilian Journal of Geophysics*, [S.l.], v. 37, n. 2, p. 199-209.
- Serra, T.S. 2010. Projeto Carvão no Alto Solimões: uma Experiência de Dados Analógicos de Sondagens Exploratórias Para Carvão em uma Base de Dados Digitais. Salvador. Monografia, Instituto de Geociências - Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA, Brasil.
- Shephard G.E.; Müller, R.D, Liu L.; Gurnis, M. 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience. Letters*, v.3, p.870- 875.
- Silva, C. L. 2005. Análise da tectônica cenozóica na região de Manaus e adjacências. (Tese de Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro-SP, Brasil.
- Silva, J. B. C. ; Lima, W. A. ; Barbosa, V. C. F. ; Santos, D F. 2007. Gmulti: Gravity and Magnetism Lab. Belém: UFPA.
- Silva O.B. 1987. Análise da Bacia do Solimões (revisão Litoestratigráfica, Magmatismo e Geoquímica). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto-MG, 181 p.
- Simpson Jr., S.M. 1954 Least squares polynomial fitting to gravitational data and density plotting by digital computers. *Geophysics*, v.19,n.2,p. 255–269.
- Soares, E. A. A.; Santos, S. M. A.; Custódio, M. A.; Castillo, L. A.; Dehaini, J.; Dino, R. 2021. Arcabouço Estratigráfico Neógeno-Quaternário da Porção Oeste Da Bacia Do Solimões, Amazônia Ocidental. *Revista Geociências São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 40, n. 3, p. 611 – 622.
- Soares, E.A.A.; Dino, R.; Soares, D.P.; Antonioli, L.; Silva, M.A.L. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin area. *Brazilian Journal of Geology*, v.45,n.3, p.337-35.
- Spector A; Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, v.35,n.2,p. 293–302.
- Syberg F. 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, v.20,n.1,p. 47–75.
- Souza, B.P.E. 2021. Estudo de alguns atributos sísmicos para caracterização estrutural: Aplicação na Bacia de Taranaki, Nova Zelândia. Tese. Universidade Federal Fluminense, Niterói-RJ, Brasil. 59p.
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landsman, M. 1959. Rapidly gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Geophysics*, v. 64, p. 49-59.
- Teixeira, L.B., 2001. Evidências geofísicas de ritfs precursores nas Bacias Paleozoicas do Amazonas, Paraná Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajos. In: Workshop sobre correções de Sequências Paleozoicas Sul-Americana, pp. 1–8.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. E Keys, D. A. 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P., Antonioli, L. 2008. Magmatismo nas Bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32 (2-suplemento), p. 128-137.
- Uieda, L.; Barbosa, C.F.V. 2016. Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, v. 208,n.1, p.162–176.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Filho, J.R.W., Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro. *Bol. Geociências Petrobras* 15, 253–263.

Wanderley Filho J.R. E Travassos W.A.S. 2009. The Purus Inverted Graben. In: XIV Congreso Latinoamericano de Geología, Memórias, Medellín, Colombia. p. 268-269. Oral presentation.

Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S., Alves, D.B. 2006. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas - herói ou vilão? Bol. Geoci. Petrobras 14.

Wanderley Filho, J.R.; Eiras, J.F.; Vaz, P.V. Bacia do Solimões. 2007. B. Geoci. Petrobras, v. 15, n. 2, p. 217-225.

Wilson, M., 1997. Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. J. Geol. Soc. V.154, p.491-495.

Yang, S. 2017. Fundamentals of Petrophysics. Springer Geophysics. 502p.

Yilmaz, O. 2000. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Society of Exploration Geophysicists: Houston, USA.

Zalán, P. V. 1991. Influence of Pré-Andean orogenies on the paleozoic Intracratonic Basins of South América. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO, 4., 1991, Bogotá. Anais. Bogotá: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.

Zalán, P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca.

Similicerunum ubli fit. Ucturi, nonsus, que con se num clabit vente tere morti publis pultus me iam.

Ifeconum que omniame incum revirit omni patient conc rensis co murox simus, quam diemporem inesis nessulerum facte, cum cae, C. Telicastem, tem fir quem oculus consultorum, utes iam incessid duc tam mentem, nos ventas sum moditeme condienam te ne vilicaeque actorum tem et inatquodius sentem mus, utem none egil urecrenihil hici publium se, fuiuroximum no. Moviriv esenit aut ia ipim inaties menimpo endactam ips, consum inatrudet factum omni idetorbitiu morum oruncericam inatque abenam ad sescrei intiliis huc rempervicest atudam neretrum que invertus condam pularitudam public tilica atiquame caedite, quon dum deret quem nit; erfecon dacitua tarbit, sil consid nost inentrari, cretistro et factus, Ti. Gilia pore pratata vivis, num habustudem, que facresimmo cervit, erbit publiur ut non ia mantia me crum temenatemus Ad condi proptiostrum ca ses nos di tervis cone facerunt L. Satantis, cribus? At addum ducte, qui si tum avenius bonfin tem inum igilisultus.

Qualidade da água do Aquífero Alter do Chão em Vista Alegre do Juá, município de Santarém – PA, Amazônia brasileira

Water quality of the Alter do Chão Aquifer in Vista Alegre do Juá, Santarém – PA, Brazilian Amazon

Anelise Roberta Prata de Oliveira¹, Fernanda Souza do Nascimento¹,
Cintya de Azambuja Martins, Norbert Fenzl², Stella Karolayne Damásio Ribeiro¹,
Jéssica Bruna Gomes dos Santos Gualberto¹, Lorena da Silva Tenório¹

RESUMO: Vista Alegre do Juá é uma área de ocupação no município de Santarém-PA, Amazônia Brasileira, com cerca de cinco mil famílias e onde se concentram vários poços de captação de água do Sistema Aquífero Alter do Chão (SAAC), construídos e compartilhados sem o atendimento à norma brasileira para esse tipo de edificação e, conseqüentemente, de risco potencial à contaminação da água subterrânea. O SAAC é a principal fonte de abastecimento público e privado de Santarém, e municípios vizinhos, e dada a sua importância socioeconômica e geológica o presente estudo avaliou a qualidade da água de dez poços tubulares na ocupação, mediante a determinação de parâmetros físico-químicos e microbiológicos. O objetivo foi tanto de caracterizar a potabilidade da água segundo a Portaria de Consolidação N°5/2017 do Ministério da Saúde (MS), como de contribuir com conhecimentos hidrogeoquímicos sobre o aquífero. Durante a estiagem (setembro/2023) coletou-se a água subterrânea, medindo-se *in situ* o pH, oxigênio dissolvido (OD), condutividade elétrica (CE), sólidos totais dissolvidos (STD) e temperatura (T). Em laboratório foram determinados a cor aparente, turbidez, oxigênio dissolvido, nitrato e os coliformes totais e termotolerantes. Os resultados mostraram que a água do Alter do Chão é naturalmente excelente, com todos os indicadores físico-químicos dentro do legalmente aceitável para água potável. A contaminação por esgoto doméstico, indicada pelos coliformes totais e termotolerantes com concentrações de 1 a 175 UFC/250 ml, tornou a água da maioria dos poços (80 %) inadequada para uso, enquanto as concentrações nitrato em sete poços (de 0,2 mg/L (P2, P5) a 4,6 mg/L (P6), não comprometem o uso da água por situarem-se abaixo do máximo de 10 mg NO₃/L estipulado pelo MS. Ape-

nas a água dos poços P1 e P3 manteve-se apropriada para o consumo, provavelmente devido ao tratamento doméstico com cloro. Trata-se de poços de baixa profundidade (de 17m a 30m) em uma região de substrato de solos e formação sedimentar arenosos, portanto, a precariedade da construção, a proximidade às fossas, a falta de manutenção e de higiene dos poços, junto com a falta de saneamento básico contribuem para a contaminação água da maioria desses poços. O aquífero Alter do Chão nessas profundidades (média: 24,2m±4,6) caracteriza-se por uma água ácida (pH médio: 4,3±0,4), transparente e límpida (cor e turbidez ausentes), com temperatura média de 30,4°C±0,4, pouco oxigenada (OD médio: 4,3mg/L±0,3), pouco condutiva e mineralizada (CE média: 67,5µS/cm±45,6) e com baixa, porém ampla, concentração de sólidos dissolvidos (STD médio: 33,5mg/L±23,1). Tais características são similares à água do SAAC de outras localidades, comumente observadas em águas subterrâneas, cuja acidez é naturalmente resultante da alta pluviosidade que supre o reservatório com alta taxa de água com ácido carbônico, que nesse sistema assimila o ácido silícico da litologia siliciclástica e os ácidos orgânicos da floresta. Os dados obtidos confirmam a importância dos estudos das águas subterrâneas em localidades específicas, sobretudo as socioeconomicamente vulneráveis, tanto para a saúde pública como para o gerenciamento da sustentabilidade desse recurso para o futuro, essenciais para o alcance dos objetivos da Agenda 2023 da Organização das Nações Unidas (ONU).

PALAVRAS-CHAVE: Águas subterrâneas; Contaminação; Análise físico-química; Potabilidade.

¹Curso de Geologia, Instituto de Engenharia e Geociências, Universidade Federal do Oeste do Pará, Rua Vera Paz, s/n, 68040-255, Santarém – PA – Brasil

² Numa, Ufpa, Rua Augusto Correa, 01 – Guamá – 66075-110, Belém - PA - Brasil

ABSTRACT: Vista Alegre do Juá is an occupied area in the municipality of Santarém-Pará, Brazilian Amazon, with approximately five thousand families, where several water wells from the Alter do Chão Aquifer System (SAAC), were constructed without following Brazilian standards, making them potentially risky for groundwater contamination. The SAAC is the primary source of both public and private water supply for Santarém and neighboring municipalities. Due to its socio-economic and geological significance, this study aimed to assess the water quality of ten tubular wells in the area by analyzing various physicochemical and microbiological parameters. The study's objectives were to characterize the water's potability according to Brazil's Ministry of Health Ordinance (HM) N°5/2017 and to contribute hydrogeochemical knowledge about the aquifer. Groundwater samples were collected during the dry season (September/2023), and in situ measurements were taken for pH, electrical conductivity (EC), total dissolved solids (TDS) and temperature (T). Laboratory tests included determining apparent color, turbidity, dissolved oxygen, nitrate, and the presence of total and thermotolerant coliforms. The results indicated that in its natural state Alter do Chão water is of excellent quality, with all physicochemical indicators falling within the legally acceptable limits for potable water. However, contamination from domestic sewage indicated by total and thermotolerant coliforms (ranging from 1 to 175 CFU/250 mL) rendered water from most of the wells (80%) unsuitable for consumption. Nitrate concentrations, measured in seven wells (ranging from 0.2 mg/L in P2 and P5 to 4.6 mg/L in P6), were below the 10 mg NO₃⁻/L limit set by the HM, and therefore did not pose a risk to water quality. Only the water from two wells (P1, P3) remained appropriate for consumption, likely due to domestic chlorine treatment. These wells are shallow (ranging from 17 to 30 meters deep) and located in a sandy soil and sedimentary formation substrate area. The poor construction quality, proximity to latrines, lack of maintenance and hygiene, and absence of sanitation services contribute to the contamination of water in most of these wells. The Alter do Chão aquifer at these depths (average: 24.2 m ± 4.6) is characterized by acidic water (average pH: 4.3 ± 0.4), clear and transparent (no apparent color or turbidity), with a mean temperature of 30.4°C ± 0.4, low oxygen content (average DO: 4.3 mg/L ± 0.3), low conductivity and mineralization (average EC: 67.5 µS/cm ± 45.6), and a low yet wide range of dissolved solids concentration (average TDS: 33.5 mg/L ± 23.1). Such characteristics are like the water from the SAAC in other regions, commonly observed in groundwater, whose acidity is naturally the result of high rainfall that supplies the reservoir with carbonic acid water which in this system assimilates

silicic acid from the siliciclastic lithology and organic acids from the forest. The data emphasize the importance of studies on groundwater in specific locations, particularly those that are socioeconomically vulnerable. Such researches are crucial for public health and for the sustainable management of this resource for the future, which is essential for achieving the United Nations' 2023 Agenda goals.

KEYWORDS: Groundwater; Contamination; Physicochemical analysis; Potability.

INTRODUÇÃO

A ocupação Vista Alegre do Juá localiza-se na zona urbana oeste de Santarém (PA), na microbacia do Juá, entre as coordenadas 2°26'27" S; 54°45'14" O, em uma área de 250 ha à margem direita do rio Tapajós, na chamada praia da Salvação (Figura 1). O exutório dessa microbacia é o Lago do Juá que recebe as águas de diversos igarapés, do rio Tapajós e das chuvas sazonais, que se concentram durante os meses de dezembro a junho, numa região cuja pluviosidade média é de 1.920 mm por ano (Cardoso, 2018; IBGE, 2023).

O Lago do Juá é uma Área de Proteção Ambiental (APA Juá), instituída em 28 de dezembro, por meio da Lei 19.206/2012, com cerca de 126 hectares, tendo o objetivo, dentre outros, de preservar e proteger o patrimônio geológico e biológico que a compõe. Os danos ambientais de ocupações irregulares ao redor da APA Juá incluem principalmente o desmatamento causando erosão e o assoreamento do lago, e a poluição ambiental por resíduos sólidos e líquidos produzidos pelas atividades domésticas (Brasil, 2012; Pinheiro, 2018; Rocha *et al.*, 2020).

Com uma população estimada em cinco mil famílias, Vista Alegre do Juá não recebe os serviços públicos básicos de saúde, educação e saneamento desde a sua instalação em 2011. A maioria dos habitantes faz uso de fossa negra (cerca de 80%), alguns (em torno de 20%) usam fossa séptica e uma minoria (4%) não tem banheiro ou sanitário (Cardoso *et al.*, 2017). A água é captada do Sistema Aquífero Alter do Chão (SAAC) mediante poços tubulares em sua grande maioria construídos sem seguir as normas técnicas perfuração de poços da ABNT para a utilização de água subterrânea, e do mesmo modo é feita a distribuição da água entre moradores. Logo, essa forma de captação e distribuição põe em risco tanto a saúde dos moradores como a qualidade da água do Alter do Chão que é a principal e única fonte de água subterrânea da região.

O SAAC é considerado o maior sistema aquífero da Amazônia Brasileira, presente na Formação geológica cretácea Alter do Chão que se estende por uma vasta área de aproximadamente 300.000 km², desde as prox-

imidades da cidade de Belém, no Estado do Pará, até o município de Capiiranga, no Estado do Amazonas, seguindo para o oeste em direção ao Peru. A Formação Alter do Chão é essencialmente composta por arenitos de granulometria variada, predominantemente avermelhados, que variam de finos a grossos, com uma composição mineralógica que varia entre ortoquartzitos e arcóseos. As camadas de arenitos exibem estratificação cruzada, acanalada e cruzada tabular, intercaladas com argilitos, siltitos e, secundariamente, conglomerados (Daemon, 1975; Tancredi, 1996; Cunha *et al.*, 2007; Caputo, 2014).

Em Santarém o SAAC pode atingir espessuras de até 600 metros, constituído por um aquífero livre (ao redor de 50 m) e um aquífero confinado (de cerca de 430 m), sendo composto por camadas arenosas com permeabilidades variáveis, intercaladas por aquícludes e aquitardes de camadas argilosas. As zonas aquíferas potencialmente produtoras dentro do SAAC representam cerca de 80 % do total reservatório e a reserva total de água subterrânea é de cerca de 90 km³, tornando-o uma importante fonte de água subterrânea na região. Além disso, o alto potencial aquífero é evidenciado pela transmissividade que varia de $1,5 \times 10^{-3}$ m²/s a $9,1 \times 10^{-3}$ m²/s, pelos coeficientes de armazenamento variando de $4,1 \times 10^{-1}$ a $3,3 \times 10^{-4}$, o que possibilita o comportamento livre e confinado, e a condutividade hidráulica entre $2,7 \times 10^{-4}$ e $6,9 \times 10^{-5}$ (Tancredi, 1996).

Portanto, estudar o aquífero Alter do Chão, o maior recurso hídrico natural do norte do país, em escala local cobrindo uma área de algumas dezenas de quilômetros quadrados oferece, entre outros, informações mais detalhadas da qualidade e condições da água subterrânea, sobretudo devido ao risco de contaminação amplamente subestimado nessa região.

No Brasil, a legislação vigente que trata da qualidade da água potável é a Portaria de Consolidação nº 05, de 28 de setembro de 2017, do Ministério da Saúde, a qual determina que água para consumo humano é aquela cujos parâmetros físicos, químicos e microbiológicos atendam ao padrão de potabilidade e que não ofereça riscos à saúde (Brasil, 2017).

Assim, objetivo do presente trabalho foi caracterizar a qualidade da água do SAAC que vem sendo consumida via poços tubulares domésticos na ocupação Vista Alegre do Juá, mediante análises químicas de determinação de indicadores físico-químicos e microbiológicos e uso de geoestatística para a visualização de sua distribuição espacial. Os dados obtidos enriquecem o acervo da literatura científica com enfoque nas águas subterrâneas, a compreensão das interações entre estes sistemas e o uso da terra e o clima. Além disso, essas informações são essenciais para embasar políticas públicas voltadas para o gerenciamento, a segurança e a saúde ambiental e pública, aspectos cruciais para o cumprimento dos objetivos estabelecidos na Agenda 2023 da Organização das Nações Unidas (ONU).

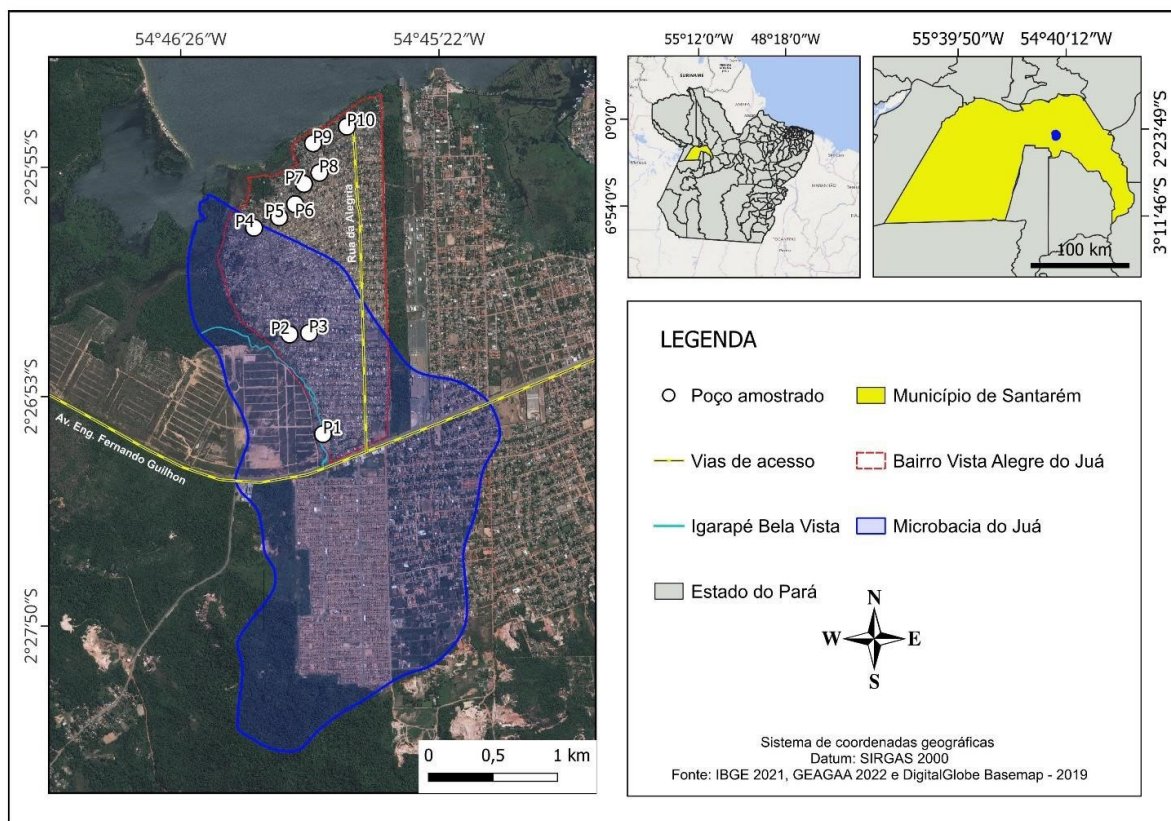


Figura 1. Poços amostrados para o estudo da água subterrânea do SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

METODOLOGIA

O procedimento metodológico empregado, junto à pesquisa na literatura e ao pré-campo, incluem-se a amostragem, análise química em laboratório e o uso de *softwares* com geostatística para a elaboração de mapas, conforme abaixo descrito.

Amostragem

A amostragem da água de dez poços tubulares no SAAC em Vista Alegre do Juá foi realizada no período de estiagem, em setembro de 2023, sendo devidamente georreferenciados como coordenada geográfica mediante uso do GPS GARMIN ETREX, do Curso de Geologia da Ufopa.

A coleta da água em triplicata foi realizada da torneira da boca do poço, em frascos de 500 ml para análises físico-químicas e em frascos de 50 ml para análises microbiológicas. Denominadas de P1 a P10 as amostras foram armazenadas sob refrigeração e protegidas de iluminação, assim mantidas até as análises previstas em laboratório. Seguiram rigorosamente todos os protocolos CETESB/ANA (2011) relativos à amostragem de água subterrânea.

Utilizando-se a sonda digital EZ9909SP Multiparâmetro 5 em 1, foram medidos *in situ* os parâmetros físico-químicos como pH, temperatura (°C), sólidos totais dissolvidos (mg/L) e condutividade elétrica (µS/cm).

Informações diversas detalhadas relacionadas aos poços foram obtidas previamente durante o pré-campo mediante entrevista informal com seus proprietários e usuários, usando-se um questionário impresso de elaboração própria, incluindo-se o nome do entrevistado, número de moradores que consomem a água do poço, profundidade do poço, ano de construção, sistema de captura de água, finalidade do consumo da água, alterações na cor/odor, tipos de tratamentos da água, registro de enfermidades nas famílias devido à água, ocorrências de transbordamento e/ou secagem do poço, outros monitoramentos e distância da fossa.

Análise em laboratório

As análises físico-químicas e bacteriológicas foram efetuadas no laboratório LABGEO - Análises

Ambientais LTDA, no município de Santarém (PA), seguindo-se os protocolos nacionais e internacionais, com a calibração prévia e devida dos equipamentos.

Dentre os parâmetros físico-químicos, a cor aparente foi determinada através do Medidor de Cor Portátil/Bancada-6249, enquanto a turbidez foi medida pelo Turbidímetro de bancada Alfakit II/PLUS II-345. A concentração de Oxigênio Dissolvido (OD, em mg/L) foi obtida utilizando-se o Medidor de Oxigênio Dissolvido Portátil-DO ECO, e o teor de nitrato (NO_3^- , em mg/L) obteve-se via Fotocolorímetro AT100P em 5 ml de amostra empregando-se o método N-(1-naftil-) - etilenodiamina (NTD), reconhecidamente utilizado na análise quantitativa de nitrato e nitrito em amostras de água por colorimetria (Fries & Getrost, 1977; Eaton *et al.*, 2005).

Para a análise microbiológica usou-se a Técnica de Membrana Filtrante indicada pelo *Standard of Methods for the Examination of Water and Wastewater* (2014), um método rápido e preciso para isolamento e identificação de colônias de bactérias, contadas após 24 h de incubação no meio de cultura ágar cromogênico (Kit-labor, 2020).

Elaboração de mapas

Os mapas foram elaborados utilizando-se o aplicativo Qgis versão 3.32.1 no sistema de coordenadas geográficas SIRGAS 2000 EPSG 4674. A imagem utilizada para o mapa de localização e de pontos foram adquiridas na *DigitalGlobe basemap* - DGBM-2019. A partir dos *shapefiles* dos parâmetros analisados e do contorno da área de estudo, criaram-se os mapas de interpolação que usa geoestatística empregando o método *Inverse Distance Weighted* (IDW).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Características gerais dos poços

Na Tabela 1 são resumidas informações gerais dos poços em estudo, obtidas durante o pré-campo, e na Figura 2 são mostradas as imagens capturadas na ocasião da coleta. A profundidade dos poços varia de 17,5 m a 30 m (média 24,2±4,6), dentre os quais dois poços alcançam profundidade de até 18 m (P4, P7), quatro atingem entre 19 m e 24 m (P1, P2, P3, P10) e quatro alcançam profundidade entre 25 e 30 m (P5, P6, P8, P9).

O uso da água é para necessidades básicas, como consumo humano, atividades domésticas e higiene pessoal e todos utilizam o bombeamento para caixa de água. Metade não realiza tratamento na água antes da ingestão a exemplo os poços P2, P4, P6, P9, P10, e na água dos demais poços o tratamento utilizado inclui-se o uso de cloro (P1, P3), a filtração (P5, P8) e a fervura (P7).

A distância entre o poço e a fossa varia de 8 m (P3) a 33 m (P6), em que oito dos dez poços (P1, P2, P5, P6, P7, P8, P9, P10) encontram-se a mais de 15 m da fossa e dois encontram-se abaixo de 10 m de distância da fossa (P3, P4). Cada poço servia em média dez (10) famílias mediante pagamento de uma taxa ao proprietário.

Tabela 1. Dados gerais sobre os poços de coleta da água do SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

Poço	Localização (coordenadas geográficas)	Profundidade (m)	Sistema de captura	Tratamento da água	Registro de comorbidade	Distância poço - fossa (m)	Finalidade do uso
P1	2°27'2.2"S / 54°45'50.7"O	24	Bombeamento/ caixa d'água	Cloro	Não	30	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P2	2°26'37.2"S / 54°45'59.1"O	24	Bombeamento/ caixa d'água	Nenhum	Não	20	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P3	2°26'36.8"S / 54°45'54.2"O	22	Bombeamento/ caixa d'água	Cloro	Não	8	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P4	2°26'10.4"S / 54°46'8.0"O	18	Bombeamento/ caixa d'água	Nenhum	Não	10	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P5	2°26'7.8"S / 54°46'1.7"O	30	Bombeamento/ caixa d'água	Filtração	Sim	15	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P6	2°26'4.5"S / 54°45'57.7"O	30	Bombeamento/ caixa d'água	Nenhum	Não	33	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P7	2°25'59.4"S / 54°45'55.5"O	17,5	Bombeamento/ caixa d'água	Fervura	Não	22	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P8	2°25'56.6"S / 54°45'51.6"O	30	Bombeamento/ caixa d'água	Filtração	Não	20	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P9	2°25'49.2"S / 54°45'53.2"O	25	Bombeamento/ caixa d'água	Nenhum	Não	20	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal
P10	2°25'45.0"S / 54°45'44.7"O	22	Bombeamento/ caixa d'água	Nenhum	Não	30	Consumo humano, atividades domésticas, higiene pessoal

Dos dez poços, sete (P1, P2, P3, P6, P7, P8, P10) possuem parede externa acima da superfície do terreno e tampo, dois (P4, P9) possuem a parede externa, porém sem tampo e um (P5) não possui medida estrutural de proteção. Além disso, na ocasião observou-se total falta de higiene inclusive no entorno de quatro poços (P4, P5, P6, P9) (Figura 2).

Embora, a localização da maioria dos poços

respeite a distância mínima de 15 m da fossa estabelecida pela NBR-7229/93, a falta de medidas higienico-sanitárias na maioria deles (P2, P4, P5, P6, P7, P8, P9, P10) e de engenharia de perfuração adequada em todos contribui para a contaminação de água subterrânea, conforme observado em áreas de assentamento irregular (Brasil, 1993; Mendes *et al.*, 2017; Rodrigues, 2017; Oliveira & Ramires, 2019).



Figura 2: Características estruturais e do entorno dos poços perfurados no SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

Qualidade da água

As características físico-químicos e microbiológico-

cas da água dos poços em estudo são mostradas na Tabela 2.

Tabela 2: Características físico-química e microbiológica da água de poços no SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

Poço	pH	Condutividade elétrica CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Sólidos Totais Dissolvidos STD (mg/L)	Temperatura T ($^{\circ}\text{C}$)	Oxigênio dissolvido OD (mg/L)	Nitrato NO_3^- (mg/L)	Cor (uH)	Turbidez (NTU)	Coliformes Totais (UFC/250 mL)	Coliformes Termotolerante (<i>Escherichia coli</i>) (UFC/250 mL)
P1	4,4	21	10	30,3	4,2	0,0	0	0	0	0
P2	4,2	126	62	32,6	4,1	0,2	0	0	173	0
P3	4,7	36	18	30,2	4,1	0,3	0	0	0	0
P4	4,1	68	34	30,2	4,2	0,0	0	0	18	1
P5	4,6	19	9	30,2	4,1	0,2	0	0	175	66
P6	4,9	41	20	28,8	4,4	4,6	0	0	2	0
P7	3,8	124	63	30,6	4,2	1,9	0	0	1	0
P8	3,9	105	53	30,4	4,1	0,0	0	0	2	0
P9	4,6	20	9	30,5	4,8	0,8	0	0	142	1
P10	3,9	115	57	29,9	4,7	1,3	0	0	5	0
Min-Max	3,8-4,9	19-126	9-63	28,8-32,6	4,1-4,8	0,0-4,6	-	-	0-175	0-66
Média	4,3	67,5	33,5	30,4	4,3	0,9	0	0	51,8	6,8
Desvio padrão	0,4	45,6	23,1	0,9	0,3	1,4	0	0	77,6	20,8
VMP	6,0-9,5	n.h	1000	n.h	n.h	10	15	5	Ausência em 100 ml	Ausência em 100 ml

Mín: valor mínimo; Max: valor máximo; VPM: valor máximo permitido pela Portaria de Consolidação N^o 5, 28/09/2017, do Ministério da Saúde (Brasil, 2017); n.h: não há.

O pH mostrou que a água dos poços é ácida (pH médio $4,3 \pm 0,4$), com valores variando de 3,8 (P10) a 4,9 (P6). A acidez da água do SAAC é natural, basicamente resultante de um conjunto de fenômenos naturais atuando durante centenas de milhares de anos que produzem ácidos, nessa região de clima equatorial com temperatura média anual que varia de 25°C a 28°C , pluviosidade média de cerca de 2.000 mm por ano, alta umidade aproximada de 80 %, e de substrato arenoso. A alta pluviosidade, a água de recarga do aquífero, contribui com os ácidos carbônicos formados da reação da água da chuva com o CO_2 atmosférico. A percolação dessa água francamente ácida pelas rochas essencialmente siliclásticas do aquífero produzem os ácidos silícicos e por esse ambiente de floresta tropical assimila os ácidos húmicos da degradação da matéria orgânica, num processo longo e contínuo de intemperismo químico (Tancredi, 1996; IBGE, 2003; Júnior & Júnior, 2013; Caputo, 2014; Costa *et al.*, 2021) (Tabela 2; Figura 3).

Valores de pH igualmente baixos, entre 3 e 6, foram determinados em água de poços do SAAC em Santarém e outras localidades (Tancredi, 1996; Mendes *et al.*, 2017; Moraes, 2017; Rodrigues, 2017; Silva, 2017; Viana, 2017; Meschede *et al.*, 2018; Printes *et al.*, 2018; Azevedo, 2019; Dantas *et al.*, 2019; Costa *et al.*, 2020; Mota, 2020; Simões *et al.*, 2020; Mello *et al.*, 2022; Melo *et al.*, 2023; Sousa, 2023; Gualberto *et al.*, 2024; Viel *et al.*, 2024). Na região amazônica brasileira vários estudos têm mostrado pH baixo também em águas superficiais, influenciado pelo clima quente e úmido com altas taxas de intemperismo químico das rochas da Bacia do rio Amazonas (Siqueira *et al.*, 2012; Aguiar *et al.*, 2014; Alves *et al.*, 2012; Barreto, 2017; Serrão *et al.*, 2027; Clemente, 2023).

Embora a OMS (2003) alerte para se evitar o consumo de água ácida justificando como possíveis efeitos a irritação na pele e nas mucosas e distúrbios gastrointestinais, não há na literatura estudos conclusivos a respeito (Bentes, 2020).

A condutividade elétrica (CE) e os sólidos totais dissolvidos (STD) mostraram que as águas mais condutivas, com maior concentração de sólidos dissolvidos, são aquelas dos poços P6 (CE 126 $\mu\text{S}/\text{cm}$; STD 62 mg/L), P7 (CE 124 $\mu\text{S}/\text{cm}$; STD 63 mg/L), P10 (CE 115 $\mu\text{S}/\text{cm}$; STD 57 mg/L) e P8 (CE 105 $\mu\text{S}/\text{cm}$; STD 53 mg/L). Nos demais poços, a CE foi mais baixa e variou de 19 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (P5) a 68 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (P4) e os STD, de 9 mg/L (P5, P9) a 34 mg/L (P4) (Tabela 1; Figura 3), sendo estes valores dentro do amplamente encontrado em águas subterrâneas e na água do SAAC de outros estudos nessa região, indicativos de águas fracamente mineralizadas (Tancredi, 1996; Moraes, 2017; Rodrigues, 2017; Silva, 2017; Viana, 2017; Printes *et al.*, 2018; Mota, 2020; Sousa, 2023; Viel *et al.*, 2024) (Figura 3).

A CE da água reflete a relação direta com a composição mineralógica da rocha reservatório ao longo do tempo de percolação/residência no interior do sistema. Águas naturais, em média, apresentam CE inferior a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, e aquelas consideradas pouco mineralizadas a CE varia entre 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Custodio e Llamas, 1983; Feitosa, 2008).

O oxigênio dissolvido (OD) indicou que a água dos poços é pouco oxigenada, variando de 4,1 mg/L (P2, P3, P5, P8) a 4,8 mg/L (P9), com a média de 4,3 mg OD /L $\pm 0,3$. Logo, dentro da faixa natural para água subterrânea e similar à concentração de OD frequentemente determinada no SAAC (Rodrigues, 2017; Silva, 2017; Viana, 2017; Santos, 2008; Gualberto *et al.*, 2024; Viel *et al.*, 2024) (Tabela 2; Figura 3). O OD baixo em águas subterrâneas é consequência da ausência de fontes de oxigenação como algas e turbulência ou à quantidade de matéria orgânica dissolvida (Feitosa, 2008; Simões *et al.*, 2020).

A temperatura média da água desses poços foi de 30,4°C $\pm 0,9$, típica da região de clima equatorial quente com temperatura média em torno de 30°C, apresentada pela água da maioria dos poços (P1, P2, P3, P4, P5, P7, P8, P9). A cor e turbidez ausentes na água de todos os poços mostrou tratar-se de águas límpidas, claras e transparentes, comuns no SAAC (Tancredi, 1996; Moraes, 2017; Rodrigues, 2017; Silva, 2017; Viana, 2017; Printes *et al.*, 2018; Mota, 2020; Melo *et al.*, 2023; Sousa, 2023; Gualberto *et al.*, 2024; Viel *et al.*, 2024) (Tabela 2; Figura 3).

Os resultados dos indicadores físico-químicos mostraram que a água do SAAC está dentro do padrão do aceitável, quando comparados com os valores máximos permitidos (VMP) da legislação brasileira, a Portaria de Consolidação N°5/2017 do Ministério da Saúde, embora o pH médio de 4,3 $\pm 0,4$ esteja abaixo do indicado de 6 e 9,5. Logo, nas condições naturais a água do Alter do Chão apresenta excelente potabilidade, ratificando a importância da conservação da qualidade da água subterrânea dessa região como fundamental para a sua utilização.

A influência antrópica na água do SAAC foi confirmada pela presença de bactérias coliformes totais e coliformes termotolerantes (*Escherichia coli*) na água de oito (08) dos dez (10) poços (P2, P4, P5, P6, P7, P8, P9, P10), e de nitrato (NO_3^-) na água de sete poços (P2, P3, P5, P6, P7, P8, P9) (Tabela 2; Figura 3; Figura 4), indicando a contaminação por esgotos domésticos. Nesses termos, somente a água de dois poços (P1, P3) devido ao tratamento doméstico com cloro, que adicionado à água mata bactérias por oxidação, pode ser consumida com certa segurança, pois, embora presente na água do P3, a concentração de nitrato é baixa (0,3 mg NO_3^-/L), menor que o VPM de 10 mg NO_3^-/L , e abaixo da concentração média de NO_3^- da água de poços com profundidade de 8,0 m a 157 m em Santarém (Tancredi, 1996; Rodrigues 2017; Viana 2017). Nessa amostragem, a concentração de 4,6 mg NO_3^-/L (P6) pode ser considerada anômala, mas ainda assim está abaixo do encontrado em localidades vizinhas, como na comunidade de Boa Esperança (Moraes, 2017) e no distrito de Alter do Chão (Printes, 2017) (Tabela 2; Figura 3). Considerando-se que cada poço serve, pelo menos, dez (10) famílias, problemas de saúde provocados pelo consumo de água imprópria estendem-se para além da família proprietária.

Casos de contaminação das águas subterrâneas por esgoto doméstico foram observados em outros poços do SAAC. Em Santarém, em poços de escolas públicas e domiciliares, coliformes totais foram detectados em cerca de 80 % das amostras de água e de coliformes termotolerantes (*Escherichia coli*) em mais de 50 % (Meschede *et al.*, 2018; Bentes *et al.*, 2020), e em vários outros poços privados domésticos, também de regiões vizinhas (Cardoso *et al.*, 2017; Rodrigues, 2017; Rocha *et al.*, 2020; Machado *et al.*, 2021; Mendes & Oliveira, 2023).

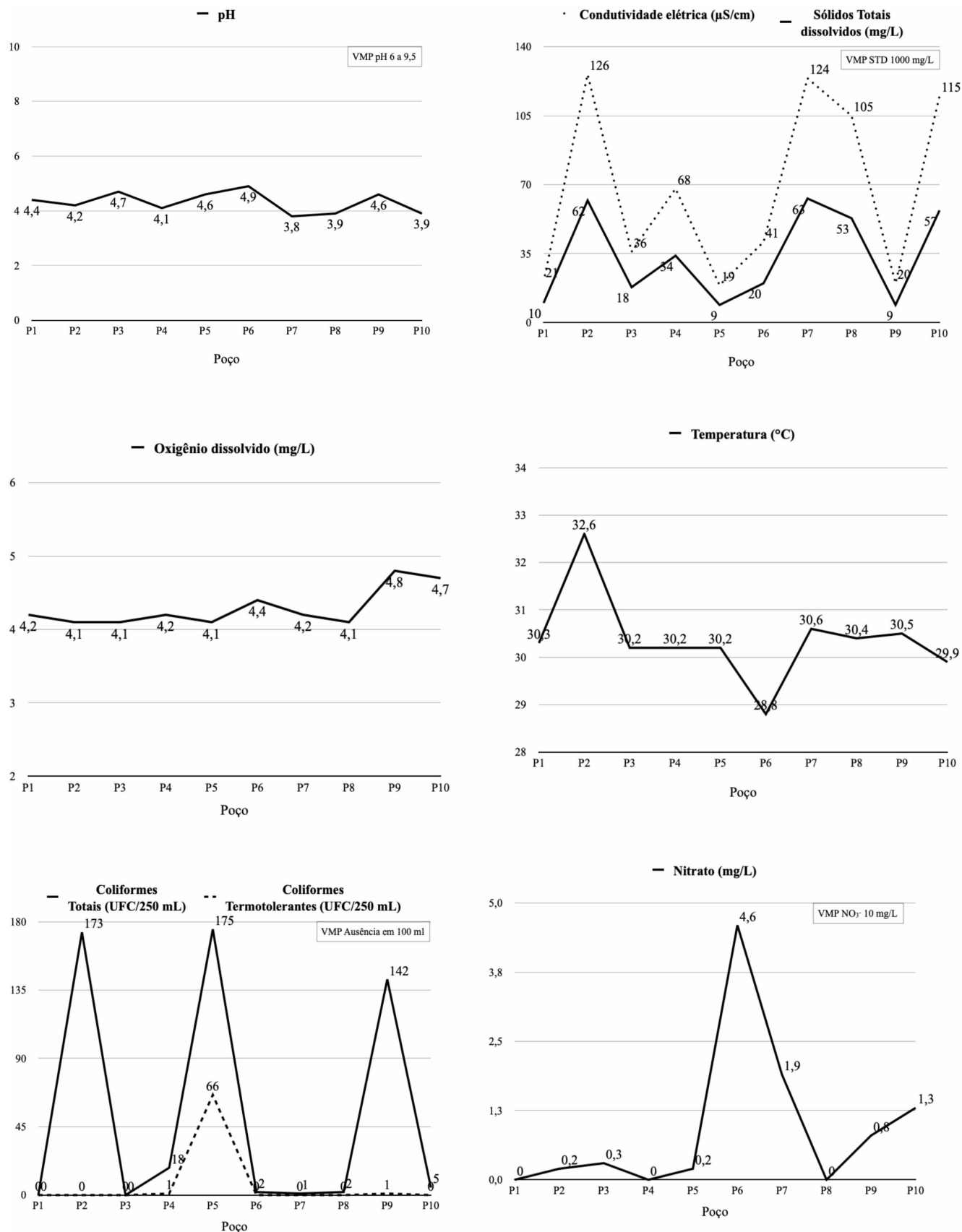


Figura 3. Concentrações do pH, CE (μS/cm), STD (mg/L), OD (mg/L), T (°C) e a presença de coliformes totais e coliformes termotolerantes (*Escherichia coli*) e de nitrato da água dos poços no SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

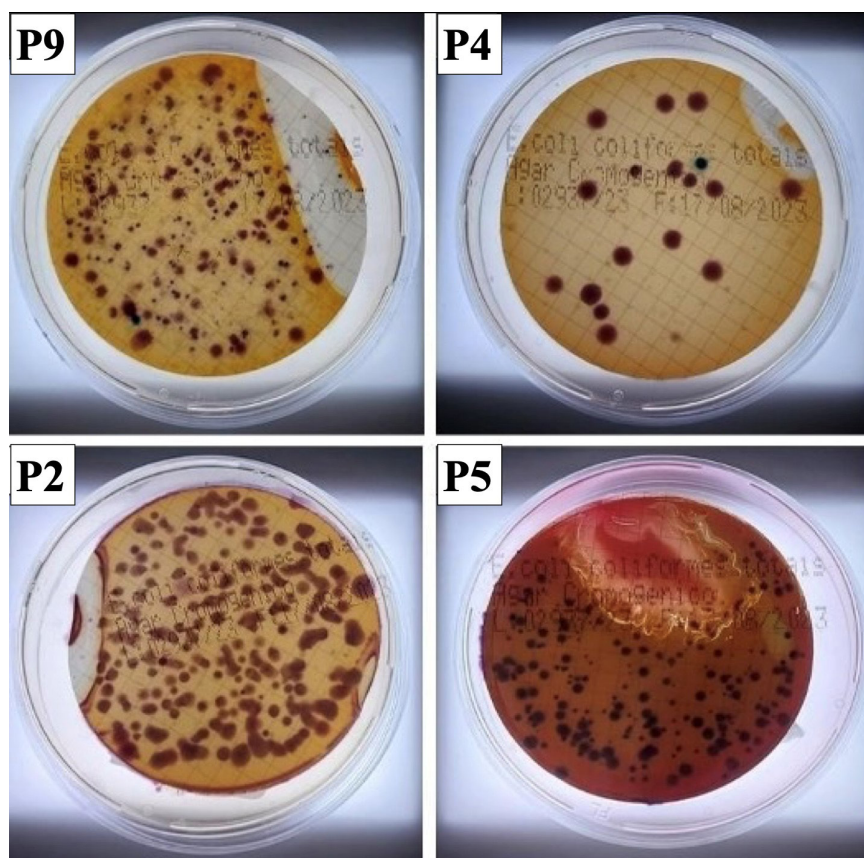


Figura 4. Coliformes totais e termotolerantes presentes da água dos poços (P2, P4, P5, P9) no SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

Distribuição espacial dos indicadores de qualidade da água

Os mapas gerados utilizando-se o método *Inverse Distance Weighted* (IDW) mostraram a distribuição espacial da água subterrânea em estudo segundo a sua caracterização físico-química e microbiológica dada pelos indicadores de qualidade como o pH, temperatura, condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos, oxigênio dissolvido, nitrato e bactérias coliformes (Figura 5).

Observa-se que as águas com temperaturas médias a altas se concentraram na parte sul da área de estudo e aquelas com as temperaturas mais baixas, no norte da área próximo ao rio Tapajós, enquanto as águas de mediana a mais oxigenadas se concentraram na porção próxima ao rio e as relativamente menos oxigenadas no

sul. Logo, as águas mais oxigenadas são as águas relativamente menos quentes, em conformidade com a literatura que indica que a solubilidade do oxigênio na água diminui à medida que a temperatura aumenta.

As águas relativamente mais quentes, desde as de temperatura média a alta, contêm mais coliformes, mostrando o crescimento das colônias favorecido por águas ligeiramente mais quentes. Há uma tendência geral de águas medianamente ácidas na área, com águas levemente mais ácidas no norte da área, próxima ao rio Tapajós. Nessa mesma região, estão as águas relativamente menos condutivas e mineralizadas, e para o sul as águas tendem a ser medianamente condutivas. Na área próxima ao Tapajós também há certa tendência de águas com maior teor de nitrato, de médio a alto, embora de um modo geral se observe homogeneidade nas baixas concentrações desse íon nessas águas.

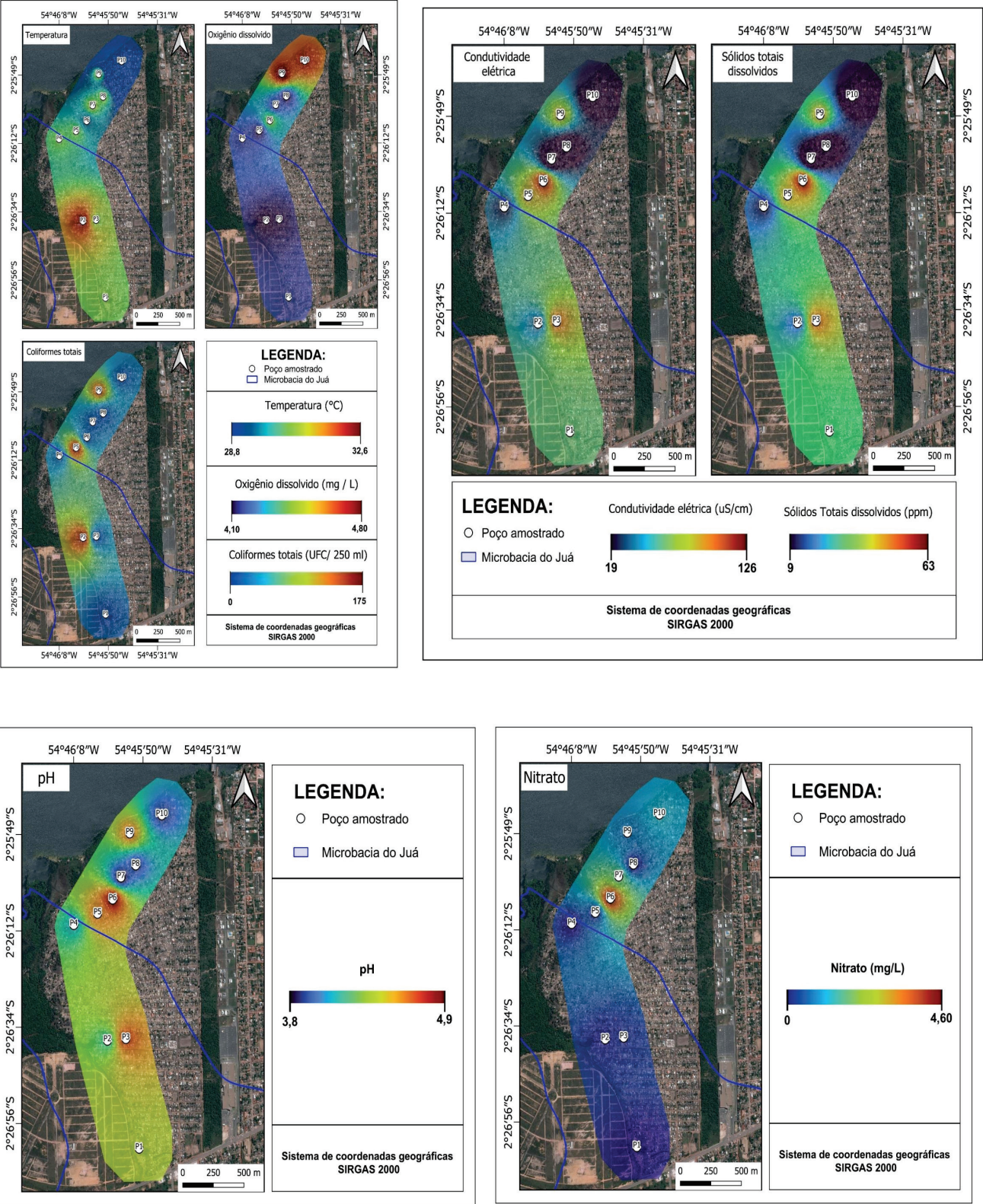


Figura 5. Mapas de interpolação IDW dos indicadores de qualidade da água: temperatura (T °C), oxigênio dissolvido (OD mg/L), coliformes totais (UFC/250 ml), condutividade elétrica (CE μ S/cm), sólidos totais dissolvidos (STD mg/L), pH e nitrato (NO_3^- mg/L), da água dos poços no SAAC, na ocupação Vista Alegre do Juá. Período de estiagem (setembro/2023), Santarém, Pará, Amazônia Brasileira.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As águas subterrâneas do Aquífero Alter do Chão em Vista Alegre do Juá, região de assentamento urbano irregular em Santarém (PA), a partir de 17 m até 30 m de profundidade, são de excelente potabilidade no seu estado natural. As águas são límpidas e transparentes, pouco condutivas e mineralizadas, pouco oxigenadas e relativamente quentes. Estas características químicas são típicas para águas subterrâneas e comumente observadas em outros poços no SAAC, dessa e de outras regiões na Amazônia.

Com a exceção do pH relativamente mais ácido, as concentrações dos indicadores físico-químicos de qualidade de água potável como os sólidos totais dissolvidos (STD), condutividade elétrica (CE), oxigênio dissolvido (OD), turbidez, cor, nitrato medidos na água de dez poços tubulares, durante o período de estiagem (setembro/2023), situaram-se abaixo do valor máximo permitido (VMP) pelo Ministério da Saúde. A acidez dessas águas é atribuída às interações contínuas ao longo do tempo entre água, ar, rocha e matéria orgânica numa região de clima equatorial, quente, úmido de alta taxa de intemperismo químico. A alta pluviosidade da região contribui com taxas substanciais de água com ácido carbônico que recarga o aquífero, a qual assimila os ácidos orgânicos húmicos da degradação da matéria orgânica da floresta Amazônica e da interação lenta com as camadas predominantemente siliciclásticas da formação sedimentar do SAAC enriquece-se em ácidos silícicos.

A contaminação por coliformes totais e termotolerantes na água de 80 % dos poços é indicativa de fonte doméstica de esgoto e foi atribuída como resultado de um conjunto de fatores socio-econômicos, estruturais e culturais responsáveis pela vulnerabilidade à degradação da qualidade dessas águas, incluindo-se

principalmente a precária construção dos poços e das tubulações de distribuição da água para a vizinhança, a relativamente baixa profundidade de perfuração, a proximidade das fossas aos poços, a falta de higiene tanto no poço como no entorno, o descarte inadequado do lixo e sanitários rudimentares. A ausência desses microrganismos na água dos demais poços, de dois entre os dez, foi dada ao tratamento doméstico com cloro que é um potente oxidante que, ao reagir com o hidrogênio (H) da molécula da água libera oxigênio (O₂) e, conseqüentemente, leva à morte bactérias por oxidação.

A técnica de interpolação IDW foi satisfatória para a visualização em mapa da distribuição espacial e a relação entre os indicadores de qualidade da água na área, mesmo com um número considerado relativamente baixo de amostras e parâmetros medidos.

O presente estudo ratifica uma das mais relevantes conclusões do estudo pioneiro de 1996 no SAAC em Santarém, em que destaca tanto a importância da preservação da qualidade da água do aquífero através de medidas preventivas de proteção, com o controle das cargas de poluentes, e a educação da população mediante esclarecimento ou conscientização sobre a proteção ambiental

dada a sua maior eficiência comparada às normas de proteção.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Federal do Oeste do Pará, ao Laboratório LabGeo, aos senhores João Alvino e João Pereira, representantes da ocupação Vista Alegre do Juá, que viabilizaram o contato junto aos moradores daquela região, e aos moradores que permitiram o acesso aos poços.

REFERÊNCIAS

- Aguiar, C.P.O. *et al.* 2014. Qualidade da água em microbacias hidrográficas com agricultura nos municípios de Santarém e Belterra, Pará. *Revista Árvore*, 38:983-992.
- Alves, I.C.C. *et al.* 2012. Qualidade das águas superficiais e avaliação do estado trófico do rio Arari (Ilha de Marajó, norte do Brasil). *Revista Acta Amazônica*, 42(1):115-124.
- Azevedo, J.H. 2019. Fluxos subterrâneos e recarga do sistema aquífero Alter do chão em lateritos amazônicos: estudo de caso em Porto Trombetas, Pará. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília. 139 p.
- Barreto, M.W. L. 2017. Caracterização Geoquímica do nicho ecológico do Avium (*Acetes Paraguayensis* Hansen, 1919) em pontos de pesca em Santarém, PA; 2017; Trabalho de Conclusão de Curso; (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Oeste do Pará. 84 p.
- Bentes, V.S. *et al.* 2020. Qualidade da água utilizada para consumo humano proveniente do Aquífero Alter do Chão em Santarém (Oeste do Pará) e sua relação com a saúde pública. *Journal Geochimica Brasiliensis*, 34(1):101-109.

- Brasil. Lei nº 19.206, de 28 de dezembro de 2012. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, DF, 2012. Disponível em: <https://sapl.santarem.pa.leg.br/norma/164>. Acesso em: 22 dez. 2024.
- Brasil. Ministério da Saúde. Portaria de consolidação nº 5 - Anexo XX, de 28 de setembro de 2017, alterada pela Portaria nº 888 de 4 de maio de 2021. Disponível em: https://bvsms.saude.gov.br/bvs/saudelegis/gm/2021/prt0888_07_05_2021.html. Acesso em: 13 set. 2023.
- Brasil. NBR 7229, de setembro de 1993 – Projeto, construção e operação de sistemas de tanques sépticos. Disponível em: <https://www.ipaam.am.gov.br/wp-content/uploads/2021/01/NBR-07229-93-Constru%C3%A7%C3%A3o-e-Instala%C3%A7%C3%A3o-de-Fossa-S%C3%A9ptica-e-Disposi%C3%A7%C3%A3o-de-Efluentes-Finais.pdf>. Acesso em: 13 set. 2023.
- Caputo, M.V. 2014. Bacia do Amazonas: Estratigrafia, Tectônica e Magmatismo. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/311193310>. Acesso em: 19 dez. 2024.
- Cardoso, M.C. *et al.* 2017. Expansão urbana em Santarém, Pará: uma análise a partir da ocupação Vista Alegre do Juá. In: 8º Seminário Internacional Sobre Desenvolvimento Regional. Santa Cruz.
- Cardoso, M.C. 2018. Transformações socioambientais e espaço natural: o caso do lago do Juá, Santarém-PA. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Ambiente e Qualidade de Vida, Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém, 126 p.
- Cetesb, Companhia Ambiental Do Estado De São Paulo. 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: ANA, 2011.
- Clemente, E. S. 2023. Avaliação da Qualidade da Água no rio Trombetas, Lagos e Igarapés das Comunidades Quilombolas Boa Vista e Moura, Município de Oriximiná, Pará. TCC/ Curso de Geologia, Ufopa. 58 p.
- Corrêa, J.M.S. *et al.* 2018. Caracterização da pesca artesanal no lago Juá, Santarém, Pará. Revista Agrogeoambiental, Pouso Alegre, 10(2).
- Costa, I. *et al.* 2020. A sazonalidade de contaminantes em águas subterrâneas e superficiais entorno de um aterro sanitário na região amazônica. Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais, 11:371382.
- Costa, M.H. *et al.* 2021. The Physical hydroclimate system of the Amazon. In: Amazon Assessment Report 2021. Science Panel for the Amazon. Disponível em: https://www.theamazonwewant.org/spa_publication/amazon-assessment-report-2021/. Acesso em: 20 de dezembro de 2024.
- Cunha, P.R.C. *et al.* 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências, 15:227-251.
- Custodio, E.; Llamas, M. R. Hidrología subterránea. 2. ed. Barcelona: Omega, 1983. 2 v.
- Daemon, R.F. 1975. Contribuição à datação da formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, 5:78-84.
- Dantas, J.B. *et al.* 2019. Análise da influência do aterro controlado, no município de Santarém/PA, na potabilidade da água subterrânea. In: 23º Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Foz do Iguaçu.
- Eaton *et al.* 2005. APHA – American Public Health Association; AWWA – American Water Works Association & WEF – Water Environment Federation. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. Eaton, A. D.; L. S. Clesceri; A. E. Greenberg (Ed.), 20th ed. Washington, D.C.: [s.n.], 2005.
- Feitosa, F. A.C. 2028. Hidrogeologia: conceitos e aplicações / organização e coordenação científica / Fernando A.C. Feitosa ... [et al.] ... – 3. ed. rev. e ampl. – Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 2008. 812 p.
- Fries, J.; Getrost, H. Organic Reagents for Trace Analysis. [s.l.:s.n.]. MERCK, 1977.
- Gualberto, J. B. G. S. *et al.* 2024. Qualidade da água do aquífero Alter do Chão no bairro do Uruará do município de Santarém – Pará, Amazônia Brasileira. In: 51º Congresso Brasileiro de Geologia, realizado de 13 a 17 de outubro de 2024, Belo Horizonte/MG.
- Ibge. Instituto Brasileiro De Geografia e Estatística. Panorama municipal. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pa/santarem/panorama>. Acesso em: 18 set. 2023.
- Junior, M.I.; Junior, H.R.M 2013. Aquífero Alter do Chão no estado do Pará: Análises físicas in loco dos poços construídos pela RIMAS (SGB-CPRM). In: 20º Simpósio Brasileiro De Recursos Hídricos. Rio Grande do Sul.
- Kitlabor. 2020. Manual de microbiologia de águas envasadas, p. 5-7.
- Machado, S.D.S. *et al.* 2021. Problemas socioambientais associados ao processo de expansão urbana na bacia hidrográfica do igarapé do Juá, Santarém-PA. In: 13º Simpósio Nacional De Geomorfologia. Juiz de Fora. Anais.
- Melo, S.G. *et al.* 2022. Análise físico-química da água de poços em uma área urbana de ocupação irregular na Amazônia brasileira. Research, Society and Development, 11(44).
- Melo, E. C. C. *et al.* 2023. Groundwater quality of monitoring wells in the RIMAS project in the city of Santarém, Brazilian Amazon. In: XIX Congresso Brasileiro de Geoquímica. Geoquímica, Ciência e Sociedade, 2023, Aracaju. XIX CBGq Congresso Brasileiro de Geoquímica, Ciência e Sociedade 09 a 11/ agosto/2023 ARACAJU / SERGIPE. Alagoas: Sociedade Brasileira de Geoquímica (SBGq), 2023. v. 1. p. 135-135.
- Mota, C. E. 2020. Investigação Hidrogeoquímica e geofísica em área de necrópole no bairro do Mararu, Santarém-PA. TCC/Curso de Geologia, Ufopa. 86 p.

- Printes, R. D'A. *et al.* 2018. Qualidade da água de poços rasos do distrito de Alter do Chão, Santarém-PA, Brasil. In: I Congresso de Gestão Ambiental do Baixo Amazonas (I Congaba). Universidade Federal do Oeste do Pará, *Campus* de Santarém.
- Mendes, A. *et al.* 2017. Relations of the groundwater quality and disorderly occupation in a Amazon low-income neighborhood developed over a former dump area, Santarém/PA, Brazil. *Journal Environ Dev Sustain*, 21:353-368.
- Mendes, J.S.; Oliveira, L.L. 2023. Deficiência no atendimento de coleta de resíduos sólidos na totalidade da ocupação Vista Alegre do Juá, Santarém-PA. In: 11º Simpósio De Gestão Ambiental E Biodiversidade. Três Rios.
- Meschede, M.S.C. *et al.* 2018. Drinking water quality in schools of the Santarém region, Amazon, Brazil, and health implications for school children. *Revista Ambiental & Água*, 13(6).
- Moraes, G. R. S. 2017. Avaliação da água subterrânea do distrito de Boa Esperança, zona rural de Santarém – Pará. TCC/Curso de Geologia, Ufopa. 82 p.
- Oms, Organização Mundial Da Saúde. 2003. pH em água potável. Geneva, 80 p.
- Pinheiro, D. C. 2018. Análise dos impactos ambientais decorrentes da ocupação Vista Alegre do Juá, Santarém, PA. TCC/Curso de Engenharia Sanitária, Ufopa. 55 p.
- Rocha, M.S. *et al.* 2020. Análise dos impactos ambientais na área de proteção ambiental do Juá em Santarém, Pará. In: 11º Congresso Brasileiro De Gestão Ambiental. Vitória.
- Rodrigues, T. S. A. 2027. Determinação da qualidade da água de poços tubulares no entorno do cemitério Nossa Senhora do Perpétuo Socorro, bairro do Cambuquira, Santarém-PA, Brasil. TCC/Curso de Geologia, Ufopa. 63 p.
- Santos, A.C. 2008. Noções de hidroquímica. In: Feitosa, F.A.C. *Hidrogeologia: conceito e aplicações*. Rio de Janeiro, 325-356.
- Serrão, B. C. *et al.* 2017. Caracterização geoquímica dos igarapés da região metropolitana de Santarém, Pará, Brasil. In: 15 Simpósio de Geologia da Amazônia, 2017, Belém. Um olhar diferenciado das geociências para a sustentabilidade da Amazônia, 2017.
- Silva, I. S. 2017. Qualidade da Água Subterrânea da Área Urbana do Município de Oriximiná - PA, Brasil. TCC/Curso de Geologia Ufopa, 2017. 67p.
- Simões, M.C. *et al.* 2020. Avaliação da qualidade da água de poços domésticos em comunidades rurais no Arquipélago de Marajó-PA. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 13:2462-2475.
- Siqueira, G.W. *et al.* 2012. Diagnóstico da qualidade da água do rio Parauapebas (Pará-Brasil). *Revista Acta Amazônia*, 42:413-422.
- Sousa, A. M. F. 2023. Avaliação hidroquímica e geofísica do Aquífero Alter do Chão de áreas de lava jatos de Santarém, Pará. - Santarém, Pará. TCC/ Curso de Geologia, Ufopa, 36p.
- Tancredi, A.C.F.N.S. 1996. Recursos hídricos subterrâneos de Santarém: Fundamentos para uso e proteção. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 153 p.
- Viana, H. M. S. 2017. Análise da qualidade da água subterrânea da área urbana do município de Santarém – Pará TCC/Curso de Geologia, Ufopa. 80p.
- Viel, E. U. *et al.* 2024. Qualidade da água do Aquífero Alter do chão: comunidade Jacamim, zona rural do Oeste do Pará, Amazônia, Brasil. *International Journal of Scientific Management and Tourism*. Curitiba, v.10, n.1, p. 543-562, 2024. ISSN: 2386-8570.

Associação ecológica de invertebrados de depósitos pensilvanianos da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas

Ecological association of invertebrates from Pennsylvanian deposits of the Itaituba Formation, southern edge of the Amazon Basin

Içana Evelen de Oliveira Tavares¹, Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira²,
Rick Souza de Oliveira³, Stella Karolayne Damasio Ribeiro⁴,
Lineker Alexandre Lira⁵, Eduardo Fernandes da Silva Pinto⁶

RESUMO: A presente pesquisa tem como objetivo realizar a análise sistemática de paleoinvertebrados em depósitos marinhos rasos pensilvanianos, assim como a reconstrução paleoambiental dos depósitos carbonáticos da Formação Itaituba, que afloram na borda sul da Bacia do Amazonas. As análises taxonômicas, a partir da observação de características morfológicas diagnósticas, permitiram a identificação de uma fauna composta por braquiópodes, cnidários, briozoários e moluscos. Foram identificados um gênero (*Neospirifer* sp.) e três espécies de braquiópodes (*Brasilioproductus chandlessi*, *Orbiculoidea* sp. e *Spirifer oliveirai*), dois gêneros de briozoários (*Rhombopora* sp. e *Fenestella* sp.), duas espécies de cnidários (*Lophophyllidium proliferum* e *Syringopora reticulate*) e uma espécie de molusco (*Straparolus plummeri*). Com base na estratigrafia e na abundância dos espécimes, foi possível representar duas zonas deposicionais: i) ambiente lagunar com circulação aberta e ii) um ambiente lagunar mais protegido. A partir dos depósitos lagunares identificados e da bioestratigrafia, foi possível caracterizar a plataforma carbonática rasa que se estabeleceu na borda sul da Bacia do Amazonas durante o Pensilvaniano na Formação Itaituba, permitindo, assim, uma melhor compreensão da paleoecologia dos organismos calcários estudados nesta região.

Palavras-chave: Paleoinvertebrados; Taxonomia; Bioestratigrafia; Paleoambiente.

ABSTRACT: This paper aimed to carry out the systematic analysis of paleoinvertebrates in Pennsylvanian shallow marine deposits, as well as the paleoenvironmental reconstruction of the carbonate deposits of the Itaituba Formation, which outcrop on the southern edge of the Amazon Basin. Taxonomic analyses, based on the observation of diagnostic morphological characteristics, allowed the identification of a fauna composed of brachiopods, cnidarians, bryozoans and molluscs. One genus (*Neospirifer* sp.) and three species of brachiopods (*Brasilioproductus chandlessi*, *Orbiculoidea* sp. and *Spirifer oliveirai*), two genera of bryozoans (*Rhombopora* sp. and *Fenestella* sp.), two species of cnidarians (*Lophophyllidium proliferum* and *Syringopora reticulate*) and one species of mollusk (*Straparolus plummeri*) were identified. Based on the stratigraphy and abundance of specimens, it was possible to represent two depositional zones: lagoon environment with open circulation and a more protected lagoon environment. From the identified lagoon deposits and biostratigraphy, it was possible to suggest that the carbonate platform was established on the southern edge of the Amazon Basin during the Pennsylvanian in the Itaituba Formation, thus allowing a better understanding of the paleoecology of the calcareous organisms studied in this region.

nian shallow marine deposits, as well as the paleoenvironmental reconstruction of the carbonate deposits of the Itaituba Formation, which outcrop on the southern edge of the Amazon Basin. Taxonomic analyses, based on the observation of diagnostic morphological characteristics, allowed the identification of a fauna composed of brachiopods, cnidarians, bryozoans and molluscs. One genus (*Neospirifer* sp.) and three species of brachiopods (*Brasilioproductus chandlessi*, *Orbiculoidea* sp. and *Spirifer oliveirai*), two genera of bryozoans (*Rhombopora* sp. and *Fenestella* sp.), two species of cnidarians (*Lophophyllidium proliferum* and *Syringopora reticulate*) and one species of mollusk (*Straparolus plummeri*) were identified. Based on the stratigraphy and abundance of specimens, it was possible to represent two depositional zones: lagoon environment with open circulation and a more protected lagoon environment. From the identified lagoon deposits and biostratigraphy, it was possible to suggest that the carbonate platform was established on the southern edge of the Amazon Basin during the Pennsylvanian in the Itaituba Formation, thus allowing a better understanding of the paleoecology of the calcareous organisms studied in this region.

KEYWORDS: Paleoinvertebrates; Taxonomy; Biostratigraphy; Paleoenvironment.

INTRODUÇÃO

O Período Carbonífero foi marcado por diversas características que o distinguem de outros períodos geológicos. Nele houve o desenvolvimento de uma espessa vegetação sobre os continentes, originando grandes depósitos de carbono fóssil além da intensa deposição de sucessões marinhas (Cao *et al.*, 2019 e Caputo & Crowell, 1985).

Depósitos de idade pensilvaniana-permiana, carbonáticos e evaporíticos são amplamente registradas na região oeste e centro-oeste, da Bacia do Amazonas do Estado do Pará (Cunha *et al.*, 1994; Matsuda *et al.*, 2004, 2006). Estes depósitos têm sido alvo de diversos trabalhos científicos, que os interpretaram como planície de maré/*sabkha* costeiro, laguna e plataforma externa (Figueiras & Truckenbrodt, 1987; Matsuda, 2002; Matsuda *et al.*, 2004; Cunha *et al.*, 2007; Lima, 2010). Associados a fósseis marinhos (Scomazzon, 2004), esses depósitos carbonáticos tiveram origem através das ingressões marinhas que resultaram em um mar epicontinental, na porção central do Gondwana ocidental, interligando as bacias do Parnaíba, Amazonas e Solimões (Harrington, 1962; Scotese & Mckerrow,

1990). Na Bacia do Amazonas, essa transgressão é representada pelos depósitos carbonáticos da Formação Itaituba (Cunha *et al.*, 2007). Esta unidade sedimentar tem sido alvo de investigações geológicas, desde a década de 60, visando a descoberta de sistemas petrolíferos para a exploração de óleo e gás. Estes, em grande parte associados à intrusão das rochas vulcânicas triássicas (Castro *et al.*, 1988; Ferreira *et al.*, 2004; Wanderley Filho *et al.*, 2006).

Embora os conteúdos paleontológicos sejam relativamente abundantes nesta região, ainda são poucos os estudos que abordam a classificação taxonômica de micro e macrofóssil. Portanto, este trabalho apresenta a associação ecológica de invertebrados da Formação Itaituba, que aflora na borda sul da Bacia do Amazonas, município de Uruará (Figura 1), a qual contribuirá no entendimento paleoambiental do Carbonífero na porção oriental da Amazônia, fornecendo informações importantes sobre os processos evolutivos. Além disso, os resultados obtidos poderão estabelecer correlações com outras áreas e formações geológicas, ampliando a compreensão dos ecossistemas marinhos do passado e sua relação com o contexto geológico regional.

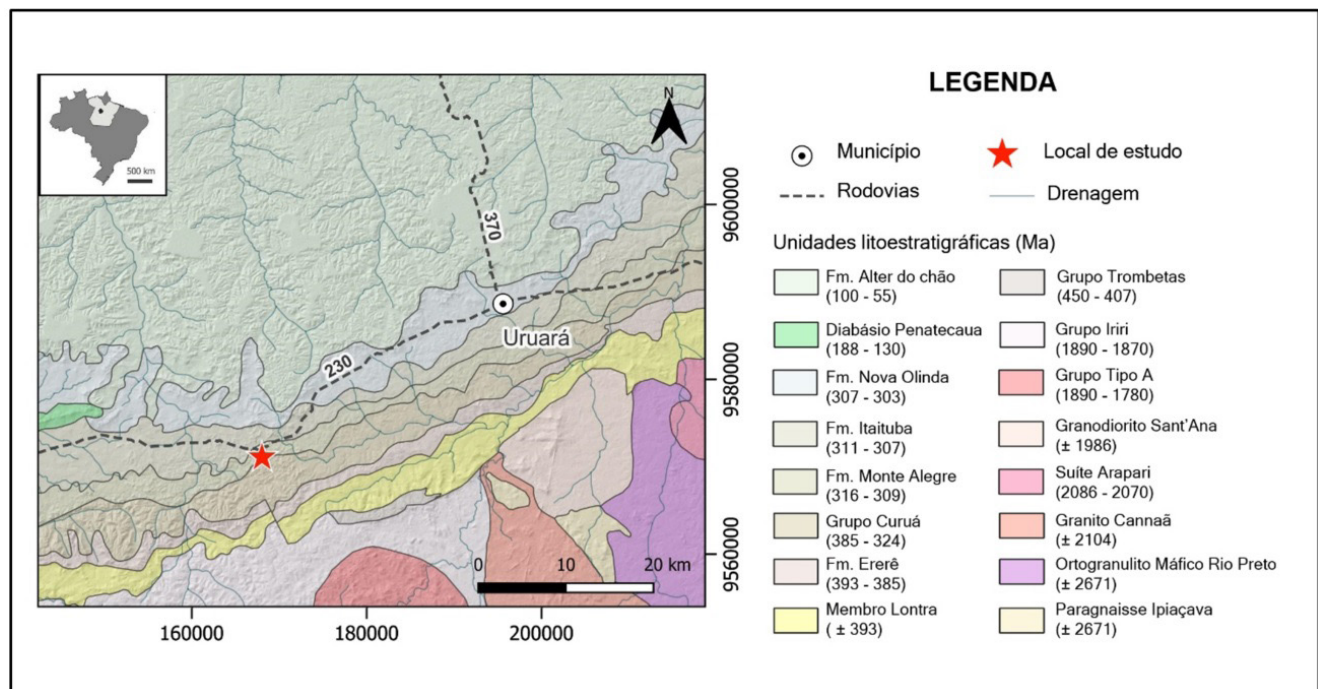


Figura 1. Mapa de localização da área estudada.

1.1 Contexto Geológico

A Bacia do Amazonas se instalou sobre as rochas do Cráton Amazônico, possuindo uma área de 500.000 km² (Cunha *et al.*, 1994, 2007; Costa, 2002). É limitada ao norte pelo escudo das Guianas, ao sul pelo escudo Brasileiro, 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 (Cunha *et al.*, 2007). A gênese da bacia é atribuída a processos distensivos, com direção norte-sul decorrentes dos estágios colisionais finais do Ciclo Brasileiro, seguida de subsidência termal e posterior desenvolvimento de uma sinéclise intra-

continental (Montalvão & Bezerra, 1980; Neves, 1990; Cunha *et al.*, 1994; Cordani *et al.*, 2009). Seu preenchimento sedimentar inicia-se durante o Neoproterozoico com a deposição ao longo do Arco de Purus, composto de arenitos e carbonatos (Cunha *et al.*, 2007), e durante o Paleozoico ocorre a deposição de uma megassequência de primeira ordem dividida em quatro sequências de segunda ordem: Ordovício-Devoniana, Devoniana-Tournasiana, Neoviseana e Pensilvaniana-Permiana. A Pensilvaniana-Permiana representa um ciclo regressivo-transgressivo-regressivo com a deposição dos arenitos flúvio-eólicos da Formação Monte Alegre, dos carbonatos e evaporitos da Formação Itaituba, dos evaporitos da Formação Nova Olinda e dos arenitos continentais da Formação Andirá.

A primeira menção a rochas carbonáticas na Bacia do Amazonas foi feita por Hart (1874), a qual denominou estas rochas de “série Itaituba”, que acabou sendo extrapolada para todas as demais camadas de calcários da bacia. Somente a partir dos estudos da Petrobras, na região do município de Itaituba, que a unidade passou a ser formalizada como uma formação. A Formação Itaituba é composta por calcários, dolomitos, arenitos siltitos, folhelhos e evaporitos interpretados como depósitos de planície de maré (Cunha *et al.*, 1994; Matsuda, 2002; Cunha *et al.*, 2007), plataforma carbonática rasa com influência de maré (Figueiras, 1983; Figueiras & Truckenbrodt, 1987; Caputo, 1984; Lima, 2010; Silva, 2014) e planície de maré mista que grada para uma plataforma carbonática representativa de um mar raso (Silva *et al.*, 2015). A referida formação apresenta um contato gradacional com a Formação Monte Alegre, representada pela intercalação de arenitos e dolomitos (Matsuda *et al.*, 2010), e sua porção superior também apresenta contato gradacional com a Formação Nova Olinda, com a intercalação de carbonatos com espessas camadas de evaporitos (Cunha *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2012).

A Formação Itaituba comporta carbonatos fossilíferos depositados durante a transgressão marinha sucedida no Pensilvaniano (Harrington, 1962; Cunha *et al.*, 1994; Almeida & Carneiro, 2004). O conteúdo fossilífero é representado por uma abundante fauna de invertebrados e microfósseis marinhos, compostos por foraminíferos bentônicos, escolecodontes, conodontes, corais, briozoários, crinoides, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, bivalves e braquiópodes (Derby, 1894; Figueiras, 1983; Scmazzon, 2004; Moutinho, 2006). A idade Neobashkiriana-Eomoscoviana é indicada para os depósitos da formação, com base em estudos de co-

nodontes (Lemos & Medeiros, 1996; Lemos & Scmazzon, 2001; Scmazzon & Lemos, 2005; Nascimento *et al.*, 2005, 2009; Scmazzon *et al.*, 2016), fusulinídeos (Petri, 1952; Altiner & Savini, 1995) e palinomorfos (Daemon & Contreiras, 1971; Playford & Dino, 2000 e Nascimento, 2008). Outros trabalhos contribuíram para o acervo paleontológico da formação como: Neves (2009), através das identificações em carbonatos de bioclásticos de braquiópodes, gastrópodes, foraminíferos, equinodermas, bivalves, ostracodes, trilobitas, algas e briozoários; Silva (2014), com a análise de dados faciológicos, microfaciológicos e petrográficos em testemunhos de sondagem; Campos (2015), na identificação de bioclásticos com pelóides, braquiópodes, equinodermos, foraminíferos, pelecípodes, briozoários, gastrópodes e ostracodes; Moutinho *et al.* (2016), na identificação de traços fósseis associados às tafofácies e Silva *et al.* (2023), na identificação de uma nova ocorrência de crinoide na formação, por meio do estudo de colunais e pluricolunais, além da interpretação do ambiente deposicional, através da análise de microfácies carbonáticas que indicam um paleoambiente lagunar com deposição de carbonatos em condições de laguna com circulação aberta progredindo para circulação restrita.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os espécimes descritos neste trabalho foram coletados *in loco*, com total de quatorze amostras, em um afloramento do tipo frente de lavra (Figura 2), localizado na BR-230, município de Uruará-Pá. Posteriormente, foram levados ao Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Oeste do Pará, para a identificação e descrições. Foi elaborado um perfil estratigráfico (Figura 3), que possui uma espessura de aproximadamente 15 metros, composto por intercalações de carbonato puro e marga carbonática, no qual foi indicado o nível em que os fósseis foram coletados. Este perfil foi elaborado através do *software* Adobe Illustrator 2020, assim como os croquis e o bloco diagrama. Para auxiliar na identificação dos espécimes, foi utilizado o estereoscópio binocular da marca *Edulab*. As identificações dos táxons foram baseadas em revisões bibliográficas e artigos especializados. As amostras descritas foram catalogadas de acordo com as iniciais dos gêneros/espécies identificados, tais como: *Brasiliopproductus chandlessi* (BRA-1), primeiro exemplar da coleção. Foram descritos um total de nove táxons: três, ao nível de gênero e, seis, ao nível taxonômico de espécie.

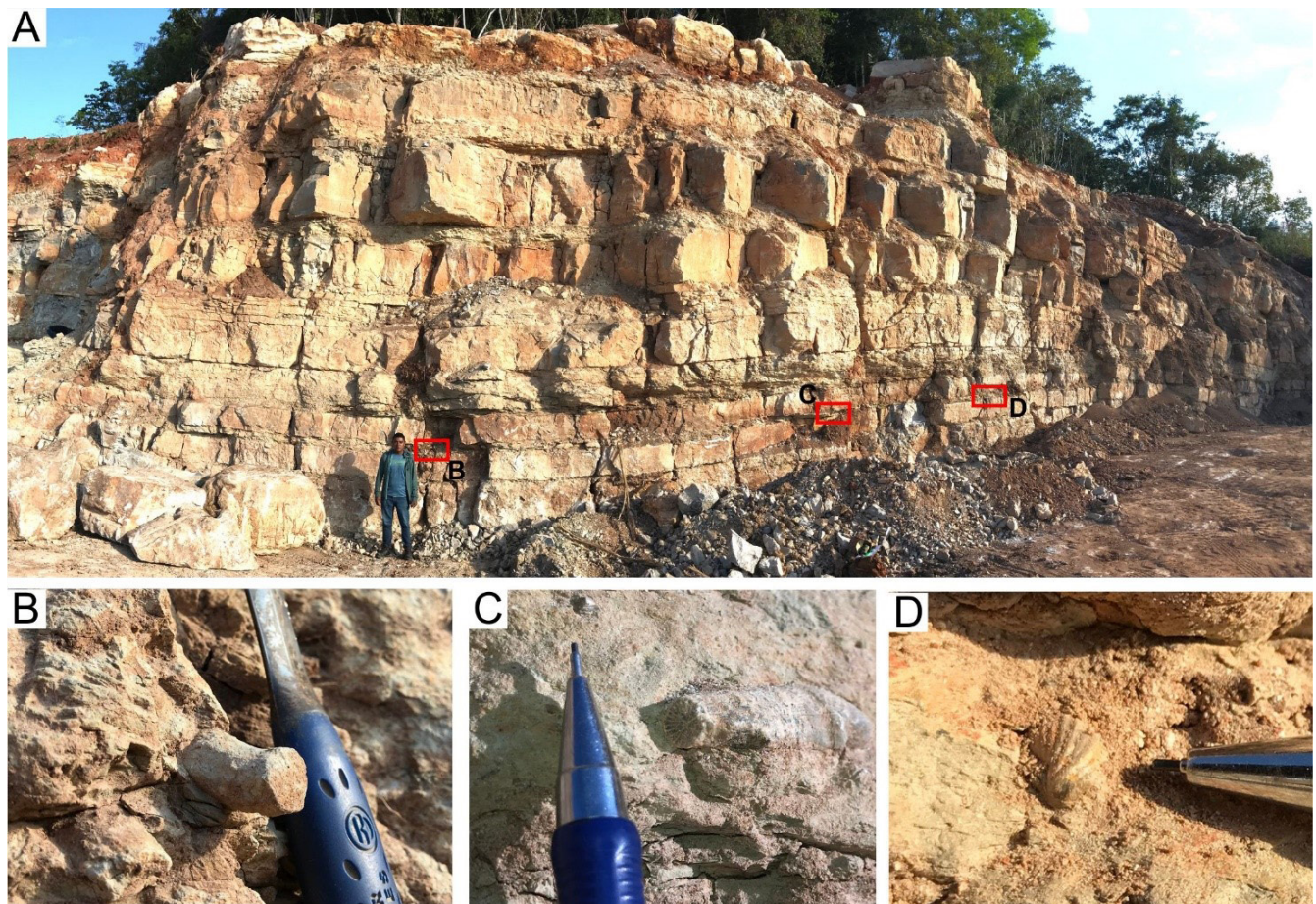


Figura 2 – A. Afloramento do tipo frente de lavra, com destaque para o nível de margá fossilífera, caracterizado pela abundância de B e C) corais e D) braquiópodes.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A classificação taxonômica das espécies seguiu a chave de identificação “*Treatise on Invertebrate Paleontology*” (Williams *et al.*, 2007), além de bibliografia complementar especializada, “*Invertebrate Paleontology and Evolution*” (Clarkson, 1993), para o Filo Brachiopoda Duméril (1806). Para o Filo Bryozoa Ruppert & Barnes (1996), foi utilizado Bassler (1952) e Ruppert & Barnes (1996). Para o Filo Cnidaria Hatschek (1758), a chave de identificação foi o “*Treatise on Invertebrate Paleontology*” (Moore, 1956), além de Boardmán *et al.* (1987). Por fim, a chave de identificação para o Filo Mollusca Margulis & Schwartz (2001) foi baseada em Margulis & Schwartz (2001), como também Clarkson (1993) e Anelli *et al.*, (1999).

Classificação Taxonômica

Reino Animallia
Filo Brachiopoda Duméril, 1806
Classe Strophomenata Williams *et al.*, 1996

Ordem Productida Williams *et al.*, 1996

Família Productidae Gray, 1840

Subfamília Buxtoniinae Muir-Wood & Cooper, 1960

Gênero *Brasilioproductus* Mendes, 1959

Espécie-Tipo *Productus chandlessi* Derby, 1874

Brasilioproductus chandlessi (Derby, 1874)

Figura 4

1874 *Productus chandlessi* Derby, p. 51–53, pl. 4, figs. 1–4, 9–11, 13, 16; pl. 6, fig. 1;

1903 *Productus chandlessi* Derby; Katzer, p. 164, pl. 7, fig. 3a–c.

1933 *Productus (Dictyoclostus) chandlessi* Derby; Reed, p. 520–521.

1938 *Productus semireticulatus chandlessi* Derby; Duarte, p. 22–23, pl. 1, fig. 4; pl. 4, figs. 6–9.
1959 *Brasilioproductus chandlessi* (Derby); Mendes, p. 49–52, pl. 1, figs. 1–4;

1961 *Brasilioproductus chandlessi* (Derby); Mendes, p. 12–13, figs. 11–13;

1985 *Brasilioproductus chandlessi* (Derby); Rocha Campos & Archangelsky, pl. 6, fig. 16.

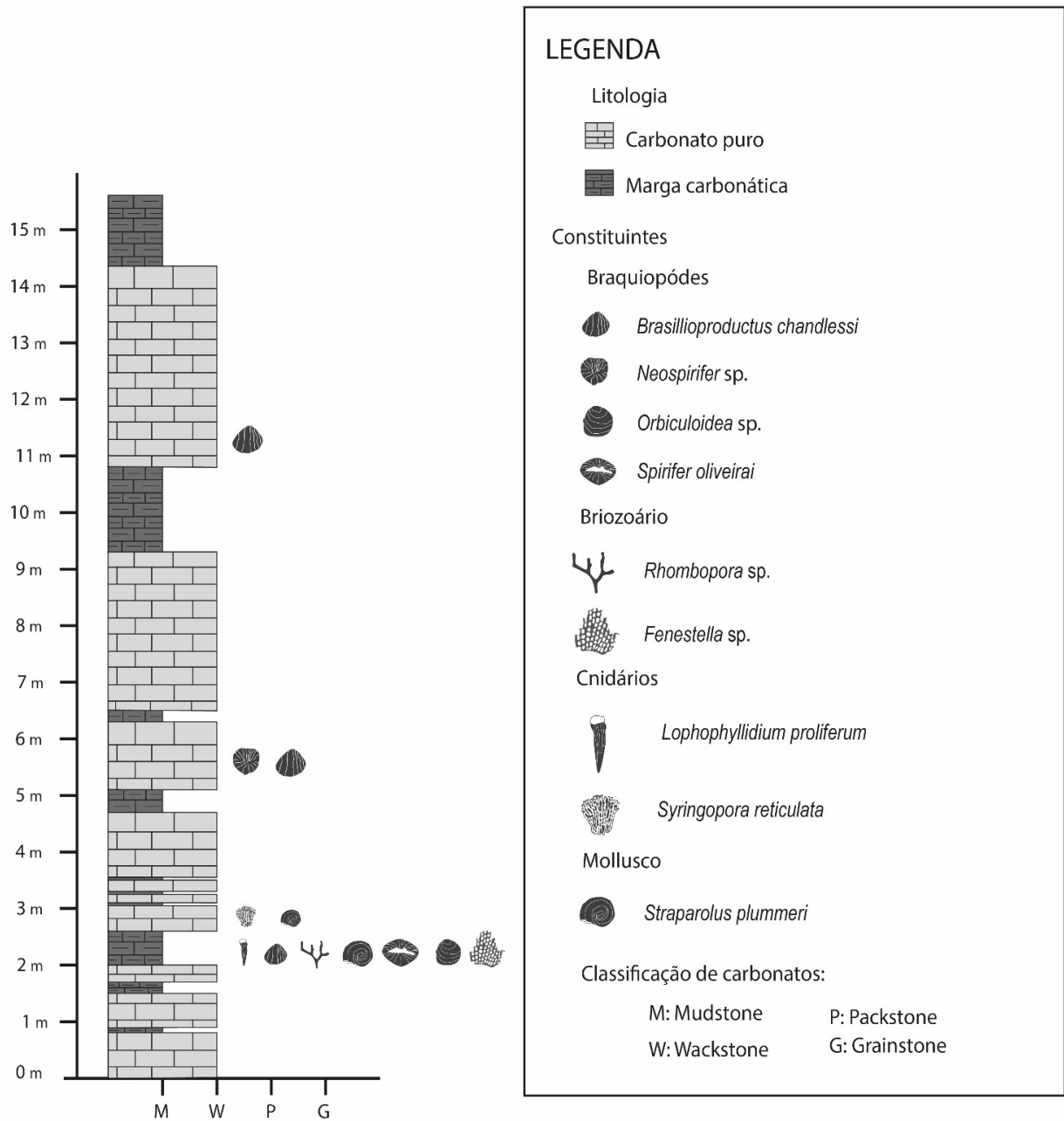


Figura 3. Perfil litoestratigráfico contendo a distribuição do conteúdo fóssilífero da área estudada.

Descrição: Concha geniculada de tamanho médio, côncavo-convexa (Fig. 4A1, A2); com as linhas de comissura rectimarginada, com espaçamentos de 1 mm entre elas (Fig. 4A1, B1). Contorno de sub-retangular a semi-elíptico (Fig. 4A1). Bico levemente encurvado (Fig. 4A2, B2). Presença de marcas de espinhos (Fig. 4 A1, A2, B3).

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: BRA-1: amostra da valva ventral possuindo 34 mm de altura e 46 mm de largura.

Discussão: Mendes (1959) descreve esse gênero com a presença de espinescência da valva dorsal sob padrão bem definido. Essas características morfológicas foram úteis na diferenciação do *Brasilioproductus* de outros gêneros. King (1930) chamou a atenção para a semelhança entre *Brasilioproductus chandlessi* e *Dictyoclostus semistriatus*, porém, King (1930) aponta os caracteres distintivos, como a falta de costelas na última fase do crescimento; na espécie *Dictyoclostus vishnu* (Waagen, 1884), o desaparecimento das costelas se dá mais cedo.

A concha descrita por Reed (1933) como *Productus semistriatus* do rio Urupadi corresponde, possivelmente, a uma variedade alongada de *Brasilioproductus chandlessi*. Outra espécie da Formação Itaituba, *Brasilioproductus cronici* Mendes, 1959, foi criada para as conchas produtivas que são separadas de *B. chandlessi* por suas conchas menores, tamanho, contorno mais alongado e costelas regularmente espaçadas. *B. chandlessi* também se aproxima externamente do gênero *Sandia* que foi tratada como sinônimo júnior de *Brasilioproductus* por

Langenheim (1991) e Gordon *et al.* (1993). Brunton *et al.* (2000) referiram *Sandia* aos *Productellidae* e *Brasilioproductus* aos *Productidae*, porém a espécie-tipo *Sandia brevis* Sutherland & Harlow, 1973 difere de *B. chandlessi* por ter comprimento longitudinal, cristas na trilha e ausência espinhos dorsais.

Amplitude estratigráfica: Carbonífero – Pensilvaniano (Mendes, 1958; Chen *et al.*, 2005)

Distribuição geográfica: Formação Itaituba, Bacia do Amazonas (Derby, 1874; Mendes, 1958).

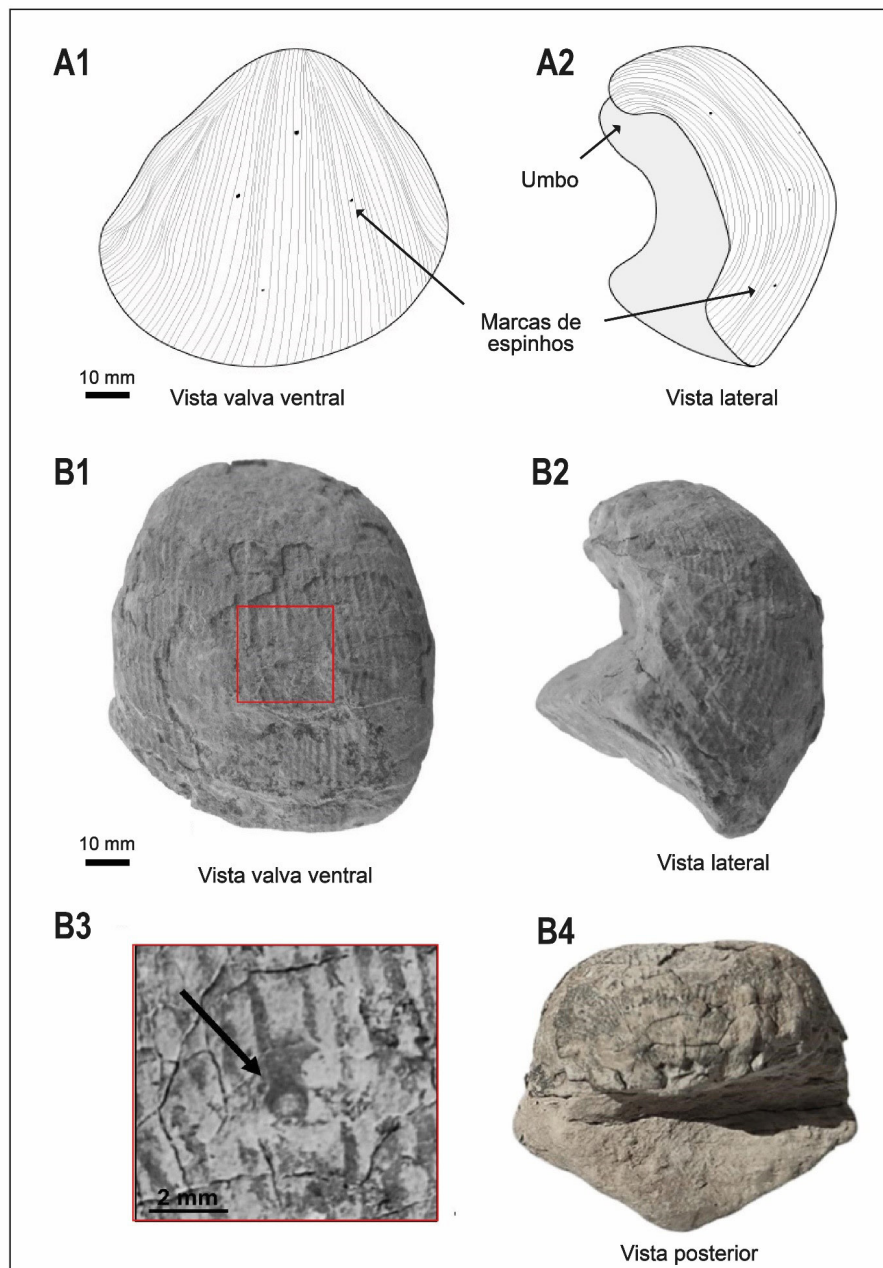


Figura 4. *Brasilioproductus chandlessi*. A1) BRA-1: vista da valva ventral. Seta mostrando as marcas de espinhos; A2) BRA-1: vista lateral com setas mostrando as marcas de espinhos e seu umbo; B1) BRA-1: valva ventral do espécime; B2) BRA-1: vista lateral do espécime; B3) BRA-1: imagem ampliada, com a seta de cor preta indicando a marca de espinho presente na valva ventral; B4) BRA-1: vista posterior do espécime.

Classe Rhynchonellata Williams *et al.* 1996
Ordem Spirifer Waagen, 1883
Família Trigonotretidae Schuchert, 1893
Gênero *Neospirifer* Fredericks, 1924
Espécie-tipo: *Spirifer fasciger* Keyserling, 1846
Neospirifer sp.

Figura 5

Descrição: Os exemplares possuem tamanhos moderados para o gênero, possuindo um perfil biconvexo com comissura plicada (Figura 5). Umbo proeminente encurvado. Sua interária é curta (Fig. 5 A1, A2, B1, B2). Concha em formato de M, onde suas linhas de crescimento não ramificam (Fig. 5 A2, B2, C1, C2). Estas linhas aparecem nas porções laterais das valvas aparentemente mais grossas (Fig. 5 A2, B2) e estão presentes nas dobras do sulco. Sulco mediado e profundo, fica localizado na valva perpendicular do braquiópode (Fig. 5C2).

Ocorrência: Afloramento de carbonatado frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: NEO-1: possui 3 cm de largura; NEO-2: valva perpendicular possuindo 3,5 cm de largura.

Discussão: O exemplar aqui descrito se limitou ao gênero *Neospirifer* Fredericks, 1924, por apresentar partes mal preservadas. O *Neospirifer* é um gênero de braquiópode extinto que possui conchas biconvexas, estróficas, alongadas transversalmente, dobra dorsal e sulco ventral e são encontrados como espécies em rochas marinhas (Williams *et al.*, 1965). A elucidação de um conceito claro de *Neospirifer* foi dificultada pela preservação precária da série sintípica de *Spirifer fasciger* Keyserling (1846), conforme discutido por Licharew (1942) sobre procedimentos taxonômicos incorretos (Ivanov & Ivanova, 1937) e consideração insuficiente pelo provincialismo de gêneros no Permiano (Clarke, 1979). O gênero *Neospirifer* Fredericks, 1924 (*Spiriferidae*, *Neospiriferinae*) foi descrito de sedimentos do Carbonífero superior e Permiano de praticamente todos os continentes (Anelli, 1999). Mendes (1956a) descreveu espécimes silicificados de *Neospirifer dresseri* de sedimentos carbonáticos do Carbonífero superior (Pensilvaniano médio) na Formação Itaituba, Bacia do Amazonas. Espécimes possivelmente relacionados a este gênero foram coletados de sedimentos carbonáticos de mesma idade da parte superior da Formação Piauí (Pensilvaniano médio), Bacia do Parnaíba. Lucio & Anelli (1997) revisaram a morfologia de *Neospirifer dresseri* da Formação Itaituba e discutiram a afinidade ge-

nérica dos espécimes descritos por Mendes (1956a) e, em continuidade com a análise cladística, neste estudo, verificou-se haver a possibilidade de que toda a coleção estudada por Mendes pode agrupar espécies distintas. Com isso, mais tarde, Chen *et al.* (2005), reclassificou a espécie *Neospirifer dresseri* Mendes para *Mesochorispira dresseri* na mesma formação.

Amplitude estratigráfica: Carbonífero inferior ao Permiano (Williams *et al.*, 1965).

Distribuição geográfica: Formações Manacapuru e Itaituba, Bacia do Amazonas (Chen *et al.*, 2005; Mendes, 1956b e Tomassi *et al.*, 2015). Formação Piauí, Bacia do Parnaíba (Anelli, 1999). Apillapampa, Bolívia (Chamot, 1965). Bacia Calingasta-Uspallata, Argentina (Hanger & Gabadirwe, 1999).

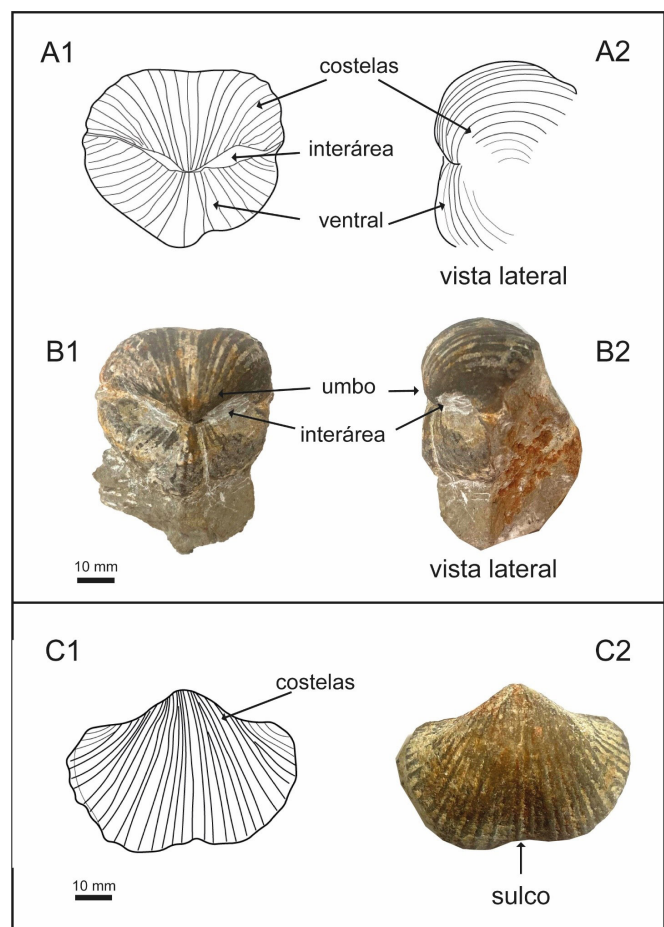


Figura 5. *Neospirifer* Fredericks, 1924. A1-A2) NEO-1: morfologia detalhada; B1-B2) NEO-1: vista frontal e lateral; setas apontando para o umbo e a interárea; C1) NEO-2: morfologia detalhada da segunda amostra; somente a valva perpendicular foi preservada; C2) NEO-2: valva perpendicular, com seta mostrando o sulco.

Classe Lingulata Gorjansky & Popov, 1985
Ordem Lingulida Waagen, 1885
Superfamília Discinoidea Gray, 1840
Família Discinidae Gray, 1840
Gênero *Orbiculoidea* d'Orbigny, 1847
Espécie-tipo *Orbicula forbesii* Davidson, 1848
Orbiculoidea sp.

Figura 6

Descrição: Apresenta linhas de crescimentos em suas valvas e concêntricas bem marcantes (Fig. 6 A1, B1). Possui valvas convexas e subcircular (Fig. 6 A2, B2). As regiões próximas às margens das valvas são mais planas e nas partes se aproximando ao ápice são mais convexas (Fig. 6 A2, A3, B2, B3).

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: ORB-1: valva perpendicular com 4,3 cm de largura e 3,2 cm de altura; ORB-2: valva braquial com 4,6 cm de largura e 3 cm de altura.

Discussão: *Orbiculoidea* originou-se em baixas latitudes no Ordoviciano, floresceu e atingiu uma distribuição muito mais ampla durante o Devoniano ao Permiano e, finalmente, se extinguiu em seus refúgios conhecidos em áreas de latitude média e alta do hemisfério norte no Triássico Superior (Williams *et al.*, 2000). Grande parte dos estudos de braquiópodes na Bacia do Amazonas são limitados a materiais procedentes das expedições chefiadas por Charles Frederick Hart e Orville Adelbert Derby, que ocorreram há mais de 100 anos, o que dificulta o avanço das pesquisas em torno deste grupo na referida bacia. Chen *et al.* (2005) descreveram 19 espécies de braquiópodes na Formação Itaituba, Bacia do Amazonas, e correlacionaram a fauna descrita com as rochas do Mississippiano Superior da Bacia do Amazonas, porém, sem descrição do gênero *Orbiculoidea*. Corrêa & Ramos (2021), em um trabalho sobre a taxonomia da família *Discinoidea* Gray (1840), na Formação Manacapuru, Bacia do Amazonas, proporcionou o reconhecimento de três espécies de *Orbiculoidea* d'Orbigny (1847) sendo *O. baini* Sharpe (1856), *O. bodenbenderi* Clarke (1913) e *O. excentrica* Lange (1943), além de proporem duas novas espécies: *O. xinguenis* e *O. katzeri*. A espécie foi classificada, neste trabalho, como *Orbiculoidea* sp., não podendo ser identificado o seu epíteto específico, pois os espécimes estudados apresentam as rugelas mal preservadas e ápice fragmentado. No entanto, os fósseis estudados possuem semelhanças às espécies *O. baini* e *O. excentrica*, o que reforça a sua identificação como pertencente ao gênero *Orbiculoidea*. Contudo, devido ao mau estado de conservação do material, prefere-se classificá-lo, neste trabalho,

como *Orbiculoidea* sp. Diante dos dados bibliográficos levantados, foi observado que *Orbiculoidea* sp. é o primeiro registro na Formação Itaituba. Este gênero já foi registrado nos estratos Neocarboníferos da Formação Piauí, Bacia do Parnaíba (Anelli, 1999).

Amplitude estratigráfica: Ordoviciano – Carbonífero (Williams *et al.*, 2000)

Distribuição geográfica: Formação Manacapuru, Bacia do Amazonas (Corrêa & Ramos, 2021). Formação Ererê, Bacia do Amazonas (Fonseca & Ponciano, 2011). Formação Barreirinha, Bacia do Amazonas (Rathbun, 1878). Formação Itaituba, Bacia do Amazonas. Argentina, Pré-Cordilheira argentina, Formação Talacasto (Praguiano) (Méndez-Alzola & Sprechmann, 1971); Bolívia, Praguiano (Davila & Rodriguez, 1967); Ilhas Malvinas, Formação Fox bay, Praguiano (Sharpe, 1856) e Uruguai, Formação Cordobes (Praguiano) (Figueiras, 1991). África do Sul, Bokkeveld Beds, Devoniano Inferior (Reed, 1925).

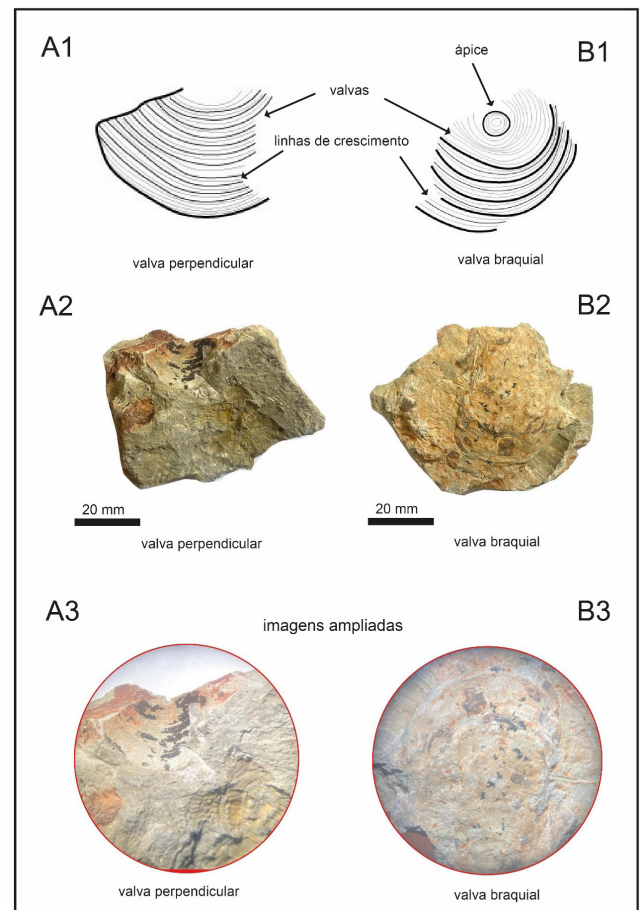


Figura 6. *Orbiculoidea* sp. A1) ORB – 1: valva perpendicular com setas mostrando as linhas de crescimento e valvas; B1) ORB – 2: valva braquial com setas mostrando as linhas de crescimentos, valva e o ápice; A2) ORB – 1: valva perpendicular; imagem do táxon no sedimento; B2) ORB – 2: valva braquial; imagem do táxon no sedimento; A3 e B3) imagens ampliadas do ORB – 1 e ORB – 2.

Classe Rynchonellata Williams *et al.*, 1996

Ordem Spiriferida Waagen, 1883

Família Spiriferidae King, 1846.

Subfamília Spiriferidae King, Schuchert, 1913.

Gênero *Spirifer* Sowerby, 1818.

Espécie-tipo *Spirifer opima* Hall, 1874.

Spirifer oliveirai Mendes (1956)

Figura 7 – 8

1874 *Spirifera opima* Hall. Derby, pp. 15-16, t. 1, f. 4; i. 2, f. 7; i. 4, f. 12.

1894 *Spirifer opimus* Hail (pariim) Hall e Clarke, parte 2, t. 31, figs. 6 e 7.

1903 *Spirifer rockymonlanus* Marcou. Katzer, p. 159, t. 4, f. 3; t. 5, f. 2.

1933? *Spirifer (Brachyhyris) opimus* Hall. Reed, p. 533.

1933 *Spirifer (Brachyhyris) rockymonlanus* Marcou. Reed, p. 533.

1938b *Brachyhyris opimus* Hail. Duarte, p. 29, t. 1, f. 16.

1938b *Brachyhyris rockmontanus* (Marcou) Duarte, pp. 30-31, t. 6, figs. 5-8.

1964 *Spirifer rocky-monfani* Marcou. Dresser, pp. 53-6, t. 5, figs. 7-10; t. 6, fig. 5.

Descrição: Contorno das conchas subtriangular (Fig. 7 e 8), perfil biconvexo, com a valva ventral apresentando convexidade maior na região posterior (Fig. 7A2, A4). Apresenta costelas grossas, bem desenvolvidas (Fig. 7A1, A2), com algumas bifurcações e o seu umbo proeminente arredondado, interárea larga (Fig. 7A3, A4). Possui um sulco e dobra mediana em sua valva ventral (Fig. 7A1, A2). Plicação tripla da comissura zig-zag (Fig. 7A1).

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, Borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: SPI-1: táxon possuindo 3 cm de largura e sua valva possuindo 3,5 cm de altura; SPI-2: táxon possuindo 2,7 cm de largura e sua valva possuindo 3 cm de altura; SPI-3: táxon possuindo 3,8 cm de largura e sua valva possuindo 3,7 cm de altura.

Discussão: Os espiriferidas são conhecidos por possuírem uma das valvas maior e mais convexa do que a outra (Williams *et al.*, 1965; Tassinari & Chemale Jr., 1993) que auxiliam na identificação e classificação

das espécies. Os fósseis do gênero *Spirifer* foram registrados em diversas bacias sedimentares brasileiras, incluindo a Bacia do Paraná e a Bacia do Amazonas (Racheboeuf *et al.*, 2000). A espécie descrita nesse trabalho é a *Spirifer oliveirai*, a qual foi identificada por Mendes (1956b) na Formação Itaituba. Ele descreve que a espécie *Spirifer oliveirai* difere de *S. rockymontanus* Dunbar & Condra, 1932 tanto pelo traçado, como pelo talhe. Aproxima-se mais de *S. opimus* Hall, mas ainda assim atinge maior talhe e o contorno é mais transverso, com o umbo da valva ventral sendo menos proeminente acima da linha de charneira. Hall & Clarke (1894), figuram, lado a lado, ilustrações de *S. opimus* verdadeiro e de espécimes brasileiros que Derby (1874) atribuiu a esta espécie. Observam-se, nitidamente, as diferenças de traçado e de talhe, atingindo o maior detalhe, como o contorno sendo mais transverso eo umbo da valva ventral sendo menos proeminente acima da linha de charneira.

Amplitude estratigráfica: Carbonífero - Pensilvaniano (Mendes, 1956b)

Distribuição geográfica: Formação Itaituba, Bacia do Amazonas (Mendes, 1956);

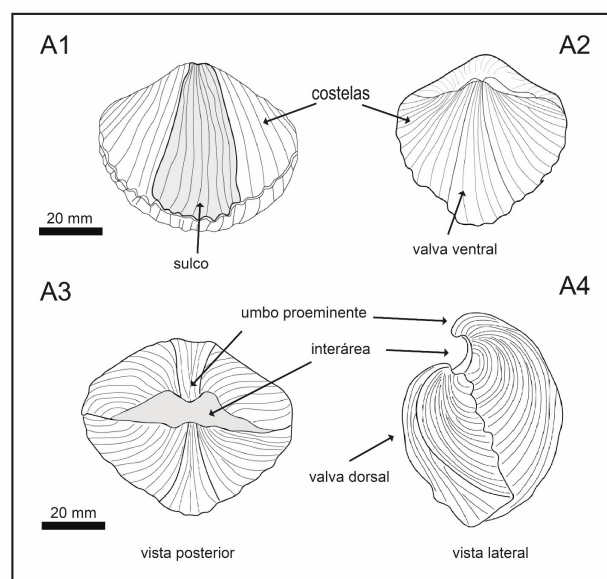


Figura 7. *Spirifer oliveirai*. A1) SPI – 1: sulco e costelas presentes na valva perpendicular; A2) SPI – 1: valva ventral e costelas; A3) vista posterior; setas apontando para o umbo proeminente e a interárea; A4) SPI – 1: vista lateral, setas apontando para a valva dorsal, a interárea e o umbo proeminente.

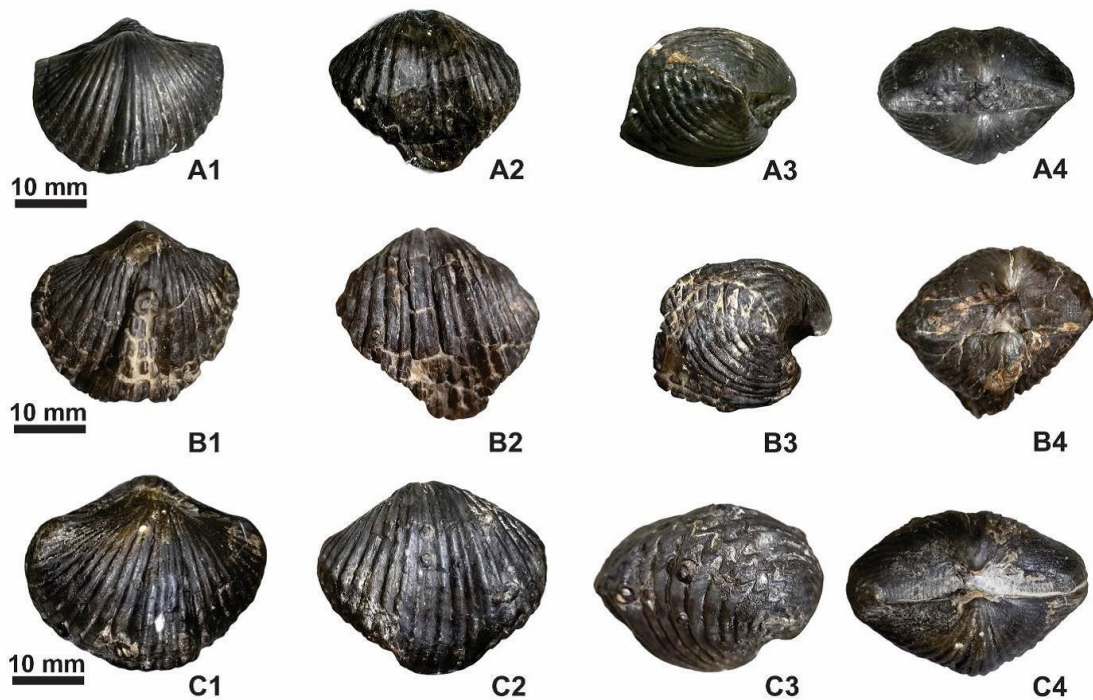


Figura 8. *Spirifer oliveirai*; A1, B1, C1) SPI-1, SPI-2, SPI-3: valva dorsal dos três espécimes representativos; A2, B2, C2) SPI-1, SPI-2, SPI-3: valvas ventrais; A3, B3, C3) SPI-1, SPI-2, SPI-3: perfil lateral dos espécimes; A4, B4, C4) SPI-1, SPI-2, SPI-3: região dorsal traseira dos holótipos.

Filo Bryozoa Ruppert & Barnes, 1996

Classe Stenololaemata Ruppert & Barnes, 1996

Ordem Cryptostomata Vine, 1884

Família Rhomboporidae Simpson, 1895

Gênero *Rhombopora* Meek, 1872

Espécie-tipo: *Rhombopora lepidodendroides* Meek, 1872

Rhombopora sp.

Figura 9

Descrição: Fragmentos de zoários ramosos, apresentando uma estrutura ereta composta por ramos cilíndricos que se ramificam em duas direções em relação ao ramo principal (Fig. 9 A1, B1). O espaço entre os zoécios é estreito e estes são separados por saliências proeminentes (Figura 9 A2, B2).

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: RHO-1 – zoário possuindo 3 mm de diâmetro.

Discussão: Os briozoários da família *Rhomboporidae* formam colônias delicadas, eretas e ramificadas semelhantes a árvores, possuindo zoécios com abertura elíptica ou circular, dispostos em filas longitudinais ou

diagonais regulares e os espinhos curtos podem ocorrer entre as aberturas (Simpson, 1895). Diante destas características, chegou-se à conclusão que o exemplar estudado fazia parte desta família, pertencendo ao gênero *Rhombopora*. Hagman (2011), Ernst *et al.* (2012) e Silva *et al.* (2023) descreveram o gênero como uma colônia ramificada de forma laminar e zoécios com abertura ovalada e dispostos em arranjo de rede, reafirmando as características descritas neste trabalho. Na Bacia do Amazonas, espécies do gênero em questão foram descritas por Derby (1894), na Formação Itaituba, com a espécie *Rhombopora lepidodendroides*. Na Formação Maecuru, as espécies *Rhombopora ambigua*, *Reptaria stolonifera* e *Fenestella paralela* foram descritas por Katzer (1903, 1933).

Amplitude estratigráfica: Ordoviciano superior ao Permiano superior (Clarkson, 1998).

Distribuição geográfica: Formações Maecuru e Itaituba, Bacia do Amazonas (Derby, 1894; Katzer, 1933). Formação Ponta Grossa (Petri, 1948). Parnaíba, Formação Piauí (Anelli, 1999). Lago Titicaca, Bolívia (Sakagami, 1995). Plataforma Russa (Schulga-Nestrenko, 1955). Austrália (Crockford, 1941); China (Ulrich, 1884; Liu, 1980; Yang, 1950).

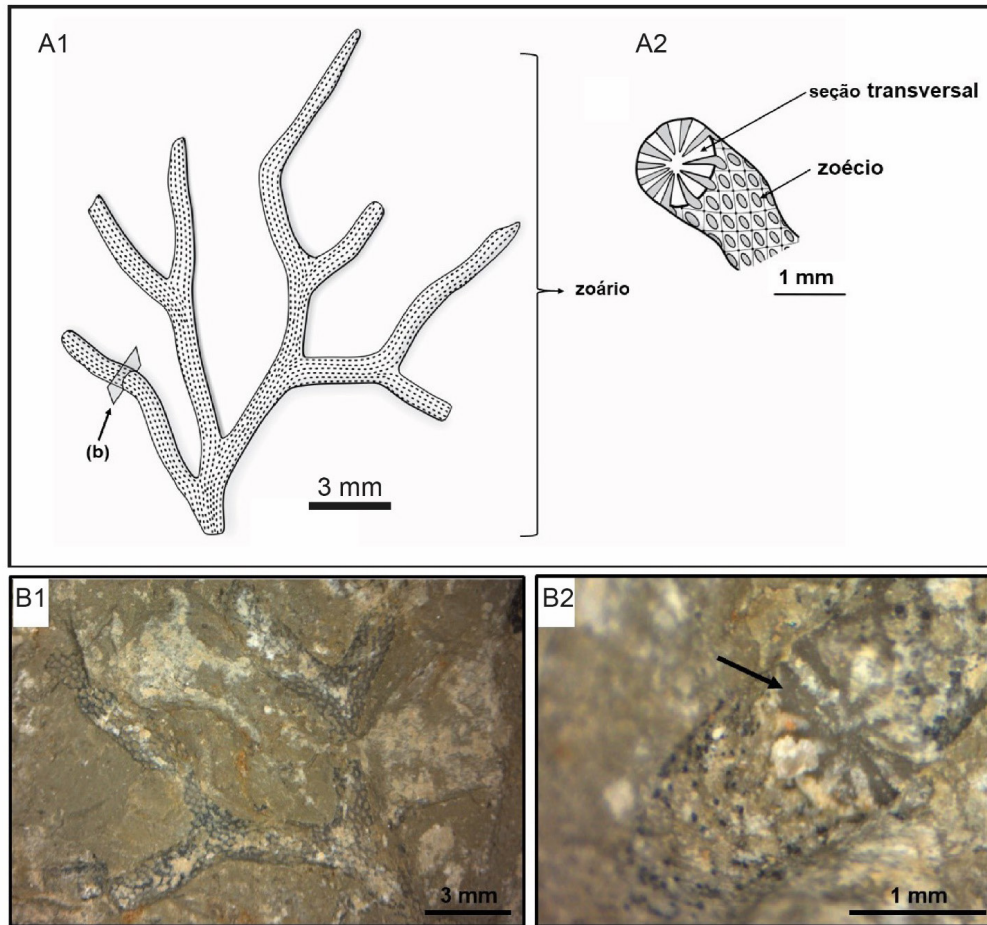


Figura 9. *Rhombopora*. A1, A2) RHO - 1: morfologia do táxon, mostrando detalhadamente o seu zoário e o seu zoécio. B1, B2) RHO - 1: briozoário com ampliação mostrando a seção transversal do arranjo interno dos zoécios.

Filo Bryozoa Ruppert & Barnes, 1996
 Classe Stenolaemata Ruppert & Barnes, 1996
 Ordem Cryptostomata Vine, 1884
 Família Fenestellidae King, 1849
 Gênero *Fenestella* Lonsdale, 1839
 Espécie-tipo: *Fenestella antiqua* (d'Orbigny, 1852)
Fenestella sp.
 Figura 10

Descrição: Apresenta uma forma laminar (Fig. 10 A1), zoécios com abertura ovalada e dispostos em arranjo de rede (Fig. 10 A1, A2, B1). Possuem desenvolvimento em colônias, onde os ramos se dividem em seções transversais mais finas, deixando expostos fenéstulos de forma ovalada e alongados (Fig. 10).

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: FEN-1: zoário possuindo 4 cm de largura.

Discussão: Os zoários do gênero *Fenestella*, no

modo geral, são eretos, reticulados ou fenestrados, com ramos unilaminados e crescimento lateral. Podem apresentar forma em funil ou leque (King, 1850). Os zoécios geralmente apresentam abertura circular ou elíptica e estão dispostos em filas longitudinais. Os espaços retangulares ou ovais entre os zoécios são as fenestras e são conectadas por barras transversais (Silva *et al.*, 2022). As características descritas por estes autores, condiz com o que foi observado para o exemplar descrito neste trabalho, chegando à conclusão do gênero *Fenestella*. Este gênero foi descrito por Katzer (1903) como a primeira caracterização científica da fauna de briozoários na região de Maecuru, localizada na Bacia do Amazonas, juntamente com os gêneros *Polypora* e *Synocladia*, descritos por Derby (1894), na Formação Itaituba. Mora & Tovar (2014) realizaram um estudo que abordou a distribuição temporal de vários gêneros de briozoários, considerando localidades que abrangem desde o período Devoniano até o Permiano. Estudos posteriores, como o de Boardman *et al.* (1983), reforçaram a importância desse gênero de briozoários na interpretação do paleoambiente, observando que eles são reconhecidos e frequentemente encontrados principalmente no período Siluriano e Devoniano da

América do Norte, apresentando uma alta diversidade específica no Devoniano inferior e médio.

Amplitude estratigráfica: Ordoviciano superior – Permiano (Clarkson, 1998).

Distribuição geográfica: Formações Maecuru e Itaituba, Bacia do Amazonas (Derby, 1894; Katzer, 1933; Távora & Cavalcanti, 1996). Formação Piauí, Bacia do Parnaíba (Anelli, 1999). Canadá (Spencer, 1884; Bassler, 1928). Norway Svalbard (Nakrem, 1994); Ireland (Portlock, 1843). Quebec (Twenhofel, 1938).

Filo Cnidaria Hatschek, 1758

Classe Anthozoa Ehrenberg, 1834

Subclasse Rugosa Milne-Edwards & Haime, 1850

Ordem Stauriida Verrill, 1865

Família Lophophyllidae Moore & Jeffords, 1945

Gênero Lophophyllidium Grabau, 1928

Espécie-tipo *Cyathaxonia prolifera* McChesney, 1860.

Lophophyllidium proliferum (McChesney, 1860)

Figura 11

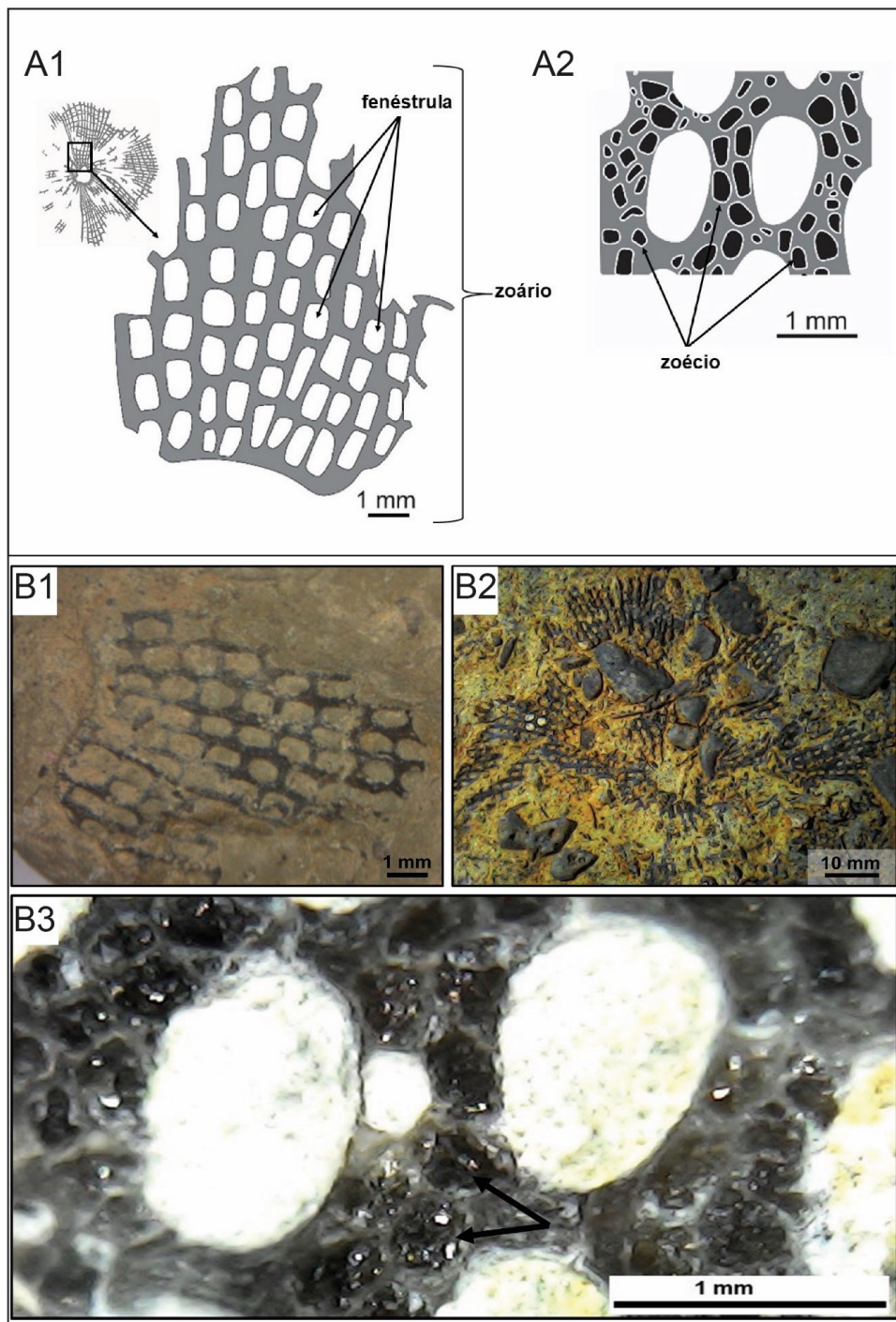


Figura 10. Gênero Fenestella. A1) FEN – 1: morfologia do zoário formando uma estrutura em forma de leque. A2) FEN – 1: Ilustração de feições microscópicas do espécime mostrando múltiplos zoécios ao longo dos ramos. B1 – B2) FEN – 1: zoário formando estrutura em forma de leque. B3) FEN – 1: feições microscópicas do espécime mostrando os múltiplos zoécios em imagem ampliada.

1860 *Cyathaxonia* McChesney, e.p., non Michelin in Gervais, 1840.

1875, 1877, 1884 *Lophophyllum* White; Martin, 1881; Keyes, 1894; Stuckenberg, 1904 c.p.; Duerden, 1906; Lorenz; Brown, 1909; Grabau, 1922; Morningstar, 1922; Soshkina, 1928 e.p.; Kelly, 1930; Huang, 1932; Yoh and Huang, 1932; Merla, 1934; Vojnovsky-Krieger, 1934, non Milne-Edwards & Haime, 1850.

1928 *Sinophyllum* Grabau.

1937 *Malonophyllum* Okulitch and Albritton.

1941 *Soshkincophyllum* Moore and Jeffords, non Grabau, 1928.

1947 *Stereostylus* Jeffords.

1953 *Agarikophyllum* Fomitshev.

1961 *Khmerophyllum* Fontaine.

1967 *Rotiphyllum* Ivanovsky, non Hudson, 1942.

Descrição: Corais pontiagudos na parte basal, alargando-se gradualmente para o topo na forma de um cone invertido (Fig. 11 A1, A3). Apresenta cálice preservado (Fig. 11A2). O contra-septo é estendido para se juntar à coluna axial. Os demais septos alcançam quase o centro, porém, não são unidos diretamente à coluna (Fig. 11A1). As *tabulae* arqueiam para cima em graus variados e se estendem até a coluna axial ou se tornam ligeiramente anastomosadas (Fig. 11A1).

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: LOP-1: coral possuindo 10 mm de diâmetro e 6 cm de altura do cone solitário; LOP - 2: corais possuindo 12 cm de diâmetro e 6,3 cm de altura da colônia.

Discussão: O gênero foi descrito por Grabau (1928), que o descreve como corais solitários de tamanho médio, retos a curvos, de formato cônico a cônicocilíndrico, que apresenta sulcos e cristas longitudinais bem desenvolvidos, que são cruzados por linhas de crescimento transversais e rugas de proeminência variável. Sorauf (1977) conduziu uma análise minuciosa da microestrutura e do teor de magnésio em espécimes coletados do Pensilvaniano inferior em Kentucky, nos Estados Unidos, que contribuiu para a melhora da descrição do gênero. É um gênero frequentemente encontrado em depósitos do Pensilvaniano e foi relevante na Formação Itaituba Pinto (1977), contribuindo para uma melhor compreensão da distribuição temporal e espacial desse gênero durante o período Carbonífero.

A espécie descrita, nesse trabalho, foi designada como *Lophophyllidium proliferum* por meio das características apontadas por Grabau (1928) na descrição original do gênero. Esses corais são geralmente pequenos (menos de 50 mm de comprimento), têm uma única columela que está localizada no centro do cálice onde os septos (partições verticais) se juntam. A descrição desta espécie por McChesney (1860) é citada como um coral pontiagudo abaixo, com cavidade moderadamente profunda e lamelas, frequentemente, mais ou menos distorcidas e alternadas, estendendo-se apenas uma curta distância da margem. O diâmetro do cálice, geralmente, é muito variável. *Lophophyllidium proliferum* distingui-se das espécies do mesmo gênero através do seu tamanho maior e o caráter mais curvo da coralita, simetria da coluna axial e o caráter das *tabulae* arqueadas. A curvatura da coralita nas espécies do Permiano está no plano dos septos alares, enquanto o septo cardinal fica no lado côncavo da coralita, presente na espécie *L. proliferum* Moore & Jeffords, 1941. Já a espécie *L. yakovlevi* Fomitshev, 1938 distingue-se pela coluna grande e sólida, ausência de um estágio maduro brevisseptal fortemente marcado e presença de septos ropalóides distintos em partes imaturas.

Amplitude estratigráfica: Carbonífero - Permiano (Grabau, 1928)

Distribuição geográfica: América do Norte (Grabau, 1928); Grupo Millsap Lake, Texas (Moore Moore e Jeffords 1945); Formação Itaituba, Bacia do Amazonas (Pinto, 1977).

Filo Cnidaria Hatschek, 1758

Classe Anthozoa Ehrenberg, 1834

Subclasse Tabulata Milne-Edwards & Haime, 1850

Ordem Auloporida Sokolov, 1947

Família Syringoporidae Fromentel, 1861

Gênero *Syringopora* Goldfuss, 1826

Espécie-tipo *Syringopora ramulosa* Goldfuss, 1826

Syringopora reticulata Goldfuss, 1826

Figura 12

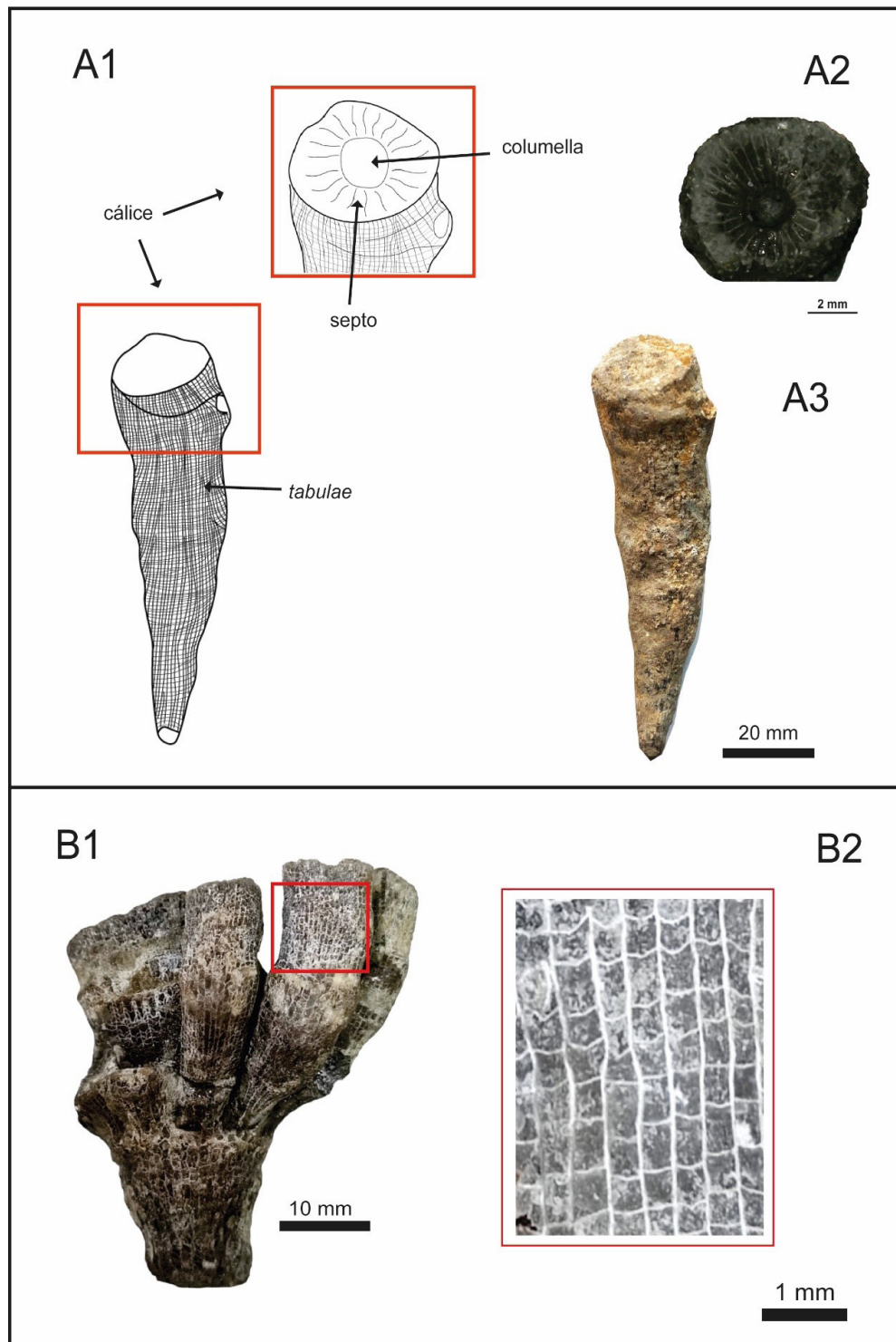


Figura 11. *Lophophyllidium proliferum*. A1) LOP-1: moldes detalhados da morfologia dos táxons. A2) LOP-1: cálice. A3) LOP-1: morfologia do cone solitário. B1) LOP -2: corais em colônia. B2) LOP -2: imagem ampliada detalhando sua morfologia interna.

1826-33 *Syringopora reticulata*, Goldfuss, Petref. Germ. vol. i. p. 76, pi. xxv. fig. 8.

1852 *Syringopora reticulata*, Edwards and Haime, Brit. Foss. Corals, p. 162", pi. xlv. figs. 1, la. 1872 *Syringopora reticulata*, De Eoninck, Nouv. Rech. sur. les Anim. foss. pt. i. 'p. 123, pi. xi. figs. 7, lb

1879 *Syringopora reticulata*, Nicholson, Tabulate Corals, p. 215, fig. 30; and pi. 'x. fig. 5.

1880-1 *Syringopora reticulata*, Nich., Proc. Roy. Soc. Edinburgh, p. 225, fig. 3.

Descrição: A amostra possui uma colônia de corais cilíndricos e tabulados (Fig. 12 A, B), exibindo tábulas pequenas e raramente ramificadas, interligando-as horizontalmente (Fig.12 A). Espinhos ausentes.

Ocorrência: Afloramento de carbonato de frente de lavra, BR-230, município de Uruará; Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas.

Material e medidas: SYR-1: *tabulae* possuindo 0,5 cm de diâmetro.

Discussão: O gênero *Syringopora* foi descrita pela primeira vez por Georg August Goldfuss (1826), como sendo corais tabulados de um grupo que é sempre colonial. Os coralitos são verticais e conectados por pequenos tubos horizontais dos quais compartilhavam tecido comum. Algumas colônias possuíam centenas de coralitos que construíam montes de até um metro de diâmetro. Os representantes de *Syringopora* são componentes faunísticos comuns de corais tabulados do Carbonífero.

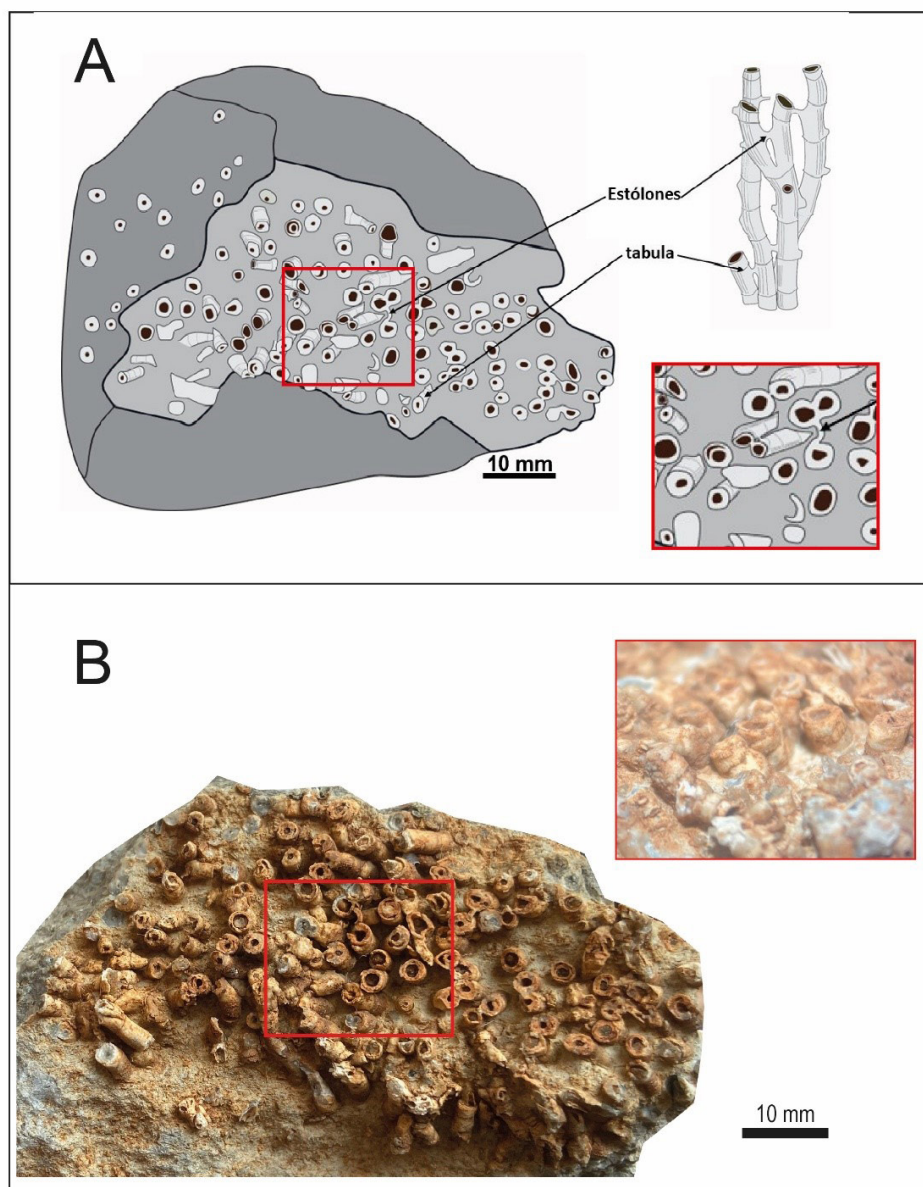


Figura 12. *Syringopora reticulata*. A) SYR – 1: morfologia detalhada do coral indicando os principais constituintes dos coralitos. B) SYR – 1: imagem do coral com ampliação de uma parte da colônia.

Nelson (1962) descreve que esse gênero possui fósseis abundantes, facilmente identificáveis e bem preservados. A espécie identificada, neste trabalho, foi a *Syringopora reticulata* Goldfuss (1826). É um espécime que exibe coralitos de 1,35–1,50 mm de diâmetro, separados por uma distância de 1,0–1,5 mm, os tubos de conexão possuem 1 mm de diâmetro, parede de duas camadas e ocorrem espinhos septais (Tourney *et al.*, 1989). As espécies de *Syringopora* são muito comuns no Mississípiano em todo o mundo, mas não são suficientemente usadas para estratigrafia, paleoecologia e paleogeografia. Isso se deve principalmente à falta de estudos taxonômicos, o que complica a identificação de espécies deste gênero (Ohar, 2022). No modo geral, o que difere as morfologias das espécies são os diâmetros dos seus coralitos e os espinhos. As espécies de *Syringopora longospina* (Tchudinova, 1970) possuem diâmetros menores e espinhos septais muito mais longos (até 0,6 mm) e mais densos. Já a espécie *S. volkensis* (Tchernychev, 1938) difere por diâmetros de coralitos muito menores, *tabulae* profundamente infundibuliforme e canal axial muito mais espesso (0,54 a 0,66 mm). A espessura da parede é semelhante em ambas as espécies.

Amplitude estratigráfica: Ordoviciano-Permiano (Nelson, 1962)

Distribuição geográfica: Europa, Rússia europeia, Sibéria, Ásia Central, Leste Asiático, América do Norte e Austrália (Yabe & Hayasaka, 1915; Sokolov, 1947; Lin, 1963; Nowinski, 1976). Formação Itaituba, Bacia do Amazonas.

Filo Mollusca Margulis & Schwartz, 2001.
Classe Gastropoda Margulis & Schwartz, 2001.

Ordem Euomphalidae Koninck, 1881

Família Euomphalidae Koninck, 1881

Gênero *Straparolus* Monfort, 1810

Espécie-tipo *Euomphalus* Sowerby, 1812

Straparolus plummeri (Knight, 1934)

Figura 13

1921 *Euomphalus* n. sp. Plumer and Moore, Texas, Univ., Bull., 2132, pl. 19, figs. 12-15.

1972b *Straparollus* (*Euomphalus*) n. sp. A: Mount, p. 75, pi. 2, figs. 18, 19, 20.

Descrição: Concha grande em formato espiral com suave elevação (Fig. 13). Possui uma abertura lateral (Fig. 13A, B4) que vai diminuindo em direção ao seu ápice (Fig. 13A). O exemplar apresenta três espirais.

Presença de espiral embrionário mal preservado (Fig. 13A, B).

Material e medidas: STR-1:

Discussão: Os Euomphalidae são conchas, principalmente, discoidais, com umbigo largo, mas variando amplamente em forma. A concha externa pode ser pigmentada. Materiais como outras conchas podem ser cimentadas na superfície externa (Knight *et al.*, 1960). O estudo do gênero *Straparolus* Monfort, 1810, no Carbonífero, por Nutzel (2002), revela que o *protoconch* (concha larval) tem menos de um verticilo planispiral, o qual é umbilicado ou abertamente enrolado, antes de uma transição repentina para o *teleoconch* (concha adulta). A ocorrência do gênero *Euomphalus* Monfort, 1810 foi registrada no Brasil em duas formações geológicas distintas durante o período Pensilvaniano: nas rochas da Formação Itaituba, Bacia do Amazonas, e no calcário Mocambo da Formação Piauí, Bacia do Parnaíba (Anelli, 1999). Porém, foram descritos, como gênero *Straparollus*, todos os *Euomphalidae* devonianos jovens, uma vez que apresentam vários verticilos de formato arredondado na porção inicial de sua concha (Koken, 1889). A espécie identificada neste trabalho foi a *Straparolus plummeri* (Knight, 1934). Espécie esta caracterizada por sua concha discoidal, de espirais baixas, com umbigo ventral muito largo e profundo, e por seu grande tamanho, até cerca de 60mm de diâmetro. A superfície externa do verticilo é moderadamente convexa e curva-se uniformemente na superfície ventral fortemente convexa, o que a difere das espécies do mesmo gênero. A espécie *Euomphalus elegans* (Koninck, 1881) possui 7 espirais, a concha tem mais de 2 cm de largura e 1 a 1,5 cm de altura, possui três espirais arredondadas enroladas planispiralmente, antes de haver uma troncoespiral baixa conectada ao início da formação de uma angulação periférica. Sua base é arredondada e o umbigo é largo e todas as espirais expostas. A espécie *Euomphalus pentagonalis* (Koninck, 1881) tem cerca de 1 cm de altura e 6 espirais. Em verticilos posteriores, a concha torna-se mais planispiral enrolado, com maior aumento em largura do que em altura, de modo que se assemelha a *E. pentangulatus*. Quando mais jovem, a casca estreitamente assemelha-se ao *Straparollus dionysii*, mas começa a enrolar troncoespiralmente após três espirais, as quais são enroladas planispiralmente.

Amplitude estratigráfica: Devoniano – Cretáceo (Moore *et al.*, 1952)

Distribuição geográfica: Formação Itaituba, na Bacia do Amazonas e na Formação Piauí, Bacia do Parnaíba (Anelli, 1999).

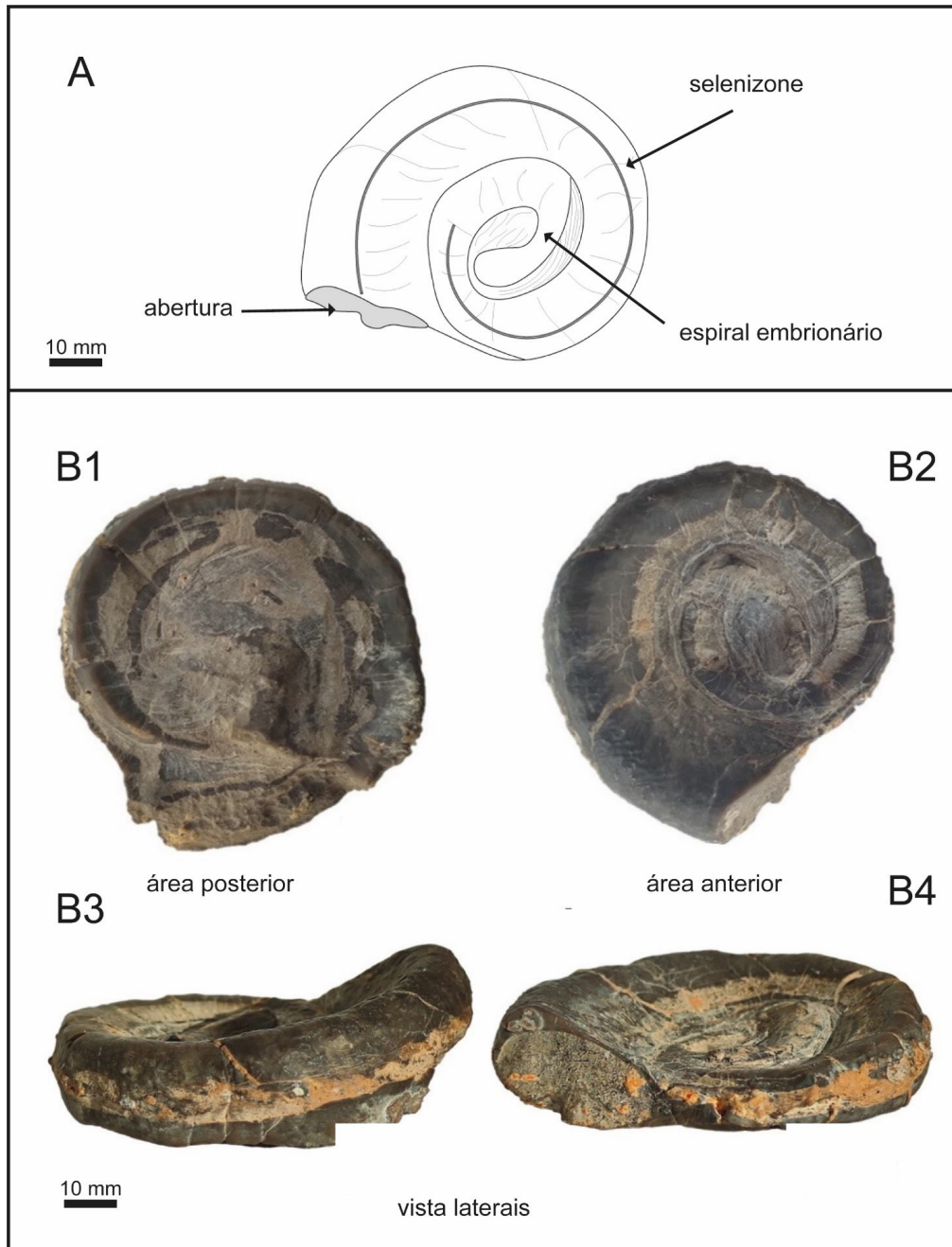


Figura 13. *Straparolus plummeri*. A) STR -1: morfologia detalhada do táxon. B1) STR -1: Área posterior da espiral; B2) STR -1: Área anterior da espiral. B3, B4) STR -1: vista laterais da espiral.

Bioestratigrafia e Abundância Relativa

Este estudo abrange a macrofauna dos carbonatos da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, apresentando fósseis cuja distribuição estratigráfica abrange o intervalo Ordoviciano-Cenozóico. Fósseis de diferentes períodos fornecem uma melhor compreensão sobre a evolução biológica e os eventos paleoambientais que ocorreram ao longo do tempo. Isso inclui uma grande abundância de amostras coletadas, que mostram uma diversidade de braquiopódas comparada aos cnidários, gastrópodes e briozoário (Figura 14).

Foram identificadas duas espécies de braquiopó-

des, *Brasilioproductus chandlessi* e *Spirifer oliveirai*, além de *Neospirifer* sp. e *Orbiculoidea* sp. que ficaram com sua classificação ao nível de espécie em aberto; dois gêneros de briozoários (*Fenestella* sp. e *Rhombopora* sp.); uma espécie de cnidário (*Syringopora reticulata*); uma espécie de gastrópode (*Straparolus plummeri*). A fauna identificada sugeriu que os organismos viveram durante o Carbonífero (Figura 15). A identificação das espécies *Brasilioproductus chandlessi* e *Spirifer oliveirai*, cuja a distribuição bioestratigráfica é restrita ao Pensilvaniano, corrobora com a idade atribuída à Formação Itaituba por Petri (1952a), Playford & Dino (2000), Nascimento *et al.*, (2009) e Scmazzon *et al.*, (2016).

A maioria dos fósseis identificados apresentaram boa preservação. Apenas duas amostras (*Orbiculoidea* sp. e *Neospirifer* sp.) apresentaram feições de desgaste

intenso. Diante dos resultados, foi possibilitada estabelecer a bioestratigrafia da fauna estudada (Figura 15).

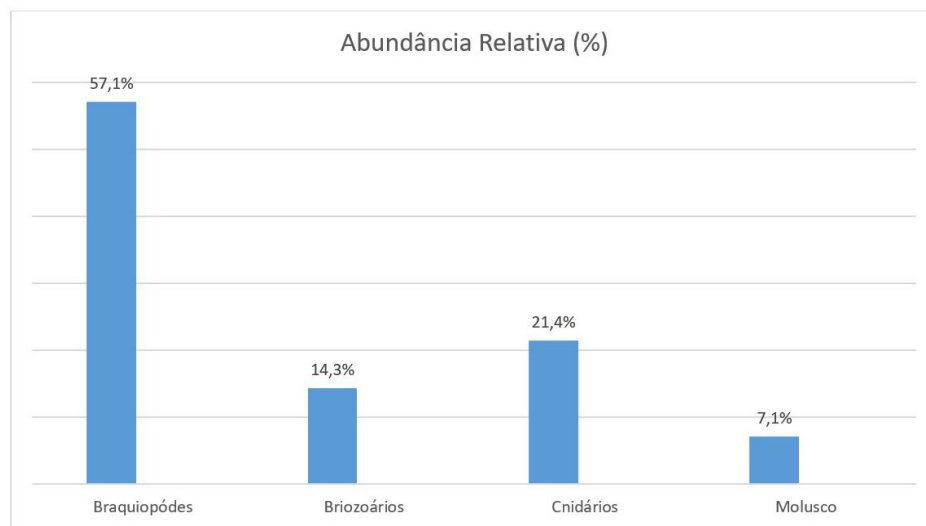


Figura 14. Abundância relativa dos fósseis identificados da Formação Itaituba, na região de Uruará.

Paleoambiente

A partir da identificação taxonômica e abundância relativa dos espécimes, com base nos estudos geológicos prévios da Bacia do Amazonas (Caputo, 1984; Silva, 1996; Matsuda, 2002; Moutinho, 2006), admite-se o desenvolvimento de uma plataforma carbonática intracratônica durante o Neopensilvaniano da bacia. Segundo Ross & Ross (1991) e Matsuda (2002), esta plataforma localizava-se em baixas a médias latitudes, entre aproximadamente 30° e 35° S. Estudos paleoambientais desenvolvidos em carbonatos pensilvanianos da Formação Itaituba (Carozzi *et al.*, 1972; Silva, 1996; Matsuda, 2002; Moutinho, 2006; Neves, 2009; Lima, 2010; Silva, 2014; Silva *et al.*, 2015; Souza, 2016; Moutinho *et al.*, 2016b; Teixeira, 2017) sugerem que a sedimentação carbonática, característica desta formação, foi amplamente dominada por maré, sendo comumente relacionada com três zonas deposicionais distintas: supramaré, intermaré e inframaré. De acordo com Matsuda (2002), a plataforma carbonática Neopensilvaniana da bacia seria do tipo rampa carbonática, similar ao documentado por Irwin (1965), Ahr (1973), Shin (1983), Read (1985) e Burchette & Wright (1992), tendo como exemplo recente a costa do Golfo Pérsico na região de Abu Dhabi, que oferece condições favoráveis para o desenvolvimento e preservação dessas formas de vida.

A grande abundância dos braquiópodes nos carbonatos da Formação Itaituba representada, neste trabalho, pelos gêneros/espécies *Brasilioproductus chan-*

dlessi, *Neospirifer* sp., *Orbiculoidea* sp. e *Spirifer oliveirai*, favorecem a interpretação de ambiente lagunar. Contudo, estes animais filtradores ocupavam diversos nichos ecológicos e eram capazes de se adaptar a diferentes condições de energia e sedimentação. A redução de desarticulação e fragmentação está diretamente relacionada com o transporte do bioclasto. Grandes transportes, ou período excessivo de residência em ambiente de alta energia consequentemente, tende a resultar mais desgaste e desarticulação. Logo, o rápido soterramento contribui para que o bioclasto não sofra transporte ou retrabalhamento, reduzindo a incidência de desarticulação e fragmentação (Moutinho, 2006).

A ocorrência de braquiópodes nas bacias sedimentares brasileiras é registrada nos depósitos do Devoniano nas bacias do Amazonas, na Formação Manacapuru, ocorrendo na parte superior; nas formações Maecuru, Ererê e Barreirinha (Corrêa & Ramos, 2023); Bacia do Parnaíba: formações Pimenteira, Longá, Cabeças e Itaim (Fonseca, 2004; Gama Jr, 2008); Bacia do Paraná: formações Ponta Grossa e São Domingos (Quadros, 1981); e Jatobá, Formação Inajá (Pereira, 2011). Nos carbonatos do Carbonífero, são registrados nas bacias do Amazonas, na Formação Itaituba (Chen *et al.*, 2005; Mendes, 1956a; Mendes, 1957) e Parnaíba, Formação Piauí (Anelli, 1999). Nos depósitos do Permiano, são registrados nas bacias do Acre, Formação Cruzeiro do Sul (Lemos & Silva, 1996) e Paraná, Formação Rio Bonito (Rocha Campos, 1964).

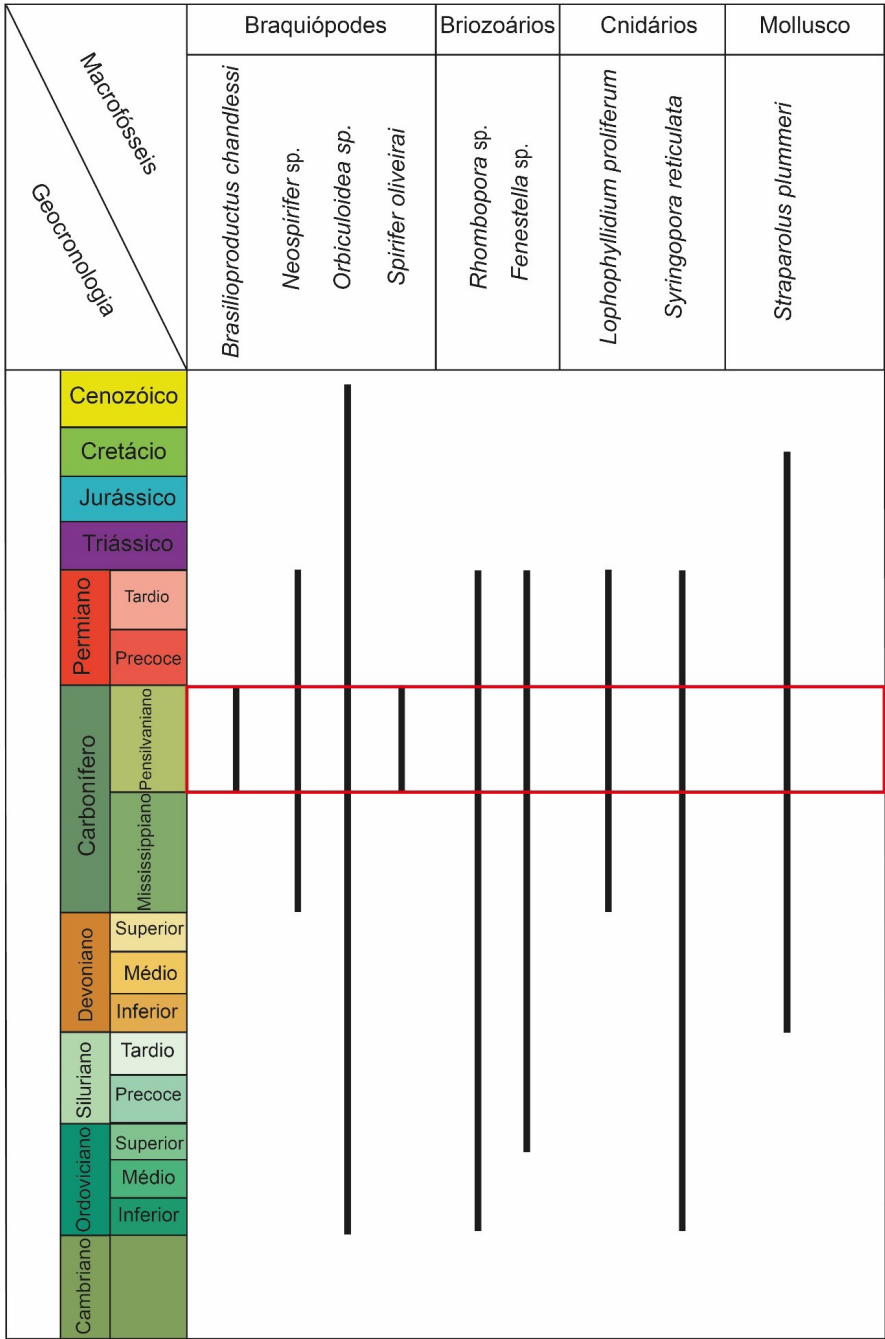


Figura 15. Distribuição biocronoestratigráfica dos macrofósseis identificados neste trabalho, com destaque para a amplitude estratigráfica das espécies *Brasilioproductus chandlessi* e *Spirifer oliveirai*, restringindo a idade da sucessão ao Pensilvaniano. Fonte: modificado de Silva et. al. (2022).

Os gêneros *Rhombopora* sp. e *Fenestella* sp., aqui identificados, pertencem ao filo Briozoa e correspondem a invertebrados marinhos coloniais, suspensívoros e estenoalinos, encontrados no registro fóssil desde o Ordoviciano (Carvalho, 2011; Ruppert & Barnes, 1996). Apresentam-se em formas de colônias incrustantes e eretas, preservados como fragmentos de zoários. Ocorrem, principalmente, em águas rasas, claras, com salinidade normal e oxigenadas da plataforma continental,

podendo ocorrer até a região abissal (Clarkson, 1998). A presença desses briozoários atesta um ambiente marinho raso, temperado, com disponibilidade de carbonato de cálcio e nutrientes, enquanto sua baixa abundância possa estar relacionada a condições ambientais estressantes, como baixa salinidade, taxa de sedimentação moderada a alta, afetando a alimentação destes organismos, sendo bons indicadores paleoambientais e paleoclimáticos (Smith, 1995). No Brasil, o registro

de briozoários fósseis do Devoniano são conhecidos nas bacias do Amazonas, Formação Maecuru (Katzner, 1903; Távora & Cavalcanti, 1996) e Paraná, Formação Ponta Grossa (Petri, 1948). No período Carbonífero, são registrados nas bacias do Amazonas, Formação Itaituba (Derby, 1894; Katzner, 1933) e Parnaíba, Formação Piauí (Anelli, 1999).

Os cnidários, aqui representados pelas espécies *Lophophyllidium proliferum* e *Syringopora reticulata*, representam uma parte da transição entre os períodos Pensilvaniano-Permiano (Cunha, 1994). Corais rugosos, *Lophophyllidium proliferum*, são localizados na zona de intermaré e são organismos de efeitos destrutivos de elevada energia ambiental (Moutinho, 2006). Estes organismos não apresentam estruturas de fixação aos substratos e sua preferência por substratos moles explica sua morfologia curvada, que deve ter favorecido sua fixação e estabilização em sedimentos lamosos (Mendes, 1971; Vasconcelos, 1992), adequados para o desenvolvimento desses organismos construtores de recifes. Já os corais tabulatas, *Syringopora reticulata*, sugerem baixa energia, já que são raramente encontrados em ambientes de alta energia (Clarkson, 2007). Em um estudo recente, Zapalski (2014) estudou isótopos de oxigênio e carbono derivados de esqueletos de corais tabulados do Siluriano ao Permiano (incluindo espécies de *Favosites*, *Syringopora* e *Aulopora*) e descobriu que

alguns espécimes tinham valores isotópicos consistentes com aqueles de hexacorais modernos, os quais abrigam zooxantelas. Isso sugere que alguns corais tabulados paleozóicos abrigavam zooxantelas fotossintéticas, assim como alguns corais modernos. Essa associação parece reportar, pelo menos, ao Siluriano.

O molusco, por sua vez, representado pela espécie *Straparolus plummeri*, pode exibir uma variedade de formas e tamanhos. Este grupo ocupava diferentes habitats ao longo da plataforma rasa, mostrando sua adaptabilidade e é indicador de condições deposicionais durante as fases de mar alto tardio (regressivas) ou de mar baixo (Moutinho, 2006).

A associação fóssil de invertebrados marinhos em carbonatos, para a sucessão estudada, foi composta por braquiópodes, briozoários, cnidários e molusco. A ocorrência desses táxons controlada por parâmetros ambientais como profundidade, temperatura, salinidade, disponibilidade de oxigênio e nutrientes, possibilitou a determinação das zonas ambientais, que nos permitiu a interpretação do paleoambiente como um ambiente lagunar com circulação aberta, com posterior evolução para laguna com circulação restrita (Fig. 16).

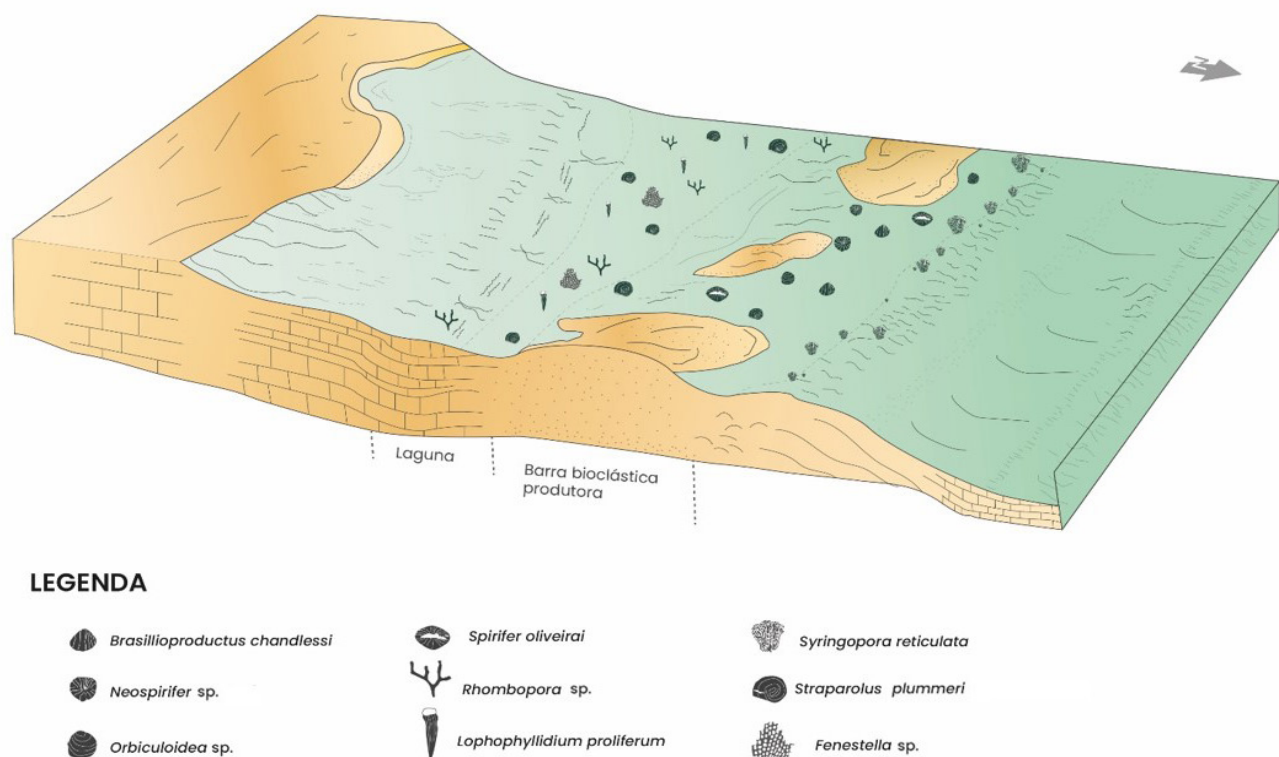


Figura 16. Modelo paleoambiental indicando a distribuição das zonas ambientais, com base nos táxons identificados, que nos permitiu à interpretação do paleoambiente como um ambiente lagunar com circulação aberta, com posterior evolução para laguna com circulação restrita.

CONCLUSÃO

Através das análises taxonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba, identificamos uma fauna composta por um gênero (*Neospirifer* sp.) e três espécies de braquiopódes (*Brasilioproductus chandlessi*, *Orbiculoida* sp., *Spirifer oliveirai*), dois gêneros de briozoários (*Rhombopora* sp. e *Fenestella* sp.), duas espécies de cnidários (*Lophophyllidium proliferum* e *Syringopora reticulata*) e uma espécie de molusco (*Straparolus plummeri*). Foram identificados um total de nove táxons: três, ao nível de gênero e, seis, ao nível de espécie.

Os braquiopódes ocorreram no mesmo nível sedimentar que os cnidários, associados a depósitos de plataforma rasa. Já o molusco ocorreu em diferentes habitats, lagunar com circulação aberta e lagunar com circulação restrita, o que difere dos demais táxons descritos neste trabalho. Os briozoários tiveram sua ocorrência, principalmente em águas rasas, claras, com salinidade normal e oxigenadas da plataforma con-

tinental. Todas as espécies e os gêneros reforçaram a idade carbonífera atribuída à Formação Itaituba, com ênfase às espécies *Brasilioproductus chandlessi* e *Spirifer oliveirai*, que restringiram esta idade ao Pensilvaniano desta formação.

Além de proporcionar a confirmação da idade atribuída à Formação Itaituba, a ocorrência e classificação taxonômica destes organismos, possibilitou a interpretação do paleoambiente como um ambiente lagunar com circulação aberta, com posterior evolução para laguna com circulação restrita nos depósitos da Formação Itaituba.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, que contribuiu para o desenvolvimento deste trabalho através do Edital 01/2023 de Iniciação Científica, assim como ao órgão Fundação Amazônia de Amparo a Estudo e Pesquisas – FAPES-PA, que, por um ano, fomentou esta pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Ahr, W.M. 1973. The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. Transactions: Gulf Coast Association of Geological Societies, 23: 221-225.
- Almeida, F. F. M. & Carneiro, C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Orgs.). Geologia da continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. p. 43-58.
- Altiner, D., R. Savini. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões basins (North Brazil). Revue de Paléobiologie, 14(2):417-453.
- Anelli, L. 1999. Invertebrados Neocarboníferos das formações Piauí (bacia do Parnaíba) e Itaituba (bacia do Amazonas), taxonomia e análise cladística das subfamílias Oriocrassatellinae (Crassatellacea, Bivalvia) e Neospiriferinae (Spiriferoidea, Brachiopoda). Tese de doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo.
- Anelli, L.E.; Leme, J.M.; Oliveira, P.E.; Fairchild, T.R. 2020. Paleontologia. Guia de aulas práticas, uma introdução ao estudo dos fósseis. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 8a ed., 104p.
- Bambach, R.K. 1990. Late Paleozoic Provincialism in the Marine Realm. In: McKerrow, W.C.; Scotese, C.R. (Ed), Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society Memoir 12(1):307-323.
- Bassler, R. S. "Taxonomic Notes on Genera of Fossil and Recent Bryozoa," Journal of the Washington Academy of Sciences, Vol. 42, No. 1, 1952, pp. 381-385.
- Boardman, R. S. *et al.* Treatise on Invertebrate Paleontology, Part G, Bryozoa (revised). Geological Society of America and University of Kansas Press, 1983.
- Boardman, R.S., Cheetham, A.H. & Rowell, A.J. 1987. Fossil Invertebrates. Blackwell Scientific Publications: 713 pp..
- Bouchet, P., J.-P. Rocroi, J. Frýda, B. Hausdorf, W. Ponder, Á. Valdés & A. Warén. 2005. Classificação e nomenclatura de famílias de gastrópodes. *Malacologia* 47 (1-2): 1-397.
- Brunton C. H. C., Lazarev, S. S., Grant R. E. 1995. A review and new classification of the brachiopod order productida. *Paleontology*, 38(4):915-936.
- Brunton, C. H. C., S. S. Lazarev, R. E. Grant, J. G. Jin. 2000. Productidina, p. 424-609. In A. Williams, C. H. C. Brunton, and S. J. Carlson (eds.), Treatise on Invertebrate Palaeontology, Pt. H, Brachiopoda (revised). Volume 3. Linguliformea, Craniiformea and Rhynchonelliformea (part). Geological Society of America and The University of Kansas Press, Lawrence.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Campos, Amélia Carolina Pimenta Parente de, 1988- Paleambiente e quimioestratigrafia da Formação Itaituba, carbonífero da borda sul da bacia do Amazonas, região de Uruará - Pará / Amélia Carolina Pimenta Parente de Campos. – 2015.
- Cao W., Flament, N., Zahirovic, S., Williams, S., Müller, R.D. 2019. The interplay of dynamic topography and eustasy on continental flooding in the late Paleozoic. *Tectonophysics* 761:108-121. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.tect.2019.04.018>.

- Caputo, M. Crowell, J. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological society of America Bulletin. 96:1020-1036.
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Santa Bárbara, Califórnia (EUA), 586p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Ciências da Terra, Universidade da Califórnia
- Carozzi, A.V., Alves, R.J & Castro, J.C. 1972. Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permocarboníferos das Formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas, Brasil. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 26, 1972, Belém. Anais... Belém, SBG, v.3, p. 47-64.
- Carvalho I. S. 2011. Paleontologia: microfósseis, paleoinvertebrados. vol. 2. Rio de Janeiro: Interciência. Carvalho R.G. 1972. Braquiópodes devonianos da Bacia do Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 140 p.
- Carvalho M. G. P., Edgecombe G. D. 1991. Lower-early middle Devonian calmonioid trilobites from Mato Grosso, Brazil, and related species from Paraná. American Museum Novitates, 3022:1-13.
- Carvalho M. G. P., Edgecombe G., Lieberman, B. S. 1997. Devonian calmonioid trilobites from the Parnaíba Basin, Piauí State, Brazil. American Museum Novitates, 3192:1-11. Carvalho M.G.P., Fonseca V.M.M. 1988. Contribuição ao conhecimento dos Trilobites carboníferos das bacias do Amazonas e Parnaíba. An. Acad. Bras. Ciências 60(1):110.
- Carvalho M. G. P., Fonseca V. M. M. 2007. O trilobite 'Dalmánites' maecurua Clarke, 1890 (Devoniano Médio, Bacia Amazônica, Brasil) e o novo gênero Amazonaspis (Synphoriidae). American Museum Novitates, n. 3591, 16 p.
- Carvalho M. G. P., Ponciano L. C. M. 2015. The Devonian trilobites of Brazil: A summary. Journal of South American Earth Sciences 64: 217-228.
- Carvalho R.G. 1972. Braquiópodes devonianos da Bacia do Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 140 p.
- Castro, J.C.; Eiras, J.F.; Caputo, M.V. 1988. Paleozóico do Rio Tapajós. In: 35º Congresso Brasileiro De Geologia, Belém, Roteiro das excursões... p 27-44.
- Chen Z.Q., J.I. Tazawa J.I., Shi, G.R., Matsuda, N.S. 2005. Uppermost Mississippian brachiopods from the basal Itaituba Formation of the Amazon Basin, Brazil. Journal of Paleontology, 79(5):907-926.
- Clark, S.H.B. & Mosier, E.L. 1989. Barite nodules in Devonian shale and mudstone of western Virginia. U.S. Geological Survey Bulletin, 1880: 30p.
- Clarke, J. M. 1913. Fósseis devonianos do Paraná. Monograph. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.
- Clarkson E. N. K. 1998. Invertebrate Paleontology and evolution. 4 ed. Blackwell Science, 452 p.
- Clarkson, E.N.K. (1998). *Invertebrate paleontology and evolution*. 4 ed. Oxford: Blackwell Science.
- Corrêa, L.F.A. 2020. Taxonomia de Brachiopoda (Família Discinidae Gray, 1840) da Formação Manacapuru (Siluro-Devoniano), Bacia do Amazonas, Sudoeste do Pará. Tese (Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará).
- 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.
- Cunha, P.R., Melo, J.H.G. & Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2): 227-251.
- Cunha, P.R.C. 2000. Análise estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de seqüências no interior cratônico. Porto Alegre, 263 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cuvier, G. Leçons d'anatomie comparée. Paris, France: Baudouin, Imprimeur de l'Institut National, 1805.
- D'Orbigny, A. (1847). Considérations zoologiques et géologiques sur les Brachiopodes ou Palliobranches. Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, 25(7), 266-269.
- Daemon, R. & Contreiras C. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: SBG Congresso brasileiro de geologia. 25. São Paulo. Anais. 3. 79 - 92p
- Davila, J. & Rodriguez, E. 1967 "The Devonian system in Bolivia and the problem of its base". In: International Symposium on the Devonian System, Calgary, 1967 (D.H. Oswald ed.), 2. Alberta Soc. Petrol. Geol., pp. 921- 935.
- Derby O. A. 1894. The Amazonian Upper Carboniferous Fauna. Journal of Geology 2, (5), p. 480-501. <https://doi.org/10.1086/607000>
- Derby, O. A. (1874) — On the Carboniferous Brachiopoda of Itaituba, Rio Tapajoz, Province of Pará, Brazil: Bull. Cornell Univ. (Science), v. 1, n. 2, 63 pp., 9 pls.
- Derby, O. A. (1894) — The Amazonian Upper Carboniferous Fauna: Journ. Geol., v. 2, n. 5, pp. 480-501, Chicago
- Derby, O. A. On the Carboniferous Brachiopoda of Itaituba, Rio Tapajoz, Province of Pará, Brazil. Bulletin Cornell. Univ. (Science), vol. 1, n. 2, 1874. 63 pp., 9 pls.
- Dunbar, C. O. (1955) — Permian Brachiopod faunas of Central East Greenland: Medd. om Gronland, Bd. 110, n. 3, 169 pp., 32 pis., 22 textfigs.
- Dunbar, C. O. (1957) — Fusuline Foraminifera: Treatise on marine Ecology and Paleoecology, vol. 2 — Paleoecology, Geol. Soc. Am., Memoir 67, pp. 753-754. Et.
- Dunbar, C. O.G. e Condra (1932) — Brachiopoda of the Pennsylvanian System in Nebraska: Bull. Nebraska. Geol. Surv. (2) n. 5, 377 pp., 64 pis.

- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). Classification of carbonaterocks. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 108-122
- Easton, W. H. 1962. Carboniferous formations and faunas of central Montana. United States Geological Survey Professional Papers, 348: 1-126, 13 pls
- Ehrenberg, CG 1834. Beiträge zur fisiologischen Kenntniss der Corallenthiere im allgemeinen, und besonders des Rothen Meeres, nebst einem Versuch zur fisiologischen Systematik derselben. *Kaiserliche Akademie der Wissenschaften, Physikalisch-Mathematische Abhandlungen* 1: 225-380.
- Ernst *et al.* Description of a bryozoan fauna from mud mounds of the Lebanza Formation (Lower Devonian) in the Arauz area (Pisuergra-Carrión Province, Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal Geodiversitas*, 2012.
- Ferreira, A.L.; Rizzotto, G.J.; Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C.; Lopes, R.C.; Oliveira, M.A. 2004. Folha SB.21 – Tapajós. 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, SIG. CPRM, Brasília. CDROM
- Figueiras, A. (1991). Fauna eodevônica del Uruguay. *Revista Técnica da YPF*, 12(1), 57-64.
- Figueiras, A.J.M. 1983. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de AveiroPA. Belém, 135p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Flügel, E. 2010. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application. Berlin, Springer, 996p.
- Fonseca V.M.M. 2004. Chonetoida (Brachiopoda) do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, 62(2):193-215.
- Fromentel, E. de 1861. Introdução ao estudo dos polypiers fosséis. Paris: F. Savy.
- GA Chamot. 1965. Seção Permiana em Apillapampa, Bolívia e seu Conteúdo Fóssil. *Journal of Paleontology* 39(6):1112-1124
- Gama Jr, J.M. 2008. Braquiópodes da Formação Pimenteira (Devoniano médio/superior), na região sudoeste da Bacia do Parnaíba, Município de Palmas, Estado do Tocantins, Brasil. Unpublished Dissertation, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Girty, G.H. 1915. Faunas of the Boone Limestone at St. Joe, Arkansas. *U.S. Geological Survey Bulletin* 598.
- Goldfuss, A., 1826, Petrefacta Germaniae, tam ea, quae in Museo Universitatis Regiae Borussicae Fridericiae Wilhelmae Rhenanae servantur, quam alia quaetunque in Museis Hoeninghusiano, Muenstriano aliisque extant, iconibus et descriptionibus illustrata. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angränzenden Länder, unter Mitwirkung des Herm Grafen Georg zu Münster. 77-164, pls. 26-50, Arnz & Co., Düsseldorf.
- Gordon Jr., M., T. W. Henry, e J. D. Treworgy. 1993. Late Mississippian productoid brachiopods Inflatia, Keokukia, and Adairia, Ozark region of Oklahoma and Arkansas. *Journal of Paleontology Memoir*, 30:1-29.
- Gorjansky, VY; Popov, LE (1985). Morfologia, sistematskoe polozenie e proiskhozhdenie bezzamkovykh braquiópode s karbonatnoj rakovinoj. [A morfologia, posição sistemática e origem dos braquiópodes inarticulados com conchas carbonáticas]. *Paleontologicheskii Zhurnal*. 3: 3-13.
- Grabau, A. (1932) — Principles of Stratigraphy, 3a. ed., 1185 pp., A. G. Seiler, New York.
- Grabau, A.W. Permian Corals of Central West Spitsbergen. II. *American Journal of Science*, 1928.
- Gray, J. E. (1840). Synopsis of the contents of the British Museum. London: British Museum.
- Hageman, S. J. *et al.* Calendar Scale, Environmental Variation Preserved in the Skeletal Phenotype of a Fossil Bryozoan (*Rhombopora blakei* n. sp.), from the Mississippian of Ireland. *Journal of Paleontology*, 2011.
- Harrington, H. 1962. Paleogeographic development of South America. *Bulletin of American association of petroleum geologists*. 46(10):1773-1814.
- Hartt, C. F. Contributions to the geology and physical geography of the Lower Amazonas. *Bulletin of the Buffalo Society of Natural Sciences*, v. I, p. 201-235, 1874.
- Hoare, R. D.; Tang, C. M.; Richards, B. C. British Lower Carboniferous Goniatites. Monograph of the Palaeontographical Society, London, 2014.
- Hoare, R.D., Mapes, R.H. and Brown, C.J., 1982, Some Mississippian and Pennsylvanian rostroconchs from the Mid-continent region: *Journal of Paleontology*, V. 56, p. 123-131.
- Hoare, R.D., Sturgeon, M.T. and Kindt, E.A., 1979, Pennsylvanian marine Bivalvia and Rostroconchia of Ohio: Ohio Department of Natural Resources, Division of Geological Survey, Bulletin 67, 77 p
- ICZN (International Commission on Zoological Nomenclature), 1985. International code of zoological nomenclature adopted by the XX General Assembly of the International Union of Biological Sciences, xx + 698 pp. John Wiley & Sons, New York.
- Irwin, M.L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- Ivanov, A. P. & E. A. Ivanova. 1937. Fauna brachiopod srednego i verkhnego Karbona Podmoskovnogo Basseina (Neopirifer, Choristites). *Trudy Paleozoologicheskogo Instituta Akademii Nauk SSR*, 6(2):1-215.
- Ivanova, A.Y.E. (1972) Main Features of Spiriferid Evolution (Brachiopoda). *Paleontological Journal*, v. 3, p. 309-320.
- Katzer, F. 1903 — Grundzüge der Geologie des unteren Amazonas — gebietes, 296 S., 16 Taf., 1 Karte, Abb., Leipzig.
- Katzer, F. 1933 — Geologia do Estado do Pará: Bol. Museu Paraense, vol. 9, 289 pp., illus. mapa (Trad. anotada), Belém, E. Pará

- Katzer, F. 1903. Grundzuge des geologie des Unteren Amazonas gebietes (des staates Para) In Brasilien, Leipzig. M. Weg., 206 p.
- Keyserling, A. F. M. L. A. Von. 1846. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-land, im Jahre 1843. Carl Kray, St. Petersburg.
- King W. 1846. Remarks on certain genera belonging to the class Palliobranchiata. *Annals and Magazine of Natural History*, 18:26-42.
- King, R. E. 1930 — The Geology of the Glass Mountains, Texas, Part 2, Faunal Summary and correlation of the Permian formations with description of Brachiopoda: *Bull. Univ. Texas* n. 3042, 245 pp., 44 pis.
- King, R. H. 1938 — New Chonetidae and Productidae from Pennsylvanian strata of north-central Texas: *Journ. Paleontology*, v. 12, pp. 257-279, pis. 36-39.
- King, W. 1850. A monograph of the Permian fossils of England. *Palaeontographical Society*, London. 258 p.
- Ledéserf B., Hébert R.L., Grall C., Genter A., Dezayes C., Bartier D., Gérard A. 2009. Calcimetry as a useful tool for a better knowledge of flow pathways in the Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181: 106-114
- King, W. On some families and genera of corals. *Annals and Magazine of the Natural History*, v. 2, 1849. 388-390.
- King, W. Remarks on certain genera belonging to the class Palliobranchiata. *Annals and Magazine of Natural History*, v. 18, 1846. 26-42.
- Knight, J. B., 1934, The gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian outlier: VII the Euomphalidae and Platyceratidae: *Jour. Paleontology*, v. 8, p. 139-166, pls. 20-26.
- Knight, J. B., et al., 1944, in SHIMER, H. W., & SHROCK, R. R., Index fossils of North America, Chapter X, p. 433-479, New York, John Wiley & Sons.
- Knight, J. B., 1941, Paleozoic gastropod genotypes, *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 32, p. 1-510, pls. 1-96.
- Koken, E. (1889): ● die Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Tertiäre. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Suppl. 6: 305-484, pis. 10-14; Stuttgart.
- Koninck, L. G. DE. Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Troisième partie: Gastéropodes. *Annales du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, Série paléontologique*, v. 6, 1881. 1-170, 24 pis. Bruxelles.
- Koninck, L.-G. de. 1841-1844. *Descrição dos animais fósseis encontrados no terreno carbonífero da Bélgica*. Liège: H. Dessain.
- Kozłowski, R. (1913). Fósiles Dévoniens de l'état de Paraná (Brésil). *Annales de Paleontologie*, 8(3), 1-19.
- Lange, F. W. (1943). Novos Fósseis devonianos do Paraná. *Arquivos do Museu Paranaense*, 3, 223-225.
- Lemos W.B., Silva O.A. 1996. Ciclos sedimentares e ocorrências de conodontes e fusulinídeos na Bacia do Acre – Plataforma carbonática da Formação Cruzeiro – Eirunepê, Permiano Inferior. In: V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém – PA. Anais, p.188-191.
- Lemos, V. & Medeiros, R. 1989. Transgressões e regressões cíclicas e ocorrência de conodontes no Morro do Anjo e Atokano da Bacia do Amazonas. IIº Congresso Brasileiro de Paleontologia. Curitiba. 2:961-969.
- Lemos, V. B., Scmazzon, A. K. 2001. Carboniferous biostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil based on conodonts. *Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração de Petróleo*, Rio de Janeiro, 2:131-138.
- Lemos, V.B. 1990. Assembléia de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de doutorado, 259p.
- Lemos, V.B. 1992. Conodontes do Carbonífero das bacias do Amazonas e Solimões: taxonomia, parte I. *Pesquisas*, Porto Alegre. 19:75-93.
- Licharew, B. K. 1942. Ob izmenchivosti nekotorykh priznatov u Spirifer moosakhailensis Davidson i u drugikh skhodnykh s nimi vidovi o "rode" Neospirifer. *Izvestiia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Biologicheskii Nauk*, 1942(1-2):57-69.
- Lima, H.P. 2010. A sucessão siliciclástica carbonática Neocarbonáfera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA). Belém, 149p. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Lin, Baoyu. 1963a. Alguns Tabulata Carboníferos e Permianos da parte Sul da China. *Acta Palaeontologica Sinica* 11(4): 579-596.
- Lin, Baoyu. 1963b. Corais tabulados do Carbonífero Inferior da Região de Nanling. *Memórias do Instituto de Geologia e Paleontologia, Academia Sinica* 3: 1-36.
- M. R. Mudge, E. L. Yochelson, R. C. Douglas, H. Duncan, H. L. Strimple, M. Gordon, Jr., D. H. Dunkle (1962) Stratigraphy and Paleontology of the Uppermost Pennsylvanian and Lowermost Permian Rocks in Kansas: United States Geological Survey Professional Paper: 1-213 - via Catalogue of Life
- Manankov, I. N., 2019. New Spiriferids (Brachiopoda) from the Middle-Late Permian of Northeastern Mongolian Boreal Basin. *Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*, 117647 Russia.
- Margulis, L.; Schwartz, K.V. Cinco reinos: um guia ilustrado dos filões da vida na Terra. Rio de Janeiro: Editora Guanabara Koogan, 2001.
- Margulis, Lynn. Cinco reinos: um guia ilustrado dos filões da Vida na Terra. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan, c2001. 497p., il., 24 cm. Inclui bibliografia e índice. ISBN 8527706350 (broch.).
- Matsuda, N. Dino, R. Wanderley Filho, J. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. Manaus. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12 (2):435-441.
- Matsuda, N. Winter, W. Wanderley Filho, J. Cancela, A. 2010. Roteiros geológicos – O paleozoico da borda Sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós, Estado do Pará. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 18 (1):123-152.

- Matsuda, N.S. 2002. Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil. Tokyo, 223p. Master Thesis, Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo.
- McChesney, J. H. 1860. Descriptions of new species of fossils from the Palaeozoic rocks of the western States. Chicago Academy of Sciences Transactions, 1(1):1-87, pls. 1-9.
- Mendes J. C. 1957. Rynchonellacea, Rostrospiracea e Terebratulacea do Carbonífero do rio Tapajós, Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 6(1):15-34.
- Mendes J. C. 1959. Chonetacea e Productacea Carboníferos da Amazônia. São Paulo Universidade, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Boletim (Geologia 17), 236:1-83.
- Mendes, J. C. (1956b) — Orthotetacea e Dalmanellacea do Carbonífero do rio Tapajós (série Itaituba); Bol. Soc. Bras. Geol. v. 5r n. 1, pp. 11-31, figs. de texto, 4 ests., São Paulo.
- Mendes, J. C. (1956a) — Spiriferacea carboníferos do rio Tapajós (série Itaituba), Estado do Pará, Brasil: Bol. Fac. Fil., Giên. e Letras, Univ. S. Paulo, n. 193, Geologia n. 13, pp. 23-81, figs. de texto, 5 ests., São Paulo.
- Mendes, J. C. 1972. Braquiopodes e Moluscos neocarboníferos da Amazônia (Formação Itaituba). Academia Brasileira de Ciências Anais, 44: 243-246. (In Portuguese)
- Mendes, M.C.S. 2015. Estudo de Palinofácies e Biomarcadores de uma sondagem realizada na região de Alcobaça (Bacia Lusitânica). Porto, 128p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geociências e Ordenamento do Território, Universidade do Porto.
- Milne-Edwards, H. e J. Haime. 1850-1855. Uma monografia dos corais fósseis britânicos. *Sociedade Paleontográfica de Londres, Monografia*, 1850 (parte 1): i-lxxxv+1-71, 1851 (parte 2): 74-145, 1852 (parte 3): 147-210, 1853 (parte 4): 211-244, 1854 (parte 5): 245-299.
- Moore R. C. & Jeffords, R. M., 1968. Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. The University of Kansas Paleontological Institute, 114 p.
- Moore R. C., Lalicker, C. G., Fischer, A. G., 1952. Invertebrate Fossils. New York, McGraw-Hill, 766 p.
- Moore, D. G. & Curran, J. R. 1964. Wave-base, marine profile of equilibrium, and wavebuilt terraces: discussion. Geological Society of America Bulletin, 75(12):1267-1273.
- Moore, R. C., editor. 1956. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F: Coelenterata. University of Kansas Press, Lawrence. 498 pp
- Moore, R.C. and Dudley, R.M., 1944, Cheilotrypid bryozoans from Pennsylvanian and Pennian rocks of the Midcontinent region: Kansas Geological Survey, Bulletin S2, p. 229-408.
- Moore, R.C., 1941, Upper Pennsylvanian gastropods from Kansas: Kansas Geological Survey, Bulletin 38, p. 121-164.
- Mora, A.; Tovar, F. Distribución temporal de la fauna de briozoarios de México durante el Paleozoico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31(3), 408-421, 2014.
- Morton, J.E. 1965. Form and function in the evolution of the Vermetidae. Bulletin British Museum Natural History, Zoology 11: 583-630.
- Morton, L.S. y Herbst, R. 1993. Gastrópodos del Cretácico (Formación Mercedes) del Uruguay. Ameghiniana 30 (4): 445-452.
- Moutinho, L.P. 2006. Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Porto Alegre 325p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Moutinho, L.P., Nascimento, S., Scmazzon, A.K. & Lemos, V.B. 2016a. Trilobites, scolecodonts and fish remains occurrence and the depositional paleoenvironment of the upper Monte Alegre and lower Itaituba formations, Lower – Middle Pennsylvanian of the Amazonas Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 72:76-94.
- Moutinho, L.P., Scmazzon, A.K., Nascimento, S. & Lemos, V.B. 2016b. Taphofacies of Lower Middle Pennsylvanian marine invertebrates from the Monte Alegre and Itaituba formations, part of the outcropped marine sequence of the Tapajós Group (Southern Amazonas Basin, Brazil) e regional palaeoecological models. Journal of South American Earth Sciences, 70: 83-114.
- Mudge M. R., Yochelson E. L., et al (1962) Stratigraphy and Paleontology of the Uppermost Pennsylvanian and Lowermost Permian Rocks in Kansas, United States Geological Survey Professional Paper 323, 1-213
- Muir-Wood, H. and Cooper, G.A., 1960, Morphology, classification and life habits of the Productoidea (Brachiopoda): Geological Society of America, Memoir 81, 447 p.
- Muir-Wood, H. M. (1928) — British Carboniferous Producti, II Productus (sensu stricto); semireticulatus and longispinus groups: Geol. Surv. Great Brit., Memoirs, Paleontology, v. 3, part 1, pp. 1-217, pis. 1-12.
- Muir-Wood, H. M. (1930) — The classification of the British Carboniferous brachiopod subfamily Productinae: An. Mag. Nat. Hist. (10), v. 5, pp. 100-108
- N. W. Archbold e G. A. Thomas. Neospirifer Fredericks, 1924 (Spiriferida, Brachiopoda): A Review. Department of Geology, University of Melbourne, Parkville, Victoria 3052, Australia. Journal Of Paleontology, V. 58, No. 3, P. 626-635, 4 Figs., May 1984.
- Nascimento, S., Lemos, V.B., Scmazzon, A.K., Matsuda, N.S. & Silva, C.P. 2010. First occurrence of Ellisonia, Gondolella and Ubinates (Conodonts) in Itaituba Formation, Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. Gaea: Journal of Geoscience, 6(2): 56-62.

- Nascimento, Sara. Conodontes e a cronoestratigrafia da base da seção pensilvaniana, na Região de Itaituba, Porção Sul da Bacia do Amazonas, Brasil./Sara Nascimento. Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2008. [246 f.].
- Nelson SJ. Corais tabulados permo-carboníferos do Canadá Ocidental. *Journal of Paleontology*. 1962; 36 (5): 953–964.
- Nelson, S.J. 1977. Mississippian syringoporid corals, southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 25: 518-581.
- Nelson, SJ 1977. Corais siringoporídeos do Mississipi, Montanhas Rochosas do sul do Canadá. *Boletim de Geologia do Petróleo Canadense* 25(3): 518–581.
- Neves, M.P. 2009. Petrografia de carbonatos da Formação Itaituba (Carbonífero Superior), Bacia do Amazonas, região de Monte Alegre, PA. Belém, 71p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Nowiński, A. 1976. Tabulata e Chaetetida do Devoniano e Carbonífero do sul da Polônia. *Palaeontologia Polonica* 35: 1–125.
- Nützel, A. 2002. An evaluation of the Recently proposed Palaeozoic Gastropod Subclass Euomphalomorpha. *Palaeontology* 45 (2): 259-266.
- Nützel, A. and Nakazawa, K., Permian (Capitanian) gastropods from the Akasaka Limestone (Gifu Prefecture, Japan), J. Syst. Palaeontol., 2012, vol. 10, no. 1, pp. 103–169. Osnovy paleontologii. Mollyuski – Bryukhonogiye (The Fundamentals of Paleontology. Mollusks–Gastropods), Pchelintsev, V.F. and Korobkov, I.A., Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1960, pp. 1–360.
- Pereira, E. Carneiro, C. Bergamaschi, S. Almeida, F. 2012. Evolução das sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Geologia do Brasil. Hasui, Y. Carneiro, C. Almeida, F. Bartorelli, A. (eds). São Paulo. Editora Beca. 374- 394.
- Pereira, P.A. 2011. Aspectos taxonômicos e paleoecológicos dos braquiópodes e moluscos (bivalves) da Formação Inajá (Devoniano), Bacia do Jatobá (PE). Recife, 128p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.
- Petri S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano Paraense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 129:1-125.
- Petri, S. (1952a) — Ocorrências de foraminíferos fósseis no Brasil: Bol.Fac. Fil., Ciên. Letras, Univ. São Paulo, n. 134, Geologia n. 7, pp. 21-42, ils., São Paulo.
- Petri, S. (1952b) — Fusulinidae do Carbonífero do rio Tapajós, Estado do Pará: Bol. Soc. Bras. Geol., v. 1, n. 1, pp. 30-45, 2 ests. São Paulo.
- Petri, S. (1956a) — Foraminíferos do Carbonífero da Amazônia: Bol. Soc. Bras. Geol. v. 5, n. 2, pp. 17-30, 2 ests., São Paulo. (1956b) — Evaporites from the Carboniferous of the Amazon valley, Brazil; 20° Congresso Intern. Geol., México (Na im pressão).
- Pinto, I. D. Corais Carboníferos da Bacia Amazônica. *Boletim do Museu 51 Paraense Emílio Goeldi, nova série, Geociências*, 1977.
- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajos Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. Stuttgart, Paleontographica Abt. B, 255:1- 46
- Ponciano, L.C.M.O. 2012. Fósseis devonianos da Bacia do Amazonas. Editora Bookess, São Paulo, 144p.
- Quadros R. 1981. Braquiópodes devonianos do afloramento Tope de Fita, Chapada dos Guimarães, Mato Grosso, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53(4):767-784.
- RA Hanger e M. Gabadirwe. 1999. Tafonomia comparativa e paleoecologia de uma fauna glaciomarina, Carbonífero (Westfaliano - Namuriano) La Capilla Fm., Argentina. *Virginia Journal of Science* 50(3):259-268
- Racheboeuf, P. R. et al. The Neotropical Phanerozoic record: Brazil. *Episodes*, 23(3), 175-183, 2000.
- Read, J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 860-878.
- Reed, F. R. C. 1933. Some Upper Carboniferous brachiopods from Brazil. *Annals and Magazine of Natural History*, series 10, 11(65):519–537, 1 pl.
- Reed, F.R.C., Brachiopoda and Mollusca from the Productus limestones of the Salt Range, Paleontol. Indica, Mem. Geol. Surv. India, 1944, New Ser., vol. 23, Mem. 2, pp. 1– 596.
- Ribeiro, Stella Karolayne Damasio Taxonomia de microfósseis pensilvanianos e interpretação paleoambiental da formação Itaituba, borda sul da bacia do Amazonas, região do município de Uruará (PA)./ Stella Karolayne Damasio Ribeiro.- Santarém, 2023. 61 p.: il.
- Rocha Campos, A. C. 1985. Paraguay and Uruguay, South America, p. 216–226. In C. Martinez Diaz, R. H. Wagner, C. F. Winkler Prins, and L. F. Granados (eds.), The Carboniferous of the World. II. Australia, Indian Subcontinent, South Africa, South America and North Africa. IUGS Publication, n. 20, 447 p., Instituto Geologico y Minero de Espana.
- Rocha Campos, A. C., e S. Aarchangelsky. 1985. Biostratigraphy and correlations, South America, p. 226–245, 13 pls. In C. Martinez Diaz, R. H. Wagner, C. F. Winkler Prins, and L. F. Granados (eds.), The Carboniferous of the World. II. Australia, Indian Subcontinent, South Africa, South America and North Africa. IUGS Publication, n. 20, 447 p., Instituto Geologico y Minero de Espana.
- Rocha-Campos, A.C. 1964. Contribuição a Estratigrafia da região de Taió, Santa Catarina. 64p. e anexos. Teses (Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1964).
- Ross, C. & Ross, J. 1985. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*. 13. 194 - 197p.
- Ross, C.A. & Ross, J.R. 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In Wilgus, C. Hastings, B. Posamentier, H. Van Wagoner, J. Ross, C. Christopher, G. Kendall, C. (eds) Sea-level changes: An integrated approach. SEPM. 227-248p.

- Ross, C.A., & Ross, J.R. 1987. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Western Washington University 137p.
- Ruppert E. E. & Barnes, R. D. 1996. Zoologia dos invertebrados. 6ª Edição. São Paulo: Editora Roca. 1028 p.
- Scomazzon, A. 2004. Estudo dos conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano inferior a médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 114 p
- Scomazzon, A.K. & Lemos, V.B. 2005. Diplognathodus occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(3): 203-208.
- Scomazzon, A.K., Moutinho, L.P., Nascimento, S., Lemos, V.B., Matsuda, N.S. 2016. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 65: 25-42.
- Scotese, C. R., & McKerrow, W. S. 1990. Revised world maps and introduction. Geological Society, London, *Memoirs*, 12(1):1-21.
- Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 p.
- Sharpe, D. (1856). Description of Palaeozoic mollusca from South Africa. *Transactions of the Geological Society of London*, 2(7), 206-215.
- Shen, SZ, Zhang, H. Shi, GR, Li, WZ , Xie, JF , Mu, L. e Fan, JX 2013. Paleobiogeografia global de braquiópodes do Permiano Inferior (Cisuraliano). *Gondwana Research*, 24, 104 – 124.
- Shin, E.A. 1983. Tidal flat environments. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds.). *Carbonate Depositional Environments*. Memoir American Association of Petroleum Geologists, 33: 173-210.
- Silva C.F. & Fonseca, V.M.M. 2005. Hábitos de vida dos trilobitas das Formações Maecuru e Ererê, Devoniano da Bacia do Amazonas, Brasil. *Rev. Bras. Paleontol.* 8(1):73-82
- Silva P.A.S. 2014. Paleoambiente e diagênese da Formação Itaituba, Carbonífero da Bacia do Amazonas, com base em testemunho de sondagem, região de Uruará, Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 91p.
- Silva, O.B. 1996. Ciclicidade sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinóforos. Porto Alegre, 331p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, P.A.S., Afonso, J.W.L., Soares, J.L. & Nogueira, A.C.R. 2015. Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. *Geologia USP - Série Científica*, 15(2): 79-98.
- Silva, Y. A. *et al.*, 2022. Caracterização paleoambiental dos depósitos pensilvanianos da Formação Itaituba através da análise de microfácies e invertebrados marinhos, Bacia do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia - Volume 12*.
- Silva, Y. A. *et al.*, 2023. Nova ocorrência de crinoide no Pensilvaniano da Formação Itaituba, Pedreira Caltarém, Norte da Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2023. doi:10.4072/rbp.2023.1.03
- Simpson, G.B. 1895. A handbook of the genera of the North American Palaeozoic Bryozoa. New York State Geological Survey Annual Reports, 14: 403-669
- Simpson, J.H. 1850, Report from the Secretary of War, communicating the report of Lieutenant J.H. Simpson of an expedition into the Navajo country in 1849; and, also, the report of Captain S.G. French relative to the road opened between San Antonio and El Paso de Norte: U.S. 31st Congress, First Session, Senate Executive Document 64, p. 55-138, 146-148.
- Smith A.M., 1995. Paleoenvironmental interpretation using bryozoans: a review. - In: Bosence, D.W., Allison, P.E. (eds.): *Marine paleoenvironmental analysis from fossils*. - Geological Society of London, Special Publication, 83:231-243.
- Sokolov, B. S. New syringoporids from the Taymyr. *Byull. Moskov. O-va. Ispyt. Priir., Otd. Geol.*, 22, 19–28 (in Russian), 1947.
- Sokolov, BS 1947. Novos siringoporídeos do Taymyr. *Byulleten Moskovskogo Obschestvava. Ispytateley Prirody, Otdel Geologicheskoy* 22: 19–28.
- Sorauf, J. E. Microstructure and Magnesium Content in Lophophyllidium from the Lower Pennsylvanian of Kentucky. *Journal of Paleontology*, 51(2), 367-375, 1977.
- Souza, E.S. 2016. Microfácies e interpretação paleoambiental dos carbonatos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) na região do Município de Itaituba – PA. Manaus, 51p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- Sowerby, GB 1822. Comentários sobre os gêneros *Orbicula* e *Crania* de Lamarck, com descrição de duas espécies de cada gênero; e algumas observações provando que a *Patella distortiona* de Montagu é uma espécie de *Crania*. *Transactions of the Linnean Society of London*, 13 , 465 – 472 .
- Sowerby, J. The mineral conchology of Great Britain; or, Coloured figures and descriptions of those remains of testaceous animals or shells, which have been preserved at various times and depths in the earth, 1818.
- Tassinari, C. C. G.; Chemale Jr., F. Braquiópodes do Permiano Inferior da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2), 95-102, 1993.
- Távora V.A. & Cavalcanti, A.K. 1996. Briozoofauna da Formação Maecuru (Mesodevoniano) - Bacia do Amazonas - Estado do Pará. In: 34 Congresso Brasileiro De Geologia, 34, Anais. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 2:292-295.

- Tchudinova I, I. Novye tabuljaty iz Palieozoja Zakavkazia. In: Astrova GG, Tchudinova II, editors. Novye vidy Palieozoicheskikh mshanok i korallor. Moscow: Izdatielstvo Nauka; 1970.
- Tchudinova II, Churkin M, Eberlein GD. Corais sirin-goporideos devonianos do sudeste do Alasca. *J. Paleontol.* 1974; 48 (1): 124–134.
- Teixeira, V.M. 2017. Microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas) na região do Rio Jatapú, AM. Manaus, 49p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- Tomassi H.Z., Almeida C.M., Ferreira B.C., Brito M.B., Barberi M., Rodrigues G.C., Teixeira S.P., Capuzzo J.P., Gama-Júnior J.M., Santos M.G.K.G. 2015. Preliminar results of paleontological salvage at Belo Monte Powerplant construction. *Brazilian Journal of Biology*, 75(3):277-289.
- Torres-Martinez, MA, Sour-Tovar, F. & Pérez-Huerta UM. 2008: Neospiriferinidabraquiópodes (Spiriferida, Trigonotretidae) da Formação Ixtaltepec, Pensilvânia de Estado de Oaxaca, sul do México. *Fósseis e Estratos*, Não. 54, págs. 157 - 166. ISSN 0024-1164.
- Vasconcellos, A. 2000. Bacia do Amazonas-uma via marítima durante o carbonífero médio. *Boletim do museu Emílio Goeldi*. Vol.12. 3-61p.
- Verrill, A. E. Classification of polyps (extract condensed from synopsis of the polyps and corals of the North Pacific exploring expedition under Commodore C. Ringwood and Captain John Rodgers, U.S. Proceedings of the Essex Institute, 4, 145–152, 1865.
- Waagen, W. H. (1985). Brachiopoda. *Palaeontologica Indica*, 13(1), 329-770.
- Waagen, W. H. 1882–1885. Salt Range fossils: Productus Limestone fossils, Pt. 4(2–4): Brachiopoda. *Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologica Indica*, series 13, 1:329–770, pls. 25–86.
- Wagner, PJ, 2002 (1995): Relações filogenéticas dos primeiros gastrópodes anisotroficamente enrolados. – Contribuições do Smithsonian para a Paleobiologia. Vol. 88.
- Wanderley Filho, J. Eiras, J. Cunha, P. Van der Vem, P. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In Hoorn, C. Wesselingh, F. (eds) *Amazonia: landscape and species evolutions A look into the past*. Willey– Blackwell. Amsterdam. p. 29-37.
- Wanderley Filho, J. Eiras, J. Vaz, P. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 15(2):217-225.
- Wanderley filho, J. Travassos, W. Alves, D. 2006. O diabásio nas bacias paleozoicas amazônicas-herói ou vilão? *Boletim de Geociências. PETROBRÁS*, 14(1):177-184.
- Williams A. 1953. The classification of the strophomenoid brachiopods. *Washington Academy of Sciences Journal*, 43(1):1-13.
- Williams A., Brunton C. H. C., Carlson S. J. 1997. In: Kaesler R. L., (ed.) *Treatise on invertebrate paleontology. Part H. Brachiopoda 1 (revised)*. Introduction. Geological Society of America, Lawrence, University of Kansas, p. 473–495.
- Williams A., Carlson, S. J., Brunton, C. H. C., Holmer, L. E., Popov, L. 1996. A supra-ordinal classification of the brachiopoda. *The royal society*, p. 1171-1193.
- Williams A., Rowell A.J., Muir-Wood, H.M., Pitrat, C.W., Schmidt, H., Stehle, F.G., Ager, D.V., Wright, A.D., Elliott, G.F., Amsden, T.W., Rudwick, M.J.S., Hatai, K., Biernat, G., McLaren, D.J., Boucot, A.J., Johnson, J.G., Staton, R.D., Grant, R.E., Jope, H.M., 1965. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda*. Prepared under sponsorship of the Geological Society of America, Inc. Vol 2. p. 523-927
- Williams, A., Carlson, SJ, Brunton, CHC, Holmer, LE , Popov, LE , Mergl, M. , Laurie, JR , Bassett, MG , Cocks, LRM , Rong, J.-Y. , Lazarev, SS , Grant, RE , Racheboeuf, PR , Jin, Y.-G. , Wardlaw, BR , Harper, DAT , Wright, AD e Rubel, M. 2000. Linguliformea, Craniiformea e Rhynchonelliformea (parte) . 1 – 423. Em R. L. Kaesler (ed.) *Tratado sobre paleontologia de invertebrados. Parte H. Brachiopoda 2 (revisado)*. Sociedade Geológica da América e Universidade do Kansas.
- Williams A., Rowell A. J., Muir-Wood H. M., Pitrat C. W., Schmidt H., Stehli F. G., Ager D. V., Wright, Elliott G. F., Amsden T. W., Rudwick M. J. S., Hatai K., Biernat G., McLaren D. J., Boucot A. J., Johnson J. G., Staton R. D., Grant R. E., Jope H. M. 1965. *Treatise on invertebrate paleontology. H. Brachiopoda*. In: Moore R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, 1: 1-906.
- Yabe, H. and Hayasaka, I., 1915, Palaeozoic corals from Japan, Korea and China. II. Halysites, Syringopora, Romingeria, Striatopora, Tetrapora and Syndropora. *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, 22, 79
- Zapalski MK. Evidência de fotossimbiose em corais tabulados paleozóicos. *Anais da Royal Society B-Biological Sciences*. 2014; 281 (1775). 10.1098/rspb.2013.2663
- Zapalski, MK 2002. Novos corais tabulados do Tournaisiano da área de Cracóvia, Polônia. *Acta Geologica Polonica* 52(4): 497–500.

Indícios de ação neotectônica nas bordas das bacias do Pantanal e Paraná: uma análise integrada de parâmetros morfométricos e lineamentos estruturais

Evidence of neotectonics on the edges of the Pantanal and Paraná basins: an integrated analysis of morphometric parameters and structural lineaments

Iara Sena Rocha¹, Amarildo Salina Ruiz², Antonio Paranhos Filho³

RESUMO: A região encontra-se nos limites das Bacias do Pantanal e Paraná, onde manifestações tectônicas vêm ocorrendo desde o cretáceo superior até o presente. Isso se reflete pelo Arco de São Vicente e grandes falhamentos nas adjacências, tais como as Falhas das Parnaíbas, Jaciara-Serra Grande, Poxoréu, Coronel Ponce e São Lourenço, formados ou reativadas a partir da abertura do Atlântico Sul. A Bacia do Pantanal tem sua formação relacionada ao último pulso compressivo da orogenia andina (~2,5Ma). O objetivo do trabalho é avaliar indícios da ação neotectônica, utilizando-se a análise integrada de estruturas rúpteis, lineamentos estruturais, análises RDE (Relação Declividade vs. Extensão) e perfis longitudinais. Os lineamentos mais obtidos foram os de direção NE. Estes ocorreram em maior parte na Bacia do Paraná e controlam trechos em elevação e subsidência, conforme os perfis longitudinais, em concordância com os falhamentos regionais. Na Bacia do Pantanal, os lineamentos NW controlam a maioria dos canais, com exceção do São Lourenço, controlado pela falha homônima (ENE-WSW). Direções N-S, E-S, NW foram relacionadas a trechos em subsidência no limite da Bacia, onde aflora a Província Alcalina de Mimoso, indicando controle estrutural na borda NE da bacia.

PALAVRAS-CHAVE: Neotectônica; Análise RDE; Perfis Longitudinais; Bacia do Pantanal; Arco de São Vicente.

ABSTRACT: The region is located at the boundaries of the Pantanal and Paraná Basins, where tectonic manifestations have been occurring from the Upper Cretaceous to the present. This is reflected by the São Vicente Arch and significant faulting in the vicinity, such as the Parnaíbas, Jaciara-Serra Grande, Poxoréu, Coronel Ponce, and São Lourenço Faults, formed or re-activated since the opening of the South Atlantic. The Pantanal Basin is formed in relation to the last compressive pulse of the Andean orogeny (~2.5 Ma). The objective of the study is to evaluate evidence of neotectonic activity using integrated analysis of brittle structures, structural lineaments, Stream gradient index analysis, and longitudinal profiles. The most prevalent lineaments were oriented in the NE direction, occurring mainly in the Paraná Basin, controlling segments in both uplift and subsidence, as indicated by longitudinal profiles, in accordance with regional faulting. In the Pantanal Basin, NW-oriented lineaments control most channels, except for the São Lourenço, which is controlled by the homonymous fault (ENE-WSW). N-S, E-S, NW directions were associated with subsiding segments at the basin's boundary, where the Alkaline Province of Mimoso outcrops, indicating structural control on the NE edge of the basin.

KEYWORDS: Neotectonics; Stream-gradient index; Longitudinal Profile; Pantanal Basin; São Vicente Arc.

¹ Secretaria de Estado de Meio Ambiente de Mato Grosso – Gerência de Águas Subterrâneas. Rua C, s/n - Centro Político Administrativo, Cuiabá - MT, CEP: 78049-913;

E-mail: iarasenasenarocha@gmail.com (autor correspondente)

² Faculdade de Geociências – FAGEO, Universidade Federal de Mato Grosso - CÂMPUS CUIABÁ. Av. Fernando Corrêa da Costa, nº 2367, Bairro Boa Esperança - Cuiabá - MT; CEP: 78060-900;

E-mail: asruiz@gmail.com

³ Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia – FAENG, Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS - R. Ufms, 527 - Universitário, Campo Grande - MS, CEP 79070-900.

E-mail: antonio.paranhos@ufms.br

INTRODUÇÃO

O termo Neotectônica foi inicialmente proposto por Obruchev (1948) para descrever os movimentos recentes da crosta terrestre. Desde então, diversas definições foram atribuídas ao conceito, refletindo distintas abordagens temporais e metodológicas (Mörner, 1978; Gerbova & Tikhomirov, 1982; Plavides, 1989; Mörner, 1993a). Neste trabalho, adota-se a perspectiva de Plavides (1989), segundo a qual a neotectônica refere-se ao estudo das deformações tectônicas mais recentes, ocorridas após a última grande reorganização estrutural de uma região, reconhecendo que esse marco temporal varia conforme o contexto geológico local.

No Brasil, os estudos em neotectônica destacam a atuação de estruturas herdadas na reativação tectônica desde o Mesozoico, com contribuições significativas de autores como Almeida (1967, 1983, 1986), Hassui (1990), Saadi (1993), Riccomini (1989) e Zalán (2004). Termos como “reativação wealdeniana” (Almeida, 1967), posteriormente atualizada para “ativação meso-cenozoica” (Zalán, 2004), e “tectônica ressurgente” (Hassui, 1990) refletem a recorrência desses processos ao longo da Plataforma Sul-Americana, frequentemente associados à abertura do Oceano Atlântico Sul e à orogenia Andina.

A área de estudo, localizada entre as bacias do Paraná e do Pantanal, é caracterizada por estruturas ativadas ou reativadas desde o final do Paleozoico, como o Lineamento Transbrasiliiano (LTB) (Saadi, 1993), além de registrar eventos sísmicos (Berrocal et al. 1984; IAG/USP, 2023) e importantes controles morfoestruturais sobre a drenagem e a sedimentação (Hales, 1981; Soares et al. 1998; Assine, 2003; Paranhos Filho et al. 2013, 2017; Ribeiro et al. 2018; Mioto et al. 2019; Garcia, Weska & Dantas, 2022).

Embora a atividade tectônica recente na região já seja reconhecida, ainda são limitados os estudos sistêmicos que integram dados morfométricos voltados especificamente à borda nordeste da Bacia do Pantanal. Assim, este trabalho tem como objetivo avaliar os indícios da ação neotectônica na área, utilizando métodos como medição de estruturas rúpteis em campo, análise qualitativa e quantitativa de lineamentos estruturais, uso do índice RDE (Relação Declividade vs. Extensão) e interpretação dos perfis longitudinais de

canais fluviais. A proposta visa contribuir para a compreensão da dinâmica neotectônica na região, ampliando o conhecimento sobre sua influência na evolução da paisagem atual.

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO

A área em estudo se localiza na borda nordeste e noroeste das Bacias Sedimentares do Pantanal do Paraná, respectivamente, e compreende o Grupo Cuiabá (Faixa de Dobramentos Paraguai) e Província Alcalina de Mimoso.

A Faixa Paraguai é representada por metassedimentos do Grupo Cuiabá (Alvarenga, 1988; Alvarenga & Trompette, 1993; Ruiz et al. 1999), intrudidos pelo Granito São Vicente (528 ± 4 Ma, U-Pb; Trivelli et al. 2017), integrante da Província Granitoide Matogrossense (Godoy et al. 2010), relacionada à evolução da faixa (Manzano et al. 2008).

A Bacia do Paraná, por sua vez, é composta por unidades do Grupo Rio Ivai e do Grupo Paraná, incluindo arenitos, diamictitos e folhelhos (Assine et al. 1994; Thomé Filho et al. 2006). Destaca-se a Província Alcalina de Mimoso, constituída pelas Vulcânicas de Mimoso e pelo Complexo Alcalino Ponta do Morro (Sousa, 1997; Sousa et al. 2005), cujas litologias e idades (91,4–84,7 Ma) indicam magmatismo fissural contemporâneo, possivelmente controlado por estruturas da borda oeste da bacia (Batata, 2022).

A Formação Cachoeirinha, composta por arenitos com níveis conglomeráticos e argilitos, ocorre em discordância sobre unidades neocretáceas do Grupo Bauru, com idade atribuída ao Neógeno (Braun, 1971; Assine, 2003). Já os sedimentos da Bacia do Pantanal estão representados pela Formação Pantanal, com fácies coluvionar, aluvionar e terraços, relacionados ao retrabalhamento de sedimentos da Bacia do Paraná (Lacerda Filho et al. 2004).

A Região Falhada das Parnaíbas é um conjunto de falhas normais de direção preferencial NE-SW, tendo sua extensão visual chegando a cerca de 40 quilômetros (Barros et al. (1982), Silva, 2014). Para Barros et al. (1982), estes falhamentos são testemunhos de uma intensa fase de ativação ligada às Falhas de Poxoréu e de Jaciara-Serra Grande.

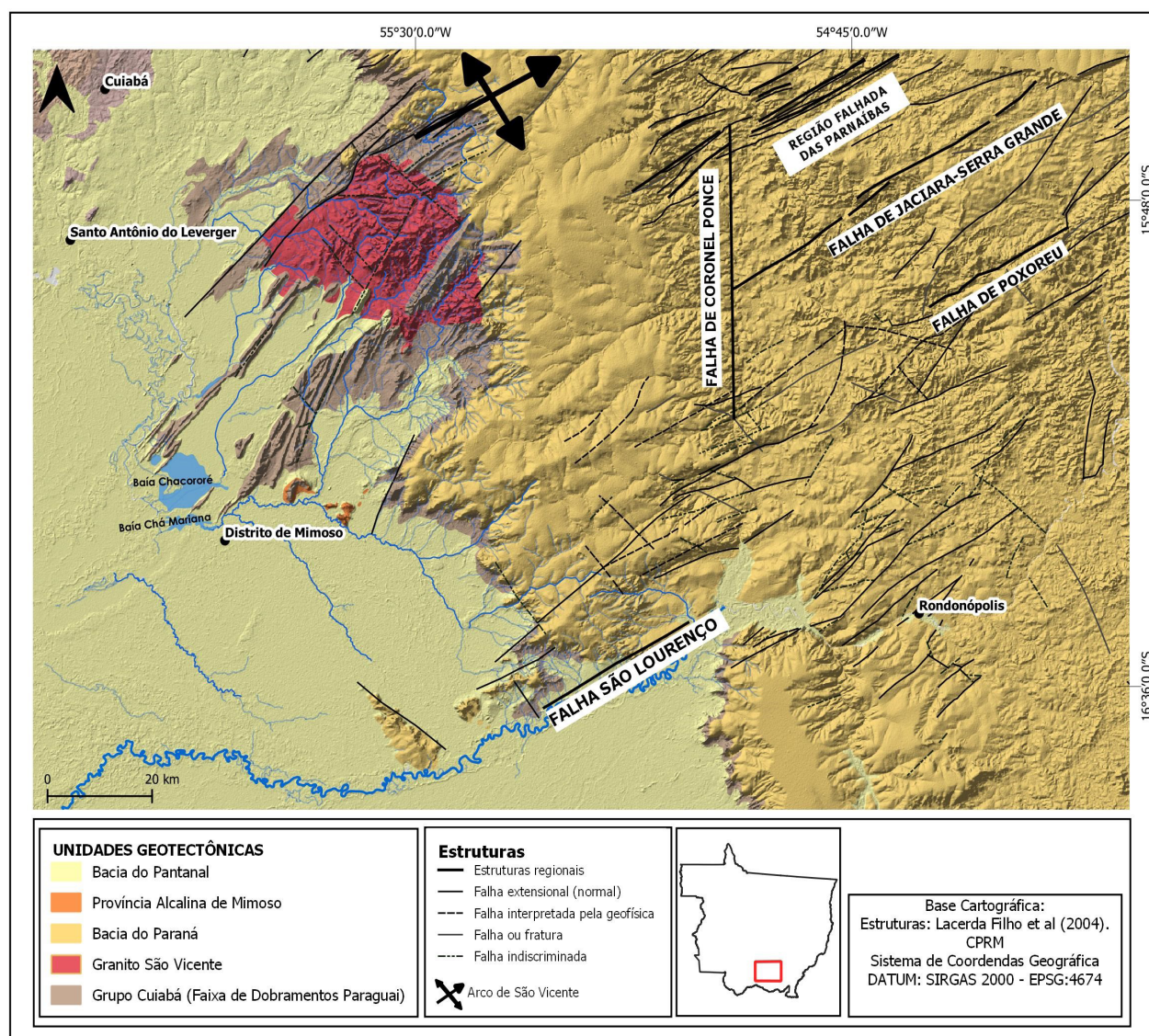


Figura 1. Contexto geotectônico da área em estudo e suas adjacências. Bacia do Paraná ocupando toda área leste do mapa e do Pantanal a área oeste. Em destaque na Bacia do Pantanal os pequenos corpos da Província Alcalina de Mimoso, ao nordeste do distrito homônimo, Granito São Vicente e Grupo Cuiabá. Modificado de Lacerda Filho et al. (2004) e Silva (2014).

Conforme os últimos autores, a Falha de Poxoréu é uma falha normal, de direção preferencial NE-SW. Silva (2014) observa que paralelismo entre vários lineamentos de direção NE propiciam a ocorrência de blocos baixos e altos na região. A Falha de Jaciara-Serra Grande é uma estrutura de 90 quilômetros (Barros *et al.* 1982), que se encontra entre as Falhas das Parnaibas e Poxoréu, possuindo direção paralela às estas últimas. Gonçalves e Schneider (1970) e Barros *et al.* (1982) sugerem que estas três grandes estruturas sejam reflexos do Lineamento Transbrasiliiano.

A Falha do São Lourenço ocorre a sudoeste destas últimas estruturas (Figura 1), sendo uma estrutura antiga reativada no Quaternário (Corradini e Assine, 2012). Para estes últimos autores, ao deixar a Chapada dos Guimarães, o Rio São Lourenço ocorre encaixado

em vale inciso, condicionado sob orientação N65E, reflexo da Falha homônima. Há poucas informações sobre este falhamento regional. No entanto, em imagens de satélite é possível observar que esta estrutura controla o Rio São Lourenço em, pelo menos, 70 quilômetros dentro da Planície Pantaneira.

A Bacia do Pantanal, por sua vez, é uma bacia interior ativa (Assine, 2003), cuja evolução está associada a processos tectônicos e climáticos desde o final do Pleistoceno (Assine, 2003; Assine *et al.* 2015). Autores como Almeida (1959, 1964), Shiraiwa (1994, 1999), Horton & DeCelles (1997) a vinculam ao último pulso compressivo da orogenia Andina (~2,5 Ma). Além disso, estruturas associadas ao LTB também podem ter influenciado sua evolução (Soares *et al.* 1998).

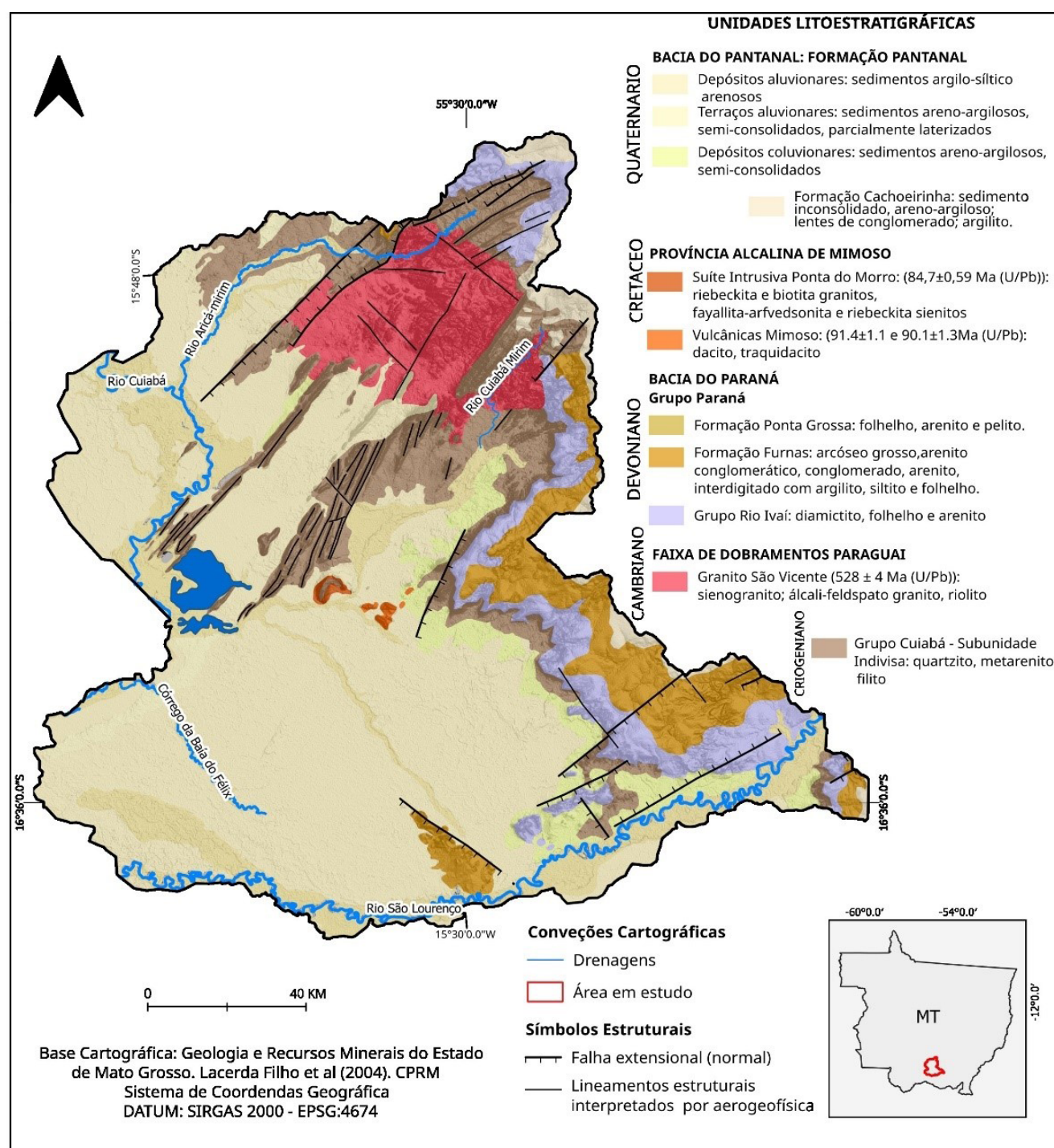


Figura 2. Mapa Geológico da região em estudo. Modificado de (LACERDA FILHO et al. 2004).

MATERIAL E MÉTODOS

Para avaliar se existem indícios da ação neotectônica na área em estudo utilizou-se como métodos a medição em campo de estruturas rúpteis, análise quantitativa e qualitativa de lineamentos estruturais, análises RDE e dos perfis longitudinais dos canais. Em campo foram medidas estruturas rúpteis (falhas e fraturas) do Granito São Vicente e Província Alcalina de Mimoso,

que são as unidades de rochas cristalinas que ocorrem na região.

Os lineamentos estruturais foram obtidos manualmente tendo como base modelo digital de elevação Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Nasa, 2013) em relevo sombreado. Os lineamentos foram traçados obedecendo os limites litológicos cartografados por Lacerda Filho et al. (2004), buscando-se identificar diferenças entre os padrões de lineamentos entre as Unidades Litoestratigráficas.

Trabalho de campo

O levantamento de campo foi realizado em dois dias, com a vqndades de rochas cristalinas da Província Alcalina de Mimoso e do Granito São Vicente.

O difícil acesso aos afloramentos da Província Alcalina dificultou a realização das medições, fato que exigiu uma abordagem complementar neste trabalho. Dessa forma, os dados foram enriquecidos com análises morfométricas e a análise dos lineamentos, além da interpretação de mapas topográficos e imagens de satélite para uma melhor compreensão dos processos neotectônicos locais.

Índice Relação declividade-extensão de curso e análise de perfis longitudinais

O Stream gradient index (Hack, 1973) traduzido por Etchebehere et al. (2004) como Relação Declividade-Extensão de curso (RDE), é um índice geomórfico proposto pelo primeiro autor para detectar alterações ou anomalias em um canal fluvial. São exemplos de anomalias alterações no curso, mudanças no substrato litológico (que determina diferentes resistências à erosão), aporte de carga, desembocaduras de tributários expressivos ou mesmo atividade tectônica.

De acordo com Etchebehere et al. (2006) o índice RDE correlaciona-se com os níveis de energia da corrente, que reflete na sua capacidade transportar sedimentos e erodir o substrato. Caso seja possível eliminar estes fatores, variações no valor de RDE podem indicar ocorrência de processos neotectônicos (Etchebehere et al. 2006). Estudos de RDE são úteis na análise de terreno, uma vez que permitem a comparação entre rios de tamanhos distintos (Santos, Ladeira e Batezelli, 2019). Análises RDE foram utilizadas em vários estudos neotectônicos no Brasil, como Etchebehere et al. (2004), (2006); Souza et al. (2010), Martins e Faria (2011), Rosante et al. (2010), Celarino e Ladeira (2014), Pinheiro e Neto (2015), Belarmino e Bastos (2021) e outros.

De acordo com Hack (1973), o índice RDE pode ser calculado através da razão entre a diferença altimétrica entre a nascente e a foz (ΔH) e o logaritmo natural da extensão total do rio ($\ln L$), onde L é a extensão do rio, conforme Eq. (1).

Para Christofolletti (1980), o perfil longitudinal típico de um rio é côncavo para o céu, onde as maiores declividades se encontram em direção à nascente e decrescem em direção à foz. Os rios que apresentam essa característica são considerados em equilíbrio. Mu-

danças abruptas nas características do substrato, tais como na declividade, litologia, granulometria da carga de fundo ou atividade tectônica, refletirão no perfil como forma de anomalias (Santos, Ladeira e Batezelli, 2019).

$$RDE = (\Delta h / \ln L)$$

O método de análise dos perfis longitudinais dos rios, proposto inicialmente por Burnet e Schumm (1983), consiste em sobrepor o perfil longitudinal real de um rio acima da linha de melhor ajuste ou linha de tendência. Esta última, corresponde a uma simulação matemática do perfil de equilíbrio do rio (Rosante et al. 2010). O perfil longitudinal real é obtido plotando-se no eixo das abscissas a distância entre nascente e foz do rio e nas ordenadas o desnível altimétrico entre estes dois pontos. A análise conjunta do índice RDE e perfil longitudinal dos rios de uma região pode indicar áreas de possíveis deformações tectônicas (Santos, Ladeira e Batezelli, 2019).

A comparação entre o perfil longitudinal de um rio e sua linha de melhor ajuste, indicará regiões de possível soerguimento (anomalias positivas ou inflexões) ou subsidência (anomalias negativas) (Boyd e Schumm, 1995; Holbrook e Schumm, 1999) (Figura 3).

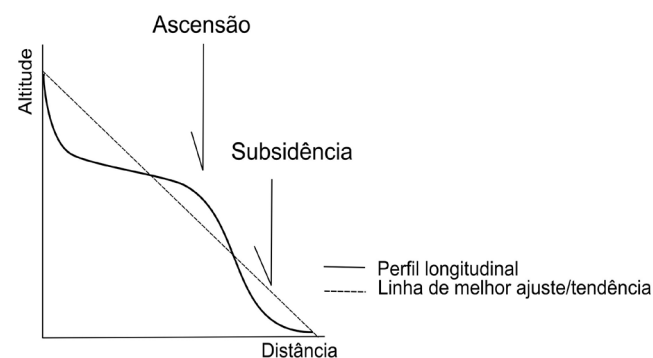


Figura 3. Modelo teórico de análise de anomalias no perfil longitudinal. Extraído e modificado de Caretta, (2006).

Neste trabalho, a análise RDE e do perfil longitudinal foi feita nas sub-bacias da Bacia do Rio Cuiabá, delimitadas por IBGE (2021) (Figura 4 A). Tais micro-bacias foram escolhidas por se encontrarem em uma região de um contexto geológico de limites de diferentes unidades litoestratográficas e estruturas, conforme figuras 1 e 2.

Para a análise dos canais de drenagem foram utilizados os dados vetoriais do Instituto de Terras de Mato Grosso (INTERMAT), em escala 1:100.000. Foram analisadas 15 drenagens, espalhadas em toda a área em estudo (Figura 4B). Foram medidas as extensões dos canais e as cotas de nascente e foz, através do SRTM (NASA, 2013). Após obtenção destes dados, foram calculados os índices de RDE e gerado o mapa de isovalores com a distribuição do RDE pela área.

Com os mesmos dados obtidos, foram gerados os perfis longitudinais para cada canal. Os perfis foram analisados em conjunto com o mapa de isovalores de

RDE, lineamentos estruturais e imagens de satélite, com a finalidade de identificar e caracterizar as possíveis anomalias.

A bacia do Rio São Lourenço e o rio homônimo, bem como o Rio Cuiabá não foram analisados, tendo em vista que a cabeceira e foz desses rios não se encontram na área em estudo. Além disso, as anomalias nos primeiros três mil metros dos canais foram desprezadas, tendo em vista que em regiões próximas às cabeceiras, os canais apresentam maior probabilidade de estarem fora de equilíbrio (Hack, 1973, Ecthebehere *et al.* 2006).

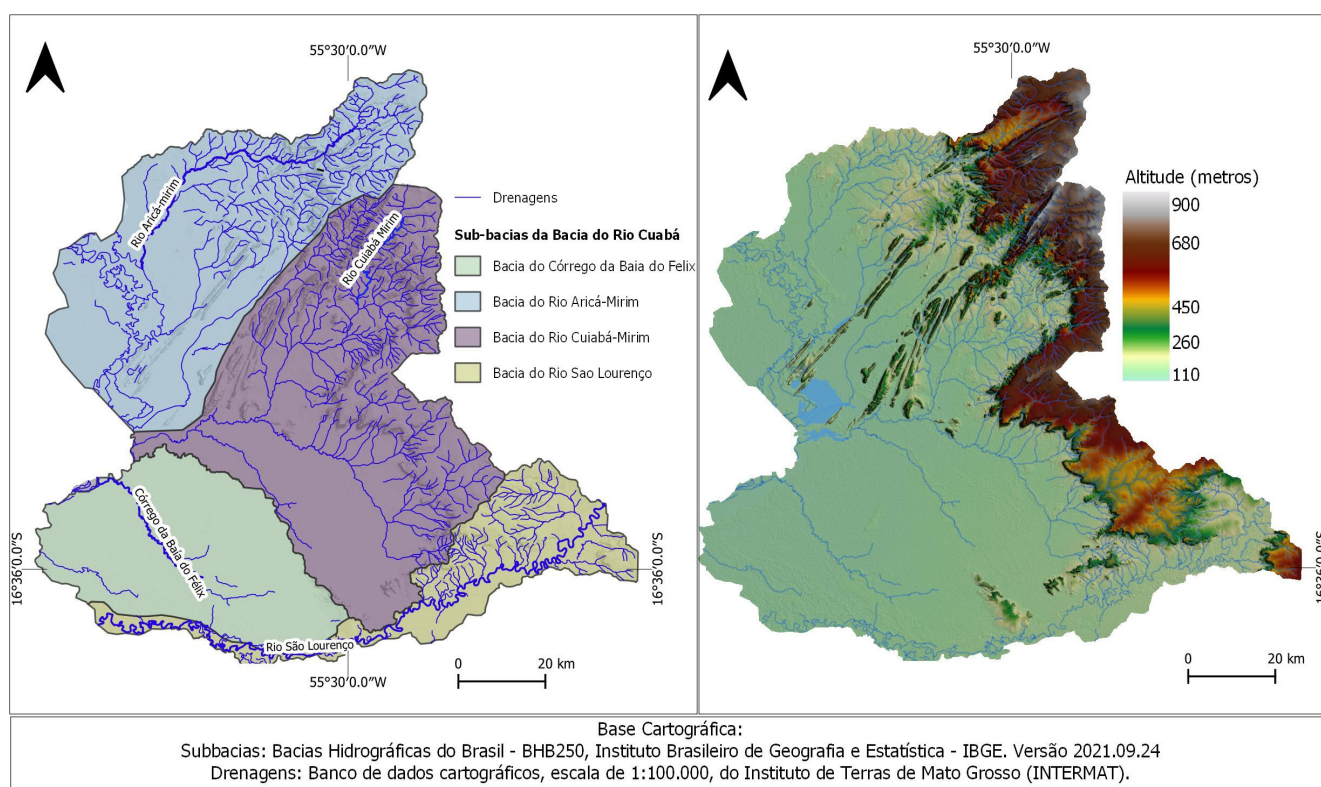


Figura 4. A) Sub-bacias da Bacia do Rio Cuiabá (IBGE, 2021); B) Drenagens analisadas sobrepostas a modelo digital de elevação (Mato Grosso, 2023); (Nasa JPL, 2013).

RESULTADOS

Levantamentos de campo

No Granito São Vicente as principais famílias de fraturas são F1 (NE-SW) e F2 (NW-SE), representando 62,07% das estruturas medidas (Figura 5 A, B e C). Outras direções incluem ENE-WSW, N-S, NNE-SSW, NNW-SSE e WNW-ESE, totalizando 37,93%. A distribuição destas direções varia ao longo da Unidade, com NE-SW predominando na região central, enquanto ENE-WSW ocorre exclusivamente no sul e oeste do corpo granítico. Nesta região, um plano de falha com

estrias na direção 070/35 (ENE-WSW) foi observado (Figura 5C).

A Província Alcalina de Mimoso que aflora na Planície Pantaneira (Figura 6D) mostra-se menos fraturada que o Granito São Vicente e, portanto, as medições de campo foram significativamente menores. Apesar disso, foi possível medir fraturas com direção NNW-SSE nas rochas do Complexo Alcalino Ponta do Morro (Figura 6A), além de dique centímetro com direção NNE-SSW (Figura 6D). As rochas das Vulcânicas de Mimoso mostraram fraturas de direção WNW-ESE e NNE-SSW (Figura 6B).

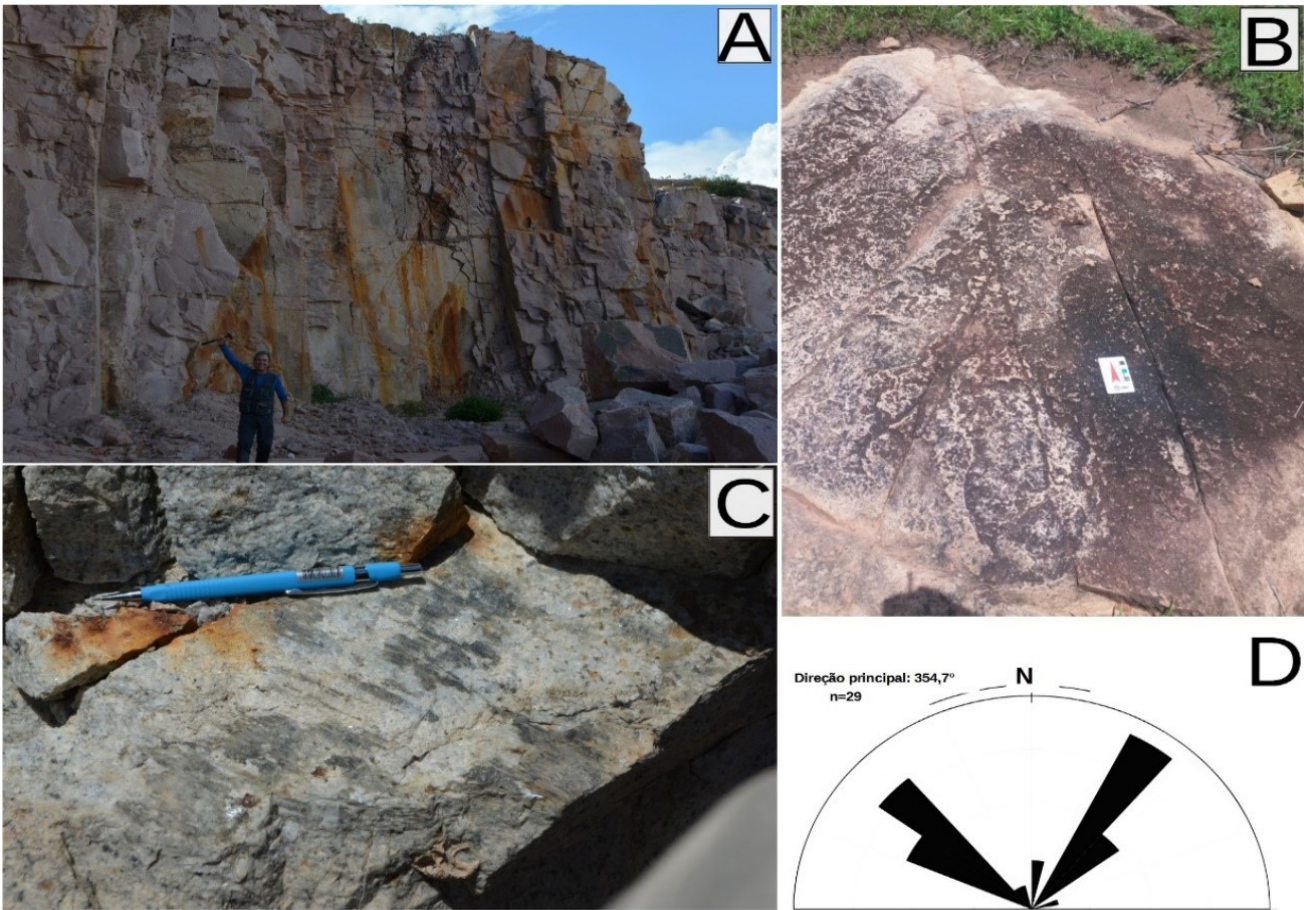


Figura 5. Estruturas rúpteis no Granito São Vicente: A e B) Afloramentos onde é visível pelo menos três direções de fraturas; C) Plano de falha; D) Diagrama de rosetas com todas as medidas coletadas.



Figura 6. Estruturas rúpteis na Província Alcalina de Mimosa: A) Complexo Alcalino Ponta do Morro em destaque no relevo da Planície (B) e (C) Complexo Alcalino Ponta do Morro onde são visíveis fraturas e dique D) Diagrama de rosetas com todas as medidas coletadas.

Análise de lineamentos estruturais

Foram identificados 587 lineamentos na área de estudo. Na Bacia do Pantanal se concentraram principalmente nos canais fluviais. Na Bacia do Paraná con-

centraram-se na borda da Chapada dos Guimarães. No Grupo Cuiabá nas cristas das dobras e no Granito São Vicente, distribuíram-se por toda a região aflorante da Unidade (Figura 7).

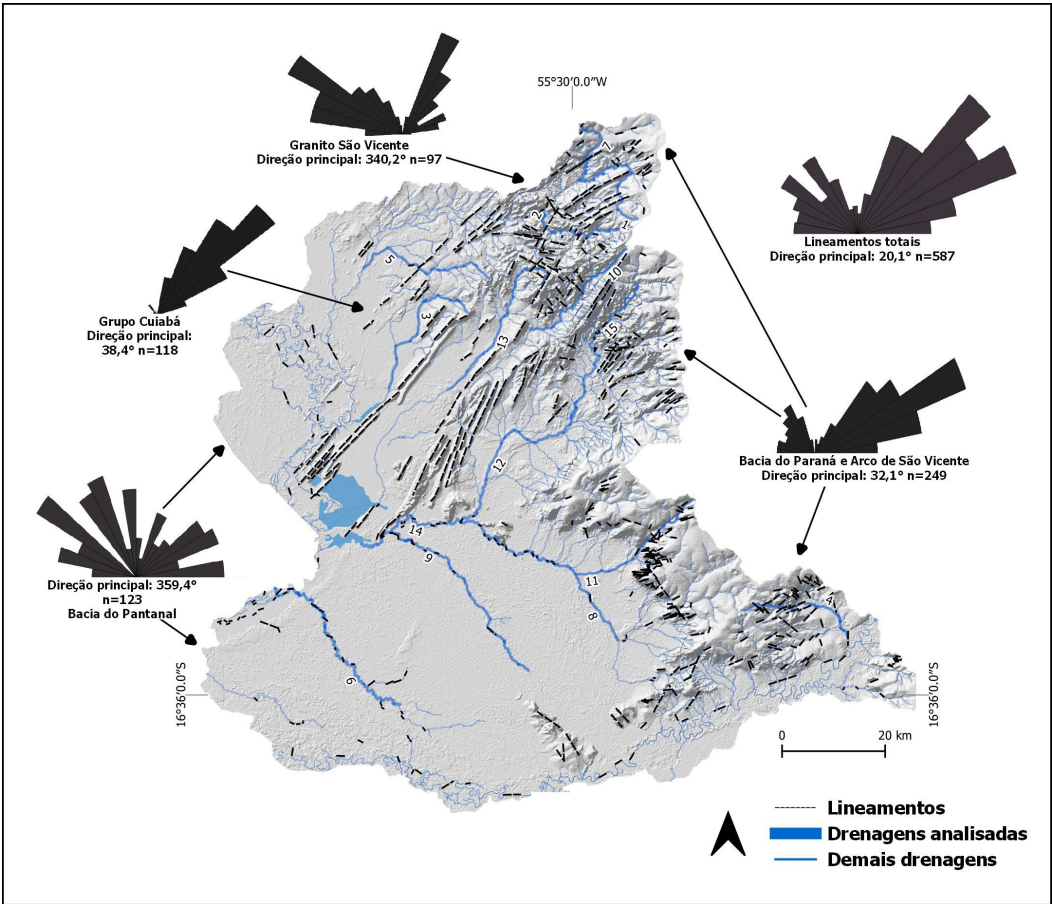


Figura 7. Mapa de lineamentos estruturais traçados na área em estudo e diagrama de rosetas. Relevo sombreado: Nasa JPL (2013).

Dos lineamentos traçados, as direções que ocorrem em maior proporção são as do rumo NE (ENE-WSW, NE-SW e NNE-SSW), que representam 55,54% do total dos lineamentos. Os do rumo NW (NW-SE, WNW-ESE e NNW-SSE) correspondem à 29,98% do total. A direção E-W corresponde à 10,90%, ao passo que a N-S ocorre em menor proporção, representando apenas 3,58% do total das feições (Tabela 1).

Tabela 1. Lineamentos totais obtidos na área em estudo, considerando todas as Unidades Litoestratigráficas.

Direções	Quantidade	Percentual
ENE-WSW	128	21,81%
NE-SW	124	21,12%
NNE-SSW	74	12,61%
E-W	64	10,90%
NW-SE	64	10,90%
WNW-ESE	64	10,90%
NNW-SSE	48	8,18%
N-S	21	3,58%
Total	587	100,00%

Na Bacia do Pantanal os lineamentos ocorrem em menor proporção quando comparados às outras Unidades, representando 20,95% de todos os lineamentos traçados. Concentram-se majoritariamente condicionando os canais da planície Pantaneira. Os canais Córrego Baía do Félix (6), Córrego Corixo (9) e Córrego Mutum (8) (Figura 7) encontram-se condicionados por lineamentos de direção WNW, NW e NNW. Também ocorrem lineamentos de direção E-W, condicionando o Ribeirão Mutum (14) (Figura 7) e de direções ENE e NE condicionando a maior parte do curso do Rio São Lourenço. Além destes, cabe salientar que na maioria dos canais que cortam a Planície ocorrem trechos retilíneos, condicionados por lineamentos com direções próximas a N-S. Foram obtidos ao todo 123 lineamentos, dos quais WNW ocorreu em maior proporção, ao passo que a direção ocorre NNE em menor (Tabela 2).

Tabela 2. Direções de lineamentos obtidos na Bacia do Pantanal.

Direções	Quantidade	Percentual
WNW-ESE	20	16,26%
ENE-WSW	19	15,45%
NNW-SSE	18	14,63%
E-W	15	12,20%
NW-SE	15	12,20%
N-S	14	11,38%
NE-SW	13	10,57%
NNE-SSW	9	7,32%
Total	123	100,00%

Os lineamentos da Bacia do Paraná representam 42,42% do total da área, ocorrendo principalmente na borda da Chapada dos Guimarães. Na região do eixo do Arco de São Vicente, a nordeste da área, os lineamentos ocorrem com direção NE-SW, quando estão no contato entre o Grupo Cuiabá e a Bacia do Paraná. Aqueles que ocorrem no interior do eixo do Arco, apresentam direção ENE-WSW. A sudeste da área, mais próxima da Planície Pantaneira, ocorrem lineamentos de direções mais variadas, quando comparadas às direções mencionadas.

Além de lineamentos de direção NE-SW e ENE-WSW, ocorrem estruturas com direção E-W, NNW-SSE e NW-SE. Na borda da escarpa onde nasce o Córrego Rancho Queimado (11) (Figura 7), ocorre uma concentração de lineamentos com as direções mencionadas. Concentrações importantes de lineamentos com direções WNW, NNW, NE e ENE também ocorrem na região do Córrego Coqueiro (4). É importante observar que alguns trechos deste córrego se encontram condicionados por lineamentos de direção ENE.

Na Bacia do Paraná ocorrem em maior proporção os lineamentos do rumo NE (ENE-WSW, NE-SW e NNE-SSW), que correspondem à 53,42% desta Unidade. Os do rumo NW (WNW-ESE, NW-SE, NNW-SSE) correspondem à 28,11%, ao passo que os de direção E-W à 16,87% dos lineamentos. Em menor proporção, ocorre N-S, com 2,41% (Tabela 3).

Tabela 3. Direções de lineamentos obtidos na Bacia do Paraná e no eixo do Arco de São Vicente.

Direções	Quantidade	Percentual
ENE-WSW	85	34,14%
NE-SW	42	16,87%
E-W	36	14,46%
NW-SE	27	10,84%
WNW-ESE	24	9,64%
NNW-SSE	19	7,63%
NNE-SSW	10	4,02%
N-S	6	2,41%
Total	249	100,00%

No Granito São Vicente os lineamentos representam 16,52% do total da área. Os lineamentos mostram direções variadas na maior parte da Unidade, as quais se distribuem de maneira quase homogênea pelo corpo. No entanto, ocorrem em maior concentração próximo ao contato com a Faixa de Dobramentos Paraguai e a Bacia do Paraná (a sudeste e leste do corpo). Pequenos cursos d'água e nascentes encontram-se condicionados por lineamentos de direção NW e WNW. Esta direção também controla pequenos trechos de canais maiores, como o Córrego Cupim (10) e Bigorna (2) (Figura 7). Os lineamentos de direção NNE também ocorrem controlando trechos destes canais. As estruturas de direção NE-SW ocorrem com grande extensão, cortando a maior parte da Unidade.

Os lineamentos que ocorrem em maior proporção são os do rumo NW (WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE) com 48,46%, seguido do rumo NE (NNE-SSW, ENE-WSW, NE-SW) com 37,11%. Estas duas direções refletem os dados de campo (item 3.1). Em menor proporção ocorrem os lineamentos de direção E-W, com 13,40% e N-S, que só ocorreu sob um lineamento (Tabela 4).

Tabela 4. Direções de lineamentos obtidos no Granito São Vicente.

Direções	Quantidade	Percentual
NNE-SSW	22	22,68%
WNW-ESE	20	20,62%
NW-SE	18	18,56%
E-W	13	13,40%
ENE-WSW	9	9,28%
NNW-SSE	9	9,28%
NE-SW	5	5,15%
N-S	1	1,03%
Total	97	100,00%

No Grupo Cuiabá foram obtidos 20,10% dos lineamentos da área, apresentando menor diversidade de direções quando comparadas às outras Unidades. Os lineamentos de direção NE e NNE ocorrem no contato com a Bacia do Pantanal e os ENE no contato com a Bacia do Paraná e eixo do Arco de São Vicente (Figura 7). Nesta mesma região ocorrem alguns lineamentos de direção NW e NNW condicionando pequenos cursos d'água e pequenos trechos de canais maiores. Os lineamentos do rumo NE (NE-SW, NNE-SSW e ENE-WSW) ocorrem quase majoritariamente, com 94,92% dos lineamentos na Unidade. Em menor proporção os do rumo NW (NW-SE e NNW-SSE) com apenas 5,08% das feições (Tabela 5).

Tabela 5. Direções de lineamentos obtidos no Grupo Cuiabá.

Direções	Quantidade	Percentual
NE-SW	64	54,24%
NNE-SSW	33	27,97%
ENE-WSW	15	12,71%
NW-SE	4	3,39%
NNW-SSE	2	1,69%
Total	118	100,00%

Índice Relação Declividade-Extensão (RDE) e análise dos perfis longitudinais

Os valores de RDE se dividiram em valores expressivamente mais altos, com valores de 56,03 a 31,68

e baixos, de 3,61 até 0,95 (Figura 8). Os canais que apresentaram valores de RDE dentro destes limiares, mostraram perfis longitudinais com trechos anômalos com relação à linha de tendência. Os canais Córrego da Areia (5) e Córrego Buriti Grande (3), que apresentaram valores médios de RDE, 13,17 e 11,67, mostraram perfis longitudinais ajustados à linha de tendência, sem anomalias. Na tabela 6, estão disponíveis todos os valores de RDE obtidos.

Os maiores valores de RDE se concentraram na borda da Chapada dos Guimarães, nos limites do Granito São Vicente e parte do Grupo Cuiabá, ao passo que os menores na Planície Pantaneira. Onde ocorrem os maiores valores de RDE, há uma concentração de lineamentos estruturais (Figura 8).

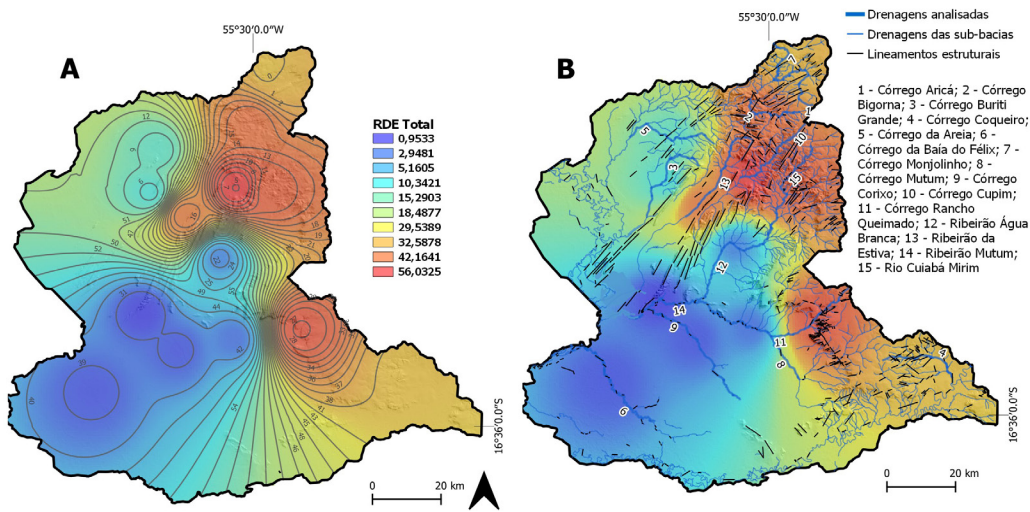


Figura 8. Mapa de isovalores de RDE obtidos. A) Valores de RDE da área em estudo sobreposto às curvas de isovalores; B) Mapa de isovalores de RDE com drenagens e lineamentos.

Tabela 6. Valores de RDE obtidos nos 15 canais analisados. A denominação “ID” diz respeito à numeração dos canais no mapa B da figura 4.

ID	Toponímia	Cota Cabeceira (m)	Cota foz (m)	Amplitude (m) (ΔH)	Extensão do canal (m)(L)	RDE
1	Córrego Aricá	784	447	337	34.683	32,24
2	Córrego Bigorna	668	230	438	22.466	43,71
3	Córrego Buriti Grande	258	136	122	34.700	11,67
4	Córrego Coqueiro	512	188	324	26.979	31,76
5	Córrego da Areia	290	154	136	30.530	13,17
6	Cór. da Baía do Félix	152	134	18	54.487	1,65
7	Córrego Monjolinho	760	445	315	20.800	31,68
8	Córrego Mutum	168	138	30	57.319	2,74
9	Córrego Corixo	150	132	18	44.789	1,68
10	Córrego Cupim	759	181	578	30.185	56,03
11	Cór. Rancho Queimado	669	150	519	31.124	50,17
12	Ribeirão Água Branca	177	138	39	48.673	3,61
13	Ribeirão da Estiva	592	156	436	39.000	41,24
14	Ribeirão Mutum	142	132	10	35.973	0,95
15	Rio Cuiabá Mirim	658	168	490	34.057	46,95

Canais com valores altos de RDE

O Córrego Cupim possui 56,03 de RDE. Originando-se na borda da Chapada dos Guimarães, mais de 90% do seu percurso ocorre sobre o Granito São Vicente, seguindo a direção NE-SW. Seu perfil longitudinal exibe duas anomalias: entre 3.000 e 9.000 metros, com trecho acima da linha de ajuste; neste ponto o canal se alinha com um lineamento NW-SE; e entre 15.000 e 21.000 metros, onde o canal fica abaixo da linha de tendência correspondendo a trechos retilíneos com direções E-W e NNE-SSW (Figura 10A).

O Córrego Rancho Queimado tem 50,17 de RDE, originando-se na Chapada dos Guimarães e percorrendo 10 quilômetros. O perfil longitudinal revela uma anomalia entre 5.000 e 12.000 metros, onde o canal está acima da linha de tendência. Ao adentrar a Planície, mantém-se retilíneo sob direção NE-SW. Outra anomalia é observada no perfil longitudinal entre 15.000 e 21.000 metros, onde o canal está abaixo da linha de tendência (Figura 9B e 10B, B', B'').

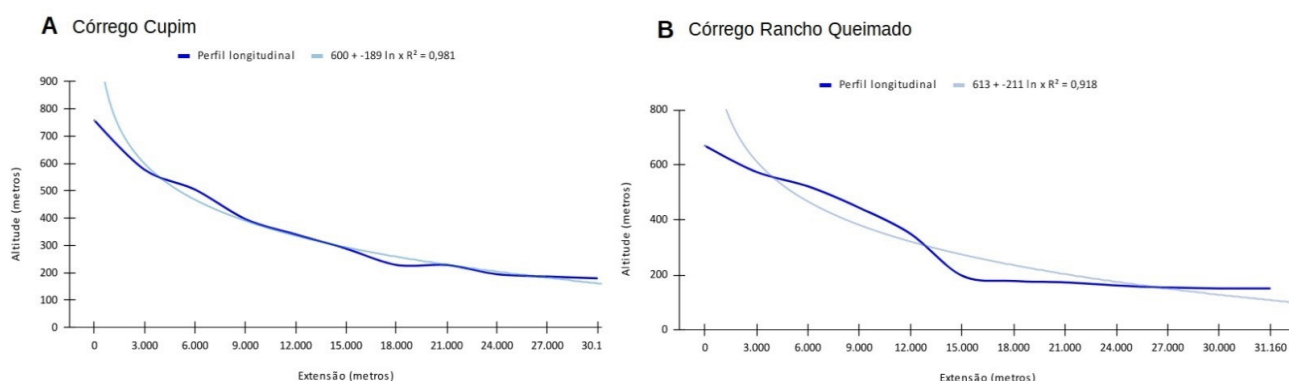


Figura 9. Perfis longitudinais mostrando anomalias. a) Córrego Cupim, em 6.000 e 18.000 metros; b) Córrego Rancho Queimado, em 9.000 15.000 e 30.000 metros. Em cinza a linha de tendência.

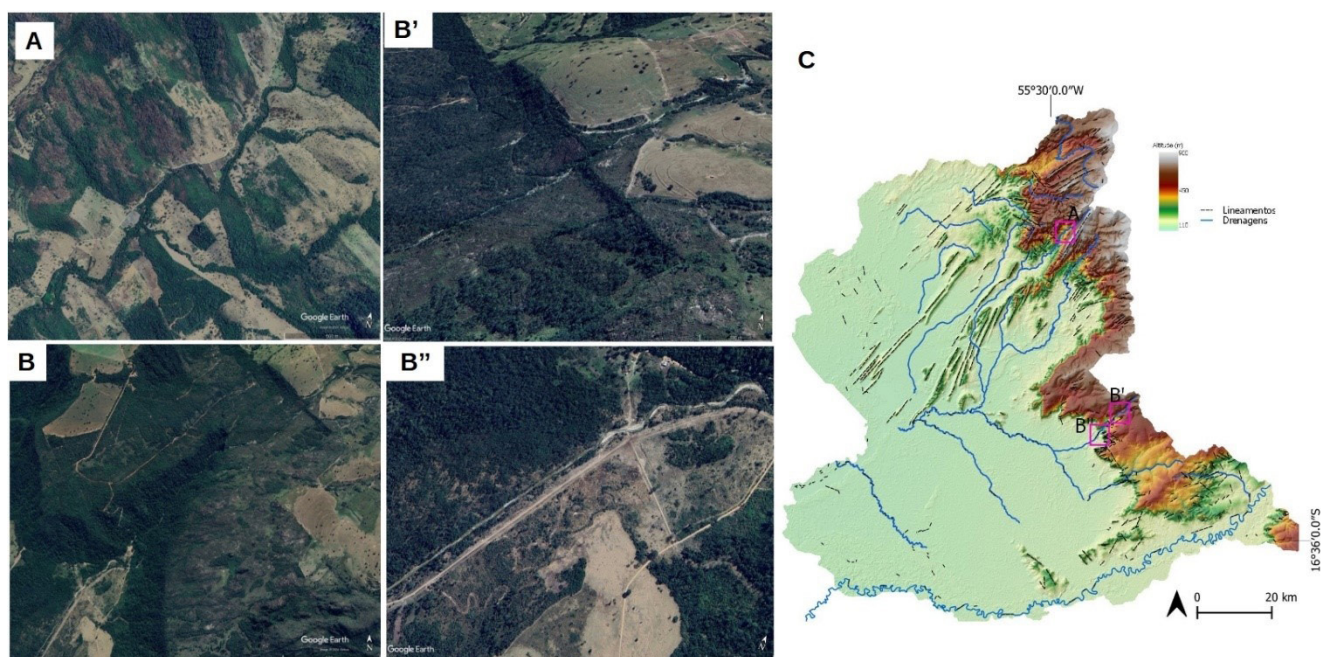


Figura 10. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A) Córrego Cupim; B, B', B'') Córrego Rancho Queimado; C) Localização dos trechos em destaque.

O Rio Cuiabá Mirim 46,95 de RDE. Seu perfil longitudinal exibe três anomalias: entre 3.000 e 12.000 metros, com deflexão para cima da linha de ajuste, marcada por trechos retilíneos sob direções NE-SW e WNW-ESE (Figura 11A); entre 12.000 e 24.000 me-

tros, onde o canal está abaixo da linha de tendência, apresentando trechos retilíneos sob direção N-S, NW-SE e NNW-SSE (Figura 12 A); e entre 33.000 metros e a foz, o perfil está acima da linha de tendência, formando uma zona de área úmida (Figura 12A').

O Córrego Bigorna tem um RDE 43,71, tendo seu curso predominante sobre o Granito São Vicente. Atravessa grandes lineamentos estruturais E-W, com pequenos trechos em direção NNE-SSW. Todo o perfil longitudinal apresenta anomalias (Figura 11B). A primeira: desde a cabeceira até 6.000 metros, onde o canal está abaixo da linha de tendência; é uma região marcada por uma mudança na direção do curso do canal, de E-W para NE-SW; a segunda anomalia: 6.000 e 19.000

metros, com o canal totalmente acima da linha de ajuste. Nos primeiros quilômetros dessa anomalia, há uma mudança de direção para NE-SW. A terceira ocorre de 19.000 metros até a foz do Córrego Bigorna, onde o perfil longitudinal está abaixo da linha de melhor ajuste. Essa região onde canal possui trechos retilíneos perpendiculares e é cortado por lineamento interpretado NE-SW (Figura 12B).

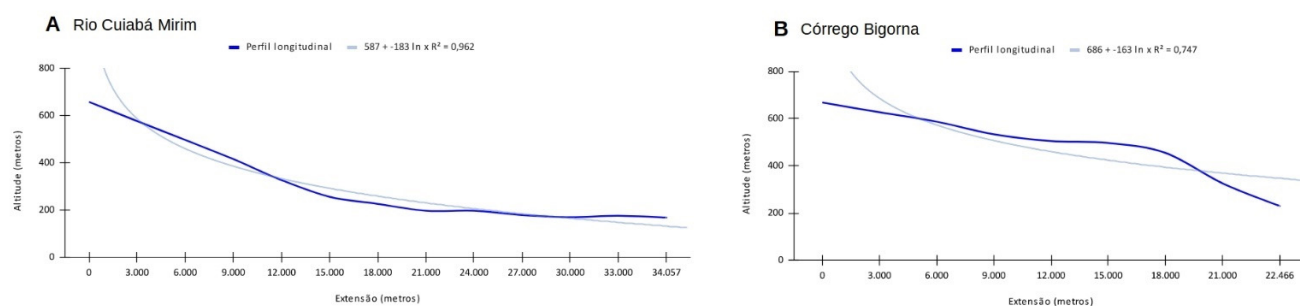


Figura 11. Perfis longitudinais mostrando anomalias. a) Rio Cuiabá Mirim, em 6.000, 18.000 e 33.000 metros e d) Córrego Bigorna, em 35.000 e 21.000 metros. Em cinza a linha de tendência.

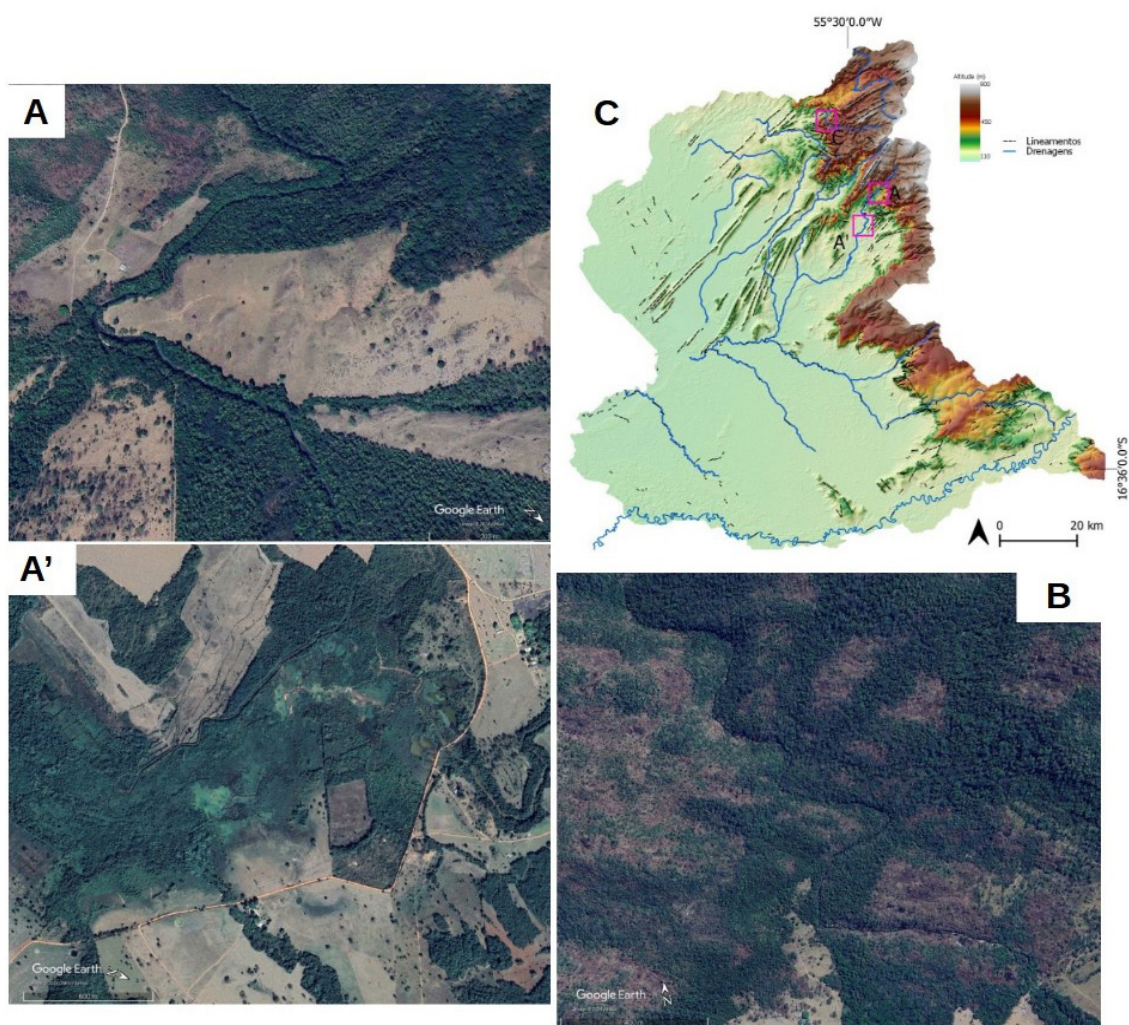


Figura 12. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A e A') Rio Cuiabá Mirim; B) Córrego Bigorna; C) Localização dos trechos em destaque.

O Ribeirão da Estiva possui um RDE de 41,24. Seu perfil longitudinal apresenta três anomalias nos primeiros quilômetros do canal (Figura 13 A). A primeira: da cabeceira até 4.500 metros, com perfil acima da linha de melhor ajuste, sendo a uma região onde o canal está encaixado sob direção NNE-SSW; a segunda: 4.500 e 16.500 metros com o perfil abaixo da linha de tendência, revelando uma deflexão no canal para WNW-ESE, cortada por um lineamento de direção NE-SW nos primeiros quilômetros da anomalia; terceira: 33.000 metros até a foz, com o perfil acima da linha de tendência, correspondendo a uma zona de acumulação de sedimentos (Figura 14A).

O Córrego Aricá apresenta um RDE de 32,24,

originando-se na Chapada dos Guimarães com uma orientação inicial NW-SE. Próximo a um lineamento, muda para NE-SW em um breve trecho e, em seguida, segue N-S ao longo da borda da Chapada dos Guimarães, entre dois grandes lineamentos ENE-WSW (Figura 12B). No perfil longitudinal, esse segmento é uma anomalia entre 6.000 e 15.000 metros, ocorrendo acima da linha de tendência (Figura 13B). Posteriormente, o córrego sofre deflexões para NNW-SSE e ENE-WSW, que é uma anomalia é observada entre 15.000 e 27.000 metros, ocorrendo abaixo da linha de tendência. Finalmente, o córrego segue em direção principal ENE-WSW até sua foz, exibindo trechos retilíneos de mesma direção (Figura 12B').

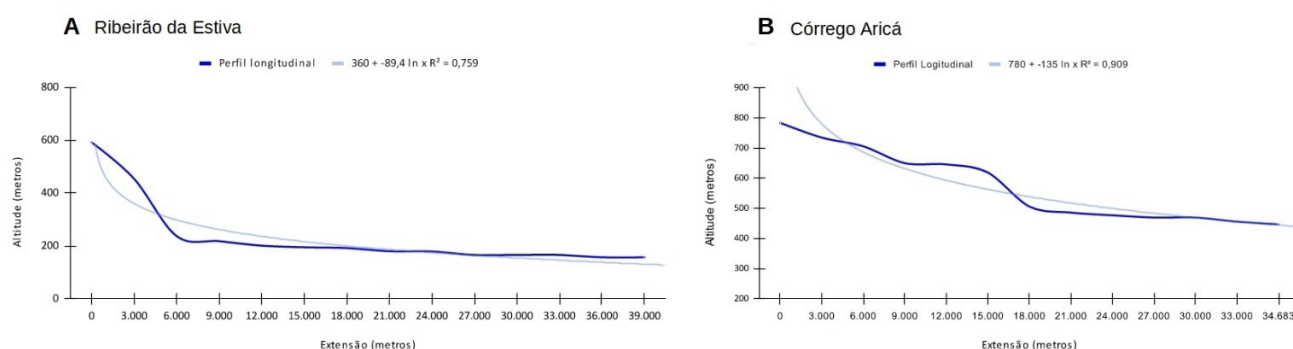


Figura 13. Perfis longitudinais mostrando anomalias ao longo do curso: a) Ribeirão da Estiva, em 6.000 e 36.000 metros; b) Córrego Aricá, em 12.000 e 18.000 metros e 15.000 e 27.000. Em cinza a linha de tendência.

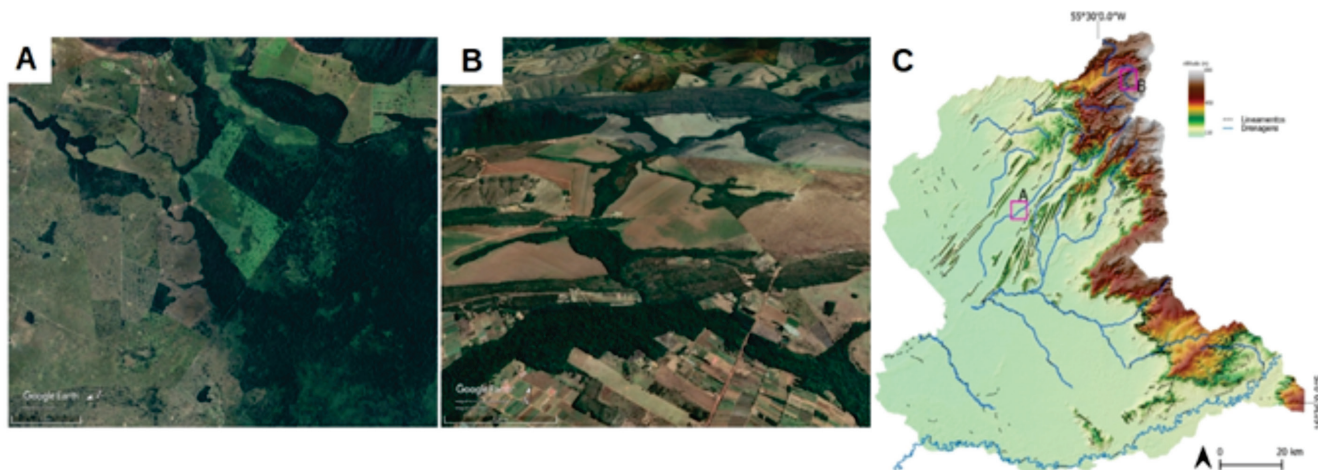


Figura 14. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A) Ribeirão da Estiva; B) Córrego Aricá; C) Localização dos trechos em destaque.

O Córrego Coqueiro registra um RDE de 31,76, com cabeceira na Chapada dos Guimarães e foz no Rio São Lourenço, na Planície Pantaneira. Nos primeiros 15 quilômetros, segue a direção E-W, sendo intersectado por lineamentos NW-SE, ENE-WSW e WNW-ESSE, que corresponde a uma anomalia entre 3.000 e 7.500 metros, com o canal acima da linha de tendência (Figura 15A, 15A). Essa região é cortada por um lineamento NW-SE em planta. Outra anomalia entre 7.500 e 15.000

metros mostra o perfil abaixo da linha de tendência, condicionada por lineamentos ENE-WSW. Próximo aos depósitos aluvionares do Rio São Lourenço, muda para N-S (Figura 15A''), gerando uma anomalia onde o perfil está acima da linha de tendência.

O Córrego Monjolinho possui RDE de 31,68, com cabeceira na Chapada dos Guimarães. Ao percorrer 12,5 quilômetros, segue NNW-SSE e E-W.

Em 2.500 metros, deflete para NE-SW até o contato com o Grupo Cuiabá, que reflete no perfil longitudinal mostra uma anomalia entre 2.500 e 12.500 metros, com o canal acima da linha de tendência. Ao entrar no Grupo Cuiabá, o córrego deflete para NW-SE

e posteriormente exibe trechos retílineos de NE-SW gerando uma anomalia no perfil entre 12.500 e 17.500 metros, com o canal abaixo da linha de tendência (Figura 15B, 16B).

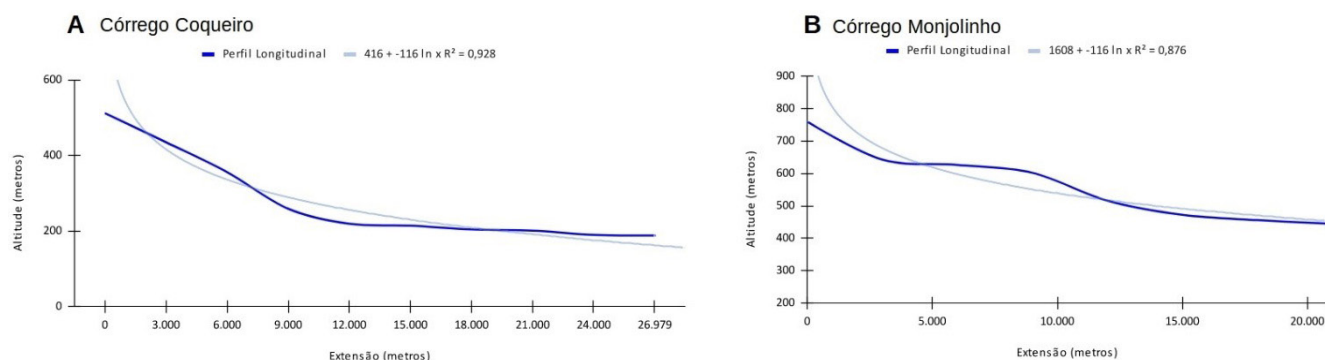


Figura 15. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A) Córrego Coqueiro, em 6.000, 9.000 e 24.00 metros; B) Córrego Monjolinho, em 4.000, 12.000 e 15.000. Em cinza a linha de tendência.

Canais com valores baixos de RDE

Ribeirão Mutum tem um RDE de 0,95, com cabeceira e foz nos sedimentos da Bacia do Pantanal. Nasce próximo ao Complexo Alcalino Ponta do Morro, exibindo trechos retílineos de E-W e WNW-ESE entre 3.000 e 13.000 metros, correspondendo a uma anomalia

acima da linha de tendência no perfil longitudinal (Figura 17A, 19A). Próximo às cristas do Grupo Cuiabá, em 14.000 metros, há um trecho NW-SE que se deflete para NE-SW, acompanhando a direção da crista, resultando em uma anomalia abaixo da linha de tendência no perfil longitudinal (Figura 19A').

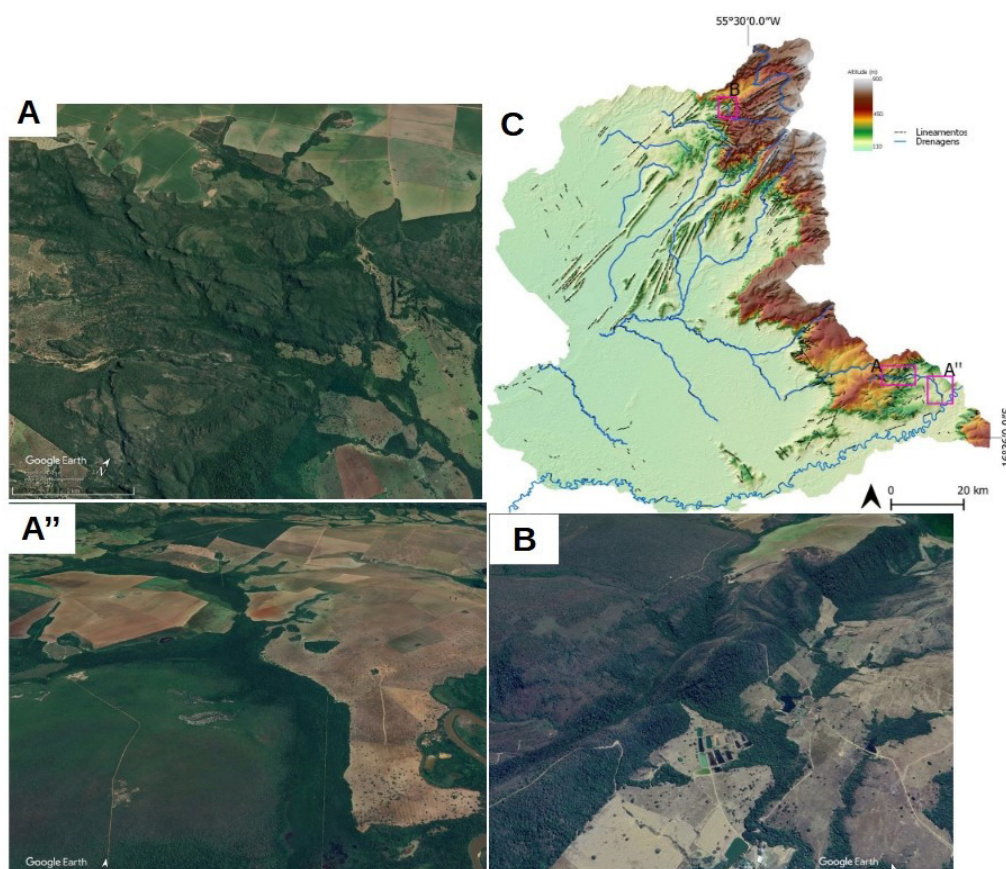


Figura 16. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A, A'') Córrego Coqueiro; B) Córrego Monjolinho; C) Figura 14. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A) Ribeirão da Estiva; B) Córrego Aricá; C) Localização dos trechos em destaque.

Entre 21.000 e 29.000 metros, ocorre uma deflexão significativa para baixo da linha de tendência, correspondendo a um trecho retilíneo de NE-SW. Próximo da foz, na Baía Chá Mariana, o Ribeirão Mutum muda para N-S, com trechos retilíneos NNW-SSE, apresentando uma leve deflexão para cima da linha de tendência no perfil longitudinal (Figura 17A, 19A”).

Os córregos Baía do Félix e Corixo têm 1,65 e 1,68 de RDE, respectivamente. Com cabeceira e foz nos sedimentos da Formação do Pantanal, percorrem trechos NW-SE, com pequenos desvios. O Córrego da Baía do Félix, nos primeiros 8,6 quilômetros, exibe

trechos alinhados WNW-ESE, correspondendo a uma anomalia abaixo da linha de melhor ajuste no perfil longitudinal (Figura 17B, 19B). A partir dessa área, ocorrem trechos N-S, indicando uma deflexão para cima da linha de tendência. Até 35 quilômetros, o córrego demonstra trechos retilíneos sob várias direções, resultando em uma anomalia total acima da linha de tendência no perfil longitudinal. Próximo à foz, o canal se desvia para ENE-WSW e depois N-S, com trechos retilíneos sob E-W e NW-SE (Figura 19B”), apresentando uma anomalia abaixo da linha de melhor ajuste no perfil longitudinal.

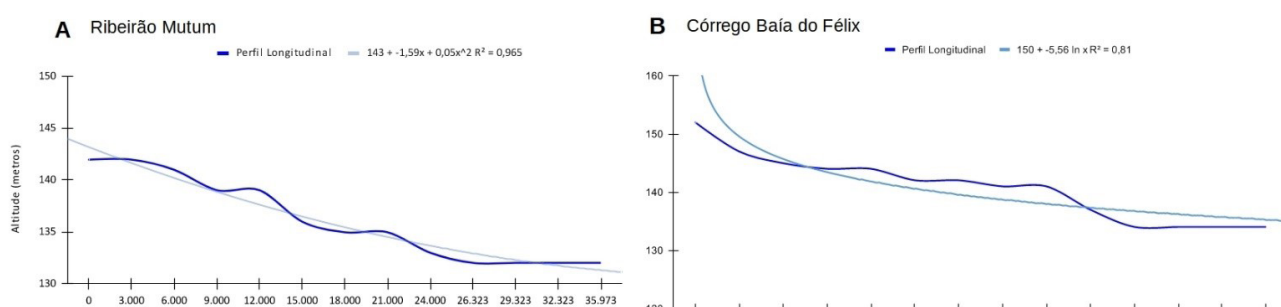


Figura 17. Perfis longitudinais mostrando anomalias ao longo do curso. a) Ribeirão Mutum, em 9.000, 15.000, 21.000 e 26.2300 metros; b) Córrego Baía do Félix, em 4.300, 21.500 e 43.000 metros. Em cinza a linha de tendência.

O Córrego Corixo mantém uma direção de curso consistente, com variações apenas próximas à sua foz. O perfil longitudinal reflete essa estabilidade, mostrando poucas anomalias ao longo do curso (Figura 18A). Uma anomalia ocorre desde a cabeceira até 5.800 metros, abaixo da linha de tendência, seguida por uma deflexão para cima entre 8.600 e 12.900 metros, cor-

respondendo a um trecho retilíneo NW-SE. Após esse ponto, o perfil se aproxima da linha de tendência, exibindo uma anomalia entre 38.700 e a foz, onde ocorre uma forte deflexão abaixo da linha de tendência, associada a trechos retilíneos de N-S, WNW-ESE e E-W (Figura 18B).

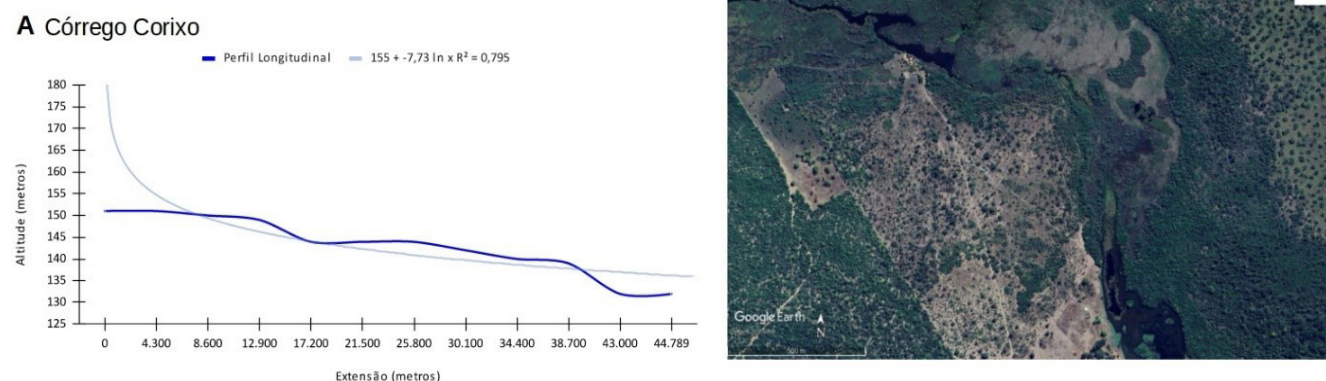


Figura 18. A) Perfil longitudinal mostrando anomalias ao longo do curso do Córrego Corixo, em 12.900 e 43.000 metros; B) Trechos retilíneos no canal.

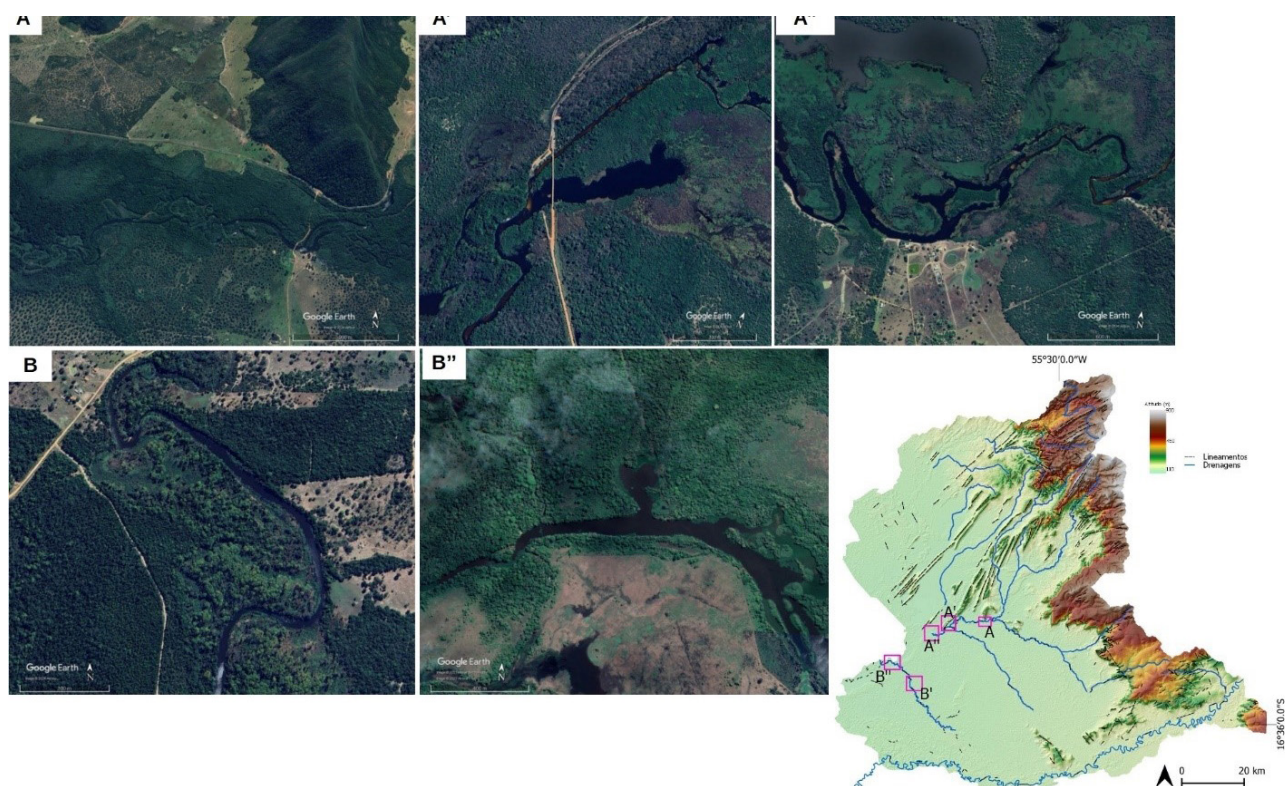


Figura 19. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A, A' e A'') Ribeirão Mutum; B e B'') Córrego Baía do Felix.

O Córrego Mutum tem um RDE de 2,74, com cabeceira e foz nos sedimentos da Formação Pantanal, preferencialmente seguindo NW-SE. Apresenta uma maior quantidade de trechos retilíneos em diversas direções comparado aos canais anteriores. O perfil longitudinal mostra três trechos desviados da linha de melhor ajuste (Figura 20a). Entre 9.000 e 12.000 metros, o perfil está abaixo da linha de tendência, associado a um lineamento N-S. Em 21.000 metros, está acima da linha de tendência, correspondendo ao encontro com o Córrego Rancho Queimado.

Próximo às Vulcânicas de Mimoso, o Córrego Mutum exibe muitos trechos retilíneos, principalmente NNW-SSE, WNW-ESE, E-W, N-S, ENE-WSW (Figura 21A). Nessa área, o perfil longitudinal está acima da linha de tendência entre 45.000 e 51.000 metros. Após esses corpos vulcânicos, a direção do canal

desvia para E-W até a foz, correspondendo ao trecho de 51.000 metros até a foz, onde o perfil está abaixo da linha de tendência.

O Ribeirão Água Branca possui um RDE de 3,61, com sua cabeceira na Formação Pantanal, próxima ao contato com as rochas do Grupo Cuiabá. No perfil longitudinal, apresenta um primeiro três anomalias: a primeira entre 3.000 e 9.000 metros, onde o canal está abaixo da linha de tendência; o segundo: entre 9.000 e 27.000 metros, com o perfil totalmente acima da linha de tendência. Nesse trecho, próximo a 11.000 metros, partes retilíneas do canal seguem direções NE-SW e NW-SE; a terceira: 27.000 e 33.000 metros, mostra o canal abaixo da linha de tendência. Em planta, entre 21.000 e 33.000 metros, formam-se acumulações de sedimentos, abrangendo as zonas de anomalias mencionadas.

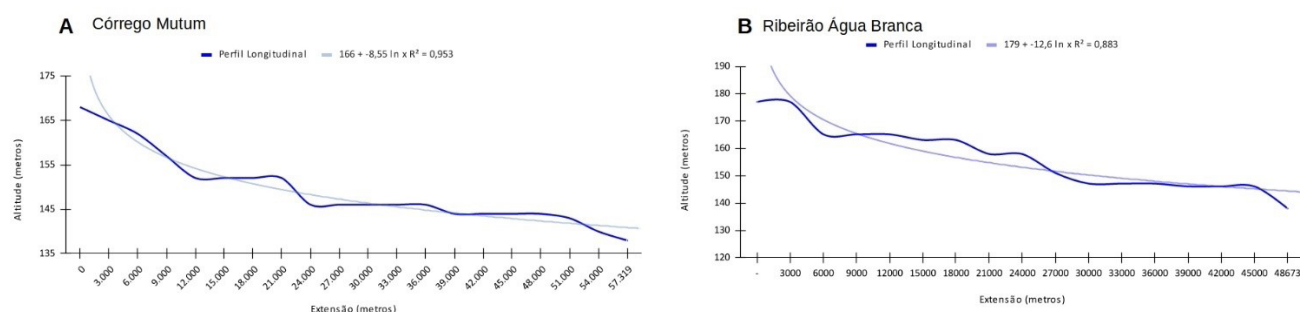


Figura 20. Perfis longitudinais mostrando anomalias ao longo do curso. Córrego Mutum e Ribeirão Água Branca. Em cinza a linha de tendência.

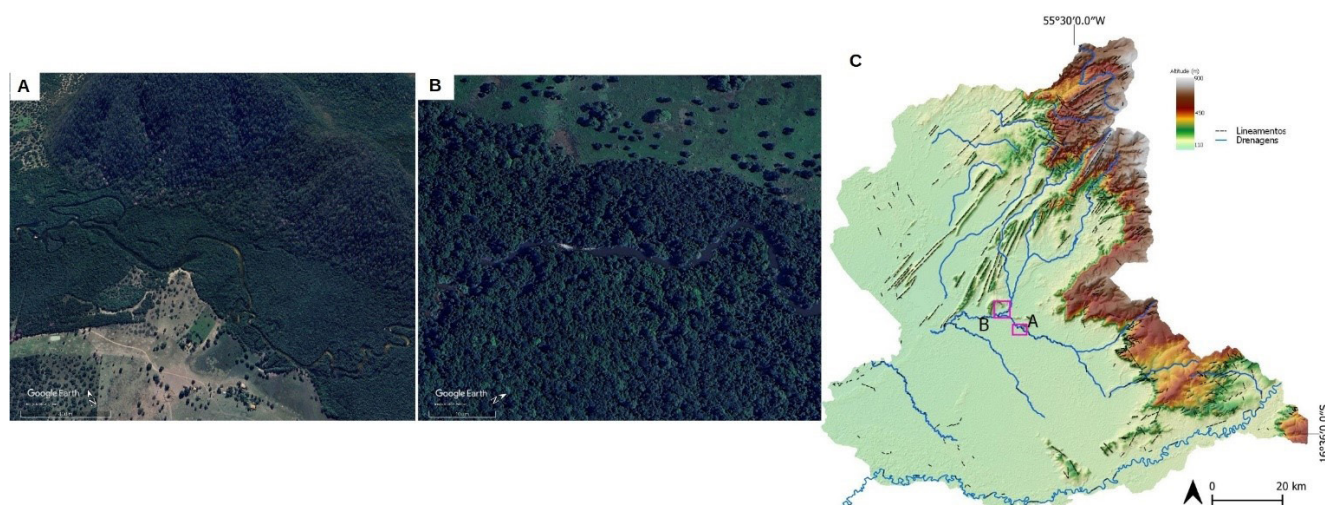


Figura 21. Trechos de drenagem com anomalias no perfil longitudinal: A) Córrego Mutum; B) Ribeirão Água Branca; C) Localização dos trechos.

Próximo ao Complexo Alcalino Ponta do Morro, o Ribeirão Água Branca altera sua direção para ENE-WSW até a foz. Nessa região, ocorrem trechos retilíneos com direção NNE-SSW (Figura 20B e 21B), correspondendo a uma anomalia onde o canal está abaixo da linha de melhor ajuste.

A partir da concatenação dos dados dos lineamentos estruturais com os perfis longitudinais e seus trechos de anomalia foi possível discriminar trechos de possíveis ascensões e subsidência (Figura 22). Na Bacia do Paraná, nas regiões do Rancho Queimado e Córrego Coqueiro, os lineamentos de direção NW-SE estão relacionados a trechos em elevação, ao passo que os lineamentos de direção NE-SW e ENE-WSW a trechos em subsidência.

Na área do Granito e eixo do Arco de São Vicente, o Córrego Monjolinho exibe lineamentos NE-SW, influenciando trechos paralelos em elevação e outros em subsidência. O Córrego Aricá na mesma região apresenta uma elevação limitada por dois lineamentos ENE-WSW e uma subsidência condicionada por um lineamento paralelo.

O Córrego Bigorna e o Ribeirão da Estiva, na região central do granito, mostram comportamento semelhante, onde lineamentos NE-SW influenciam trechos em elevação e subsidência.

No Rio Cuiabá-Mirim, os lineamentos NE-SW estão associados a trechos em elevação, enquanto direções NW-SE indicam subsidência em uma região, e WNW-ESE está relacionado a elevação. O Córrego Cupim exibe direção NW-SE associada a um trecho em elevação, NNE-SSW e E-W com trechos em subsidência.

Na Bacia do Pantanal, os lineamentos NW exercem maior controle sobre as anomalias, em contraste com a Bacia do Paraná e o Granito São Vicente, onde predominam lineamentos NE. Os canais na planície demonstram lineamentos E-W associados à subsidência, especialmente perto de Baía Chá Mariana e afloramentos do Grupo Cuiabá e Vulcânicas de Mimoso. Entre os corpos da Província Alcalina de Mimoso, ocorre um trecho em subsidência (direção E-W), delimitado por dois trechos em ascensão, ambos relacionados a lineamentos NW-SE.

Os canais apresentam trechos retilíneos nas direções NW e N-S, E-W, associados tanto a subsidência quanto a ascensão. Regiões condicionadas a NE ocorrem em menor proporção, relacionadas a trechos em subsidência. No entanto, não é possível determinar uma preponderância entre subsidência e ascensão com os dados disponíveis. A maioria das anomalias encontra-se na região limítrofe da Bacia do Pantanal definida por Mioto et al. (2012), exceto o Ribeirão Água Branca.

Os valores extremos de RDE concentram-se onde perfis longitudinais e lineamentos indicam movimentação (subsidência/ascensão). Os menores valores estão presentes em trechos de possível subsidência na Bacia do Pantanal (Figura 22). Na região do Granito e Arco de São Vicente, há variação entre trechos quase paralelos de subsidência e ascensão. Na área do Córrego Rancho Queimado, há possível ascensão na borda da escarpa e subsidência na planície, com valores de RDE altos. Valores medianos aparecem em um único caso, também indicando ascensão e subsidência, no Córrego Coqueiro, próximo à Falha de São Lourenço (Figura 22).

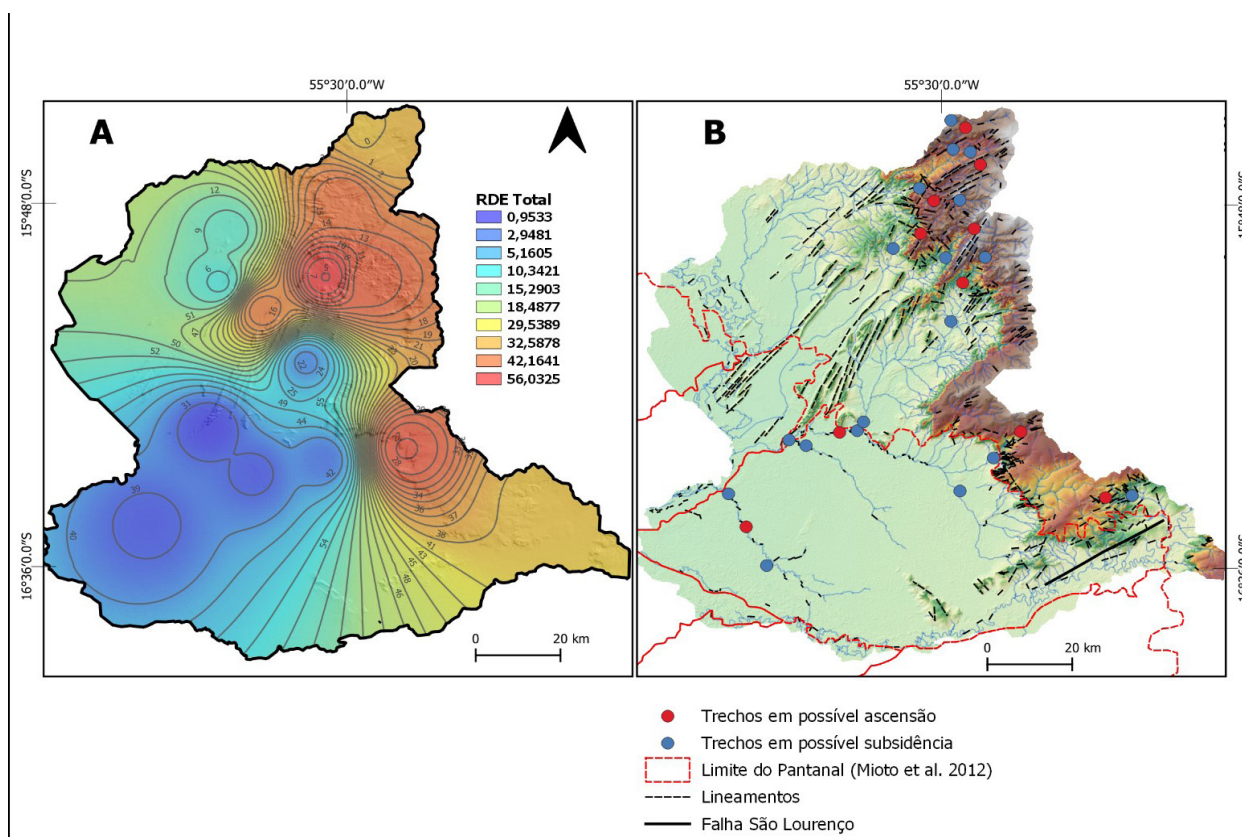


Figura 22. A e B) Comparação entre valores de RDE, lineamentos e possíveis trechos em subsidência e ascensão. Trechos de acumulação de sedimentos e encontros de canais que tiveram o perfil acima da linha de tendência, não foram consideradas como anomalias.

Autores como Assine (2003) e Assine et al. (2015) observaram que falhas nas direções NE e NW controlam a ocorrência de terrenos pré-cambrianos nas bordas da Bacia do Pantanal. As direções dos lineamentos na Bacia do Pantanal, predominantemente entre ENE e WNW, além de NE e N-S, corroboram as observações de Paranhos Filho et al. (2013). Para estes autores, estas direções NE, NW e N-S são estruturas herdadas do embasamento, reativadas desde o Pleistoceno até os dias atuais. Os lineamentos E-W são considerados mais jovens, refletindo a convergência Andina e sendo responsáveis pela reativação das estruturas mencionadas.

Segundo Garcia, Weska e Dantas (2022), na região do Rio Itiquira, as falhas mais recentes são direcionadas NW-SE e NNW-SSE, correlacionadas à evolução da Bacia do Pantanal. Para os autores, essas falhas reativam antigas estruturas NE-SW e ENE-WSW relacionadas aos primeiros estágios da evolução da Bacia do Paraná e do Rifte Rio das Mortes (WESKA, 1996).

Assine et al. (2015) afirmam que na Bacia do Pantanal existem falhas que impactam os canais tributários modernos, como corixos e vazantes, condicionan-

do o sistema de drenagem atual. Paranhos Filho et al. (2017) corroboram essa observação ao demonstrar que grandes lineamentos controlam várias bacias hidrográficas do Pantanal e seus canais.

Mioto et al. (2019) indicam um controle estrutural predominante nas bordas da Bacia do Pantanal, destacando as direções NE-SW, N-S e E-W. Na região Baixo Barão de Melgaço, foco deste estudo, também foi observado controle estrutural nos limites, conforme Mioto et al. (2019). Foram identificadas direções N-S, E-W, WNW-ESE e NW-SE, correlacionadas a trechos tanto de subsidência quanto de ascensão.

É relevante notar que na borda da bacia, afloram corpos da Província Alcalina de Mimoso, destacados na Planície. Isso sugere que o afloramento desses corpos pode estar condicionado à movimentação das estruturas adjacentes. Além disso, as rochas dessa Província apresentam fraturas nas direções NW (NNW-SSE, WNW-ESE) e NNE-SSW. Considerando as idades de cristalização dessa Província, entre 91,4 e 84,7 Ma, conforme Sousa et al. (2014a) e Batata (2022), essas estruturas e lineamentos associados se desenvolveram no máximo no Cretáceo Superior.

A Falha de São Lourenço (Lacerda Filho *et al.* 2004), identificada na área de estudo pelo Rio São Lourenço, divide o Pantanal em duas regiões: Alto Barão de Melgaço e Baixo Barão de Melgaço (Mioto *et al.* 2012, 2019). Estendendo-se do Planalto dos Guimarães para a Planície Pantaneira, essa falha exerce controle estrutural até os morros de testemunho da Bacia do Paraná (Corradini e Assine, 2012). O controle estrutural do rio é observado apenas até onde ocorrem esses morros. Embora análises detalhadas de RDE e perfil longitudinal do Rio São Lourenço não tenham sido realizadas, uma correlação genérica sugere subsidência parcial do Córrego Coqueiro associada a essa falha. Os morros de testemunho da Bacia do Paraná podem aflorar devido à movimentação da Falha de São Lourenço.

Os dados indicam que em várias regiões da Chapada dos Guimarães, há trechos com possível ascensão intercalados com trechos paralelos em subsidência, especialmente no eixo Arco de São Vicente, no Granito e próximo ao Córrego Rancho Queimado. Esses trechos são influenciados por lineamentos preferenciais NE, alinhados com direções de estruturas regionais, como o Arco de São Vicente (Oliveira e Mulhmann, 1976), Falha das Parnaíbas, Falha de Jaciara-Serra Grande (Barros *et al.* 1982) e Falha de Poxoréu (Barros *et al.* 1982, Gonçalves e Schneider, 1970).

Batata (2022) associa o desenvolvimento do Arco de São Vicente ao magmatismo alcalino da Província Alcalina de Mimoso, ocorrido no Cretáceo Superior. Segundo Gonçalves e Schneider (1970) e Oliva *et al.* (1979), as Falhas de Poxoréu e Jaciara-Serra Grande foram formadas durante e após a deposição da Formação Botucatu (150 a 125 Ma), sendo reativadas durante e após a deposição da Formação Bauru (93 a 72 Ma) (Milani, 2007). Barros *et al.* (1982) correlacionam essas falhas ao Lineamento Transbrasiliiano e atribuem idades semelhantes à Região Falhada das Parnaíbas.

Weska (1996) sugere que os falhamentos de direção NE na região estão ligados a eventos distensivos, enquanto os NW estão associados a eventos compressivos. Estruturas de direção N-S e E-W são correlatas às de direção NE. Na área de estudo, especialmente na região do Granito São Vicente e no Córrego Monjolinho (Bacia do Paraná), alguns lineamentos NW são correlacionados a trechos em ascensão. Em geral, a quantidade de lineamentos NW relacionados a ascensão foi maior na área de estudo como um todo. No entanto, os de direção N-S estiveram predominantemente associados a trechos em ascensão.

Neste estudo, na Bacia do Paraná, a direção N-S é evidente nas áreas possivelmente afetadas pelas estruturas associadas às Falhas de Poxoréu e São Lourenço. Silva (2014) identificou a Falha de Coronel Ponce com direção N-S, associando-a ao magmatismo neocretáceo da Formação Paredão Grande (Weska, 1996; Gibson *et al.* 1997). Na Bacia do Pantanal, esses lineamentos estão relacionados a trechos retilíneos dos canais, sendo, de acordo com Paranhos Filho *et al.* (2013), ligados à reativação de antigas estruturas do embasamento.

Silva (2014) também discriminou lineamentos E-W oblíquos aos NW-SE e NE-SW. A direção E-W, segundo o autor, condiciona feições de quebra de relevo e mostra associação com as Falhas das Parnaíbas, Jaciara-Serra Grande e Poxoréu. Neste estudo, os lineamentos E-W apresentam maior concentração na região correlacionada à Falha de Poxoréu.

CONCLUSÕES

Na área de estudo os lineamentos predominam nas direções NE, seguidas por NW, E-W e N-S de forma subordinada. Os lineamentos NE e NW concentram-se principalmente na Bacia do Paraná, onde há quatro concentrações de lineamentos NE na borda da Chapada dos Guimarães: 1) região do Arco de São Vicente, possivelmente relacionada às Falhas das Parnaíbas; 2) região próxima ao Ribeirão Água Branca, alinhada com a Falha de Jaciara-Serra Grande; 3) região do Córrego Rancho Queimado, onde os lineamentos mostram-se cortados por estruturas de direção NW-SE e E-W e que encontra-se alinhada aos lineamentos da Falha de Poxoreu; e 4) no Córrego Coqueiro, onde os lineamentos são cortados por outros de direção NW, enquanto os NE-SW parecem estar condicionados pela Falha São Lourenço.

A análise integrada dos perfis longitudinais, RDE e lineamentos estruturais permitiu identificar potenciais trechos com anomalias na Bacia do Paraná. Na borda da Chapada dos Guimarães, especialmente no Granito e no eixo do Arco de São Vicente, foram identificados trechos com direção NE associados a movimentos de subsidência e ascensão. Em outras áreas, como no Córrego Rancho Queimado (ligado à Falha de Poxoréu) e no Córrego Coqueiro (associado à Falha São Lourenço), foram observados trechos com ascensão na borda da escarpa e subsidência em áreas mais baixas. Nessas regiões, os valores de RDE variaram de 56 a 32.

Na Bacia do Pantanal, os lineamentos NW predominam, influenciando o curso geral dos canais. Direções E-W controlam principalmente o Ribeirão Mutum e pequenos trechos de outros canais, assim como a direção N-S. O Rio São Lourenço é condicionado pela direção ENE-WSW, reflexo da Falha São Lourenço. Fraturas medidas em rochas da Província Alcalina de Mimoso indicam uma idade máxima no Cretáceo Superior.

A análise combinada dos perfis longitudinais, RDE e lineamentos estruturais na Bacia do Pantanal revela áreas de possível subsidência, predominantemente na borda estabelecida por Miotto *et al.* (2019). O controle estrutural nessa região pode influenciar a ocorrência dos corpos da Província Alcalina de Mimoso, onde se concentram valores baixos de RDE (0,95 a 2).

A área em estudo encontra-se no contexto e é afetada pelas estruturas regionais, tais como as Falhas das Parnaíbas, Jaciara-Serra Grande, Poxoréu, Arco de São Vicente e Falha de São Lourenço. No entendimento de vários autores, estas quatro primeiras estruturas teriam tido o início das suas colocações (ou reativações) no cretáceo superior (Gonçalves e Schneider, (1970), Oliveira e Mulhmann (1967), Barros *et al.* (1982). Estas estruturas, segundo Almeida (1986) são possíveis zonas de fraqueza preexistentes que foram reativadas pela fragmentação continental mesozoica (abertura do Atlântico Sul), sob a perspectiva da Ativação Meso-cenozoica ou Reativação Wealdeniana (Almeida 1967, 1968); Zalán (2004). Para Weska (1996) a variedade de lineamentos que ocorrem na região, muitas vezes truncados entre si, evidenciam atividades tectônicas cíclicas ocorrendo desde o cretáceo superior até o quaternário. A Falha de São Lourenço, embora com poucos dados, foi considerada antiga e reativada no Quaternário por Corradini e Assine (2012), estando mais relacionada à Bacia do Pantanal do que à Bacia do Paraná.

Para Ross (2015), a movimentação da Placa Sul-americana e a subducção da Placa de Nazca no Pacífico, possibilita a formação da orogenia Andina, redefinindo simultaneamente interior do continente. Segundo o mesmo autor, o Arco de São Vicente e os falhamentos permitiram que processos erosivos ocorressem junto às atividades tectônicas, resultando em rebaixamentos generalizados no Terciário e Quaternário. A Chapada dos Guimarães é resultado da combinação de processos geotectônicos, desencadeados a partir da movimentação da abertura do Atlântico, da orogenia Andina e do soerguimento da plataforma sul-americana desde o Juro cretáceo até o Cenozoico (Ross, 2015).

Portanto, os dados apresentados demonstram que há um controle estrutural na borda nordeste da Bacia do Pantanal e Arco de São Vicente. Neste sentido, o relevo atual da região pode ter sua origem e estruturação a partir de processos neotectônicos, atuantes, pelo menos, do cretáceo superior até o cenozoico. Recomenda-se, para a melhor delimitação cronológica destes eventos, mais dados de campo, com a observação de corte e hierarquia de estruturas rúpteis, bem como datações termocronológicas de baixa temperatura, como Traços de Fissão em Apatita.

AGRADECIMENTOS

Os dados apresentados fazem parte da pesquisa desenvolvida durante o mestrado pela primeira autora, com bolsa concedida pelo Programa de Demanda Social - Bolsa da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes).

Agradecimentos ao Instituto Nacional de Pesquisa do Pantanal; e ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal Guaporé e ao Laboratório por Termocronologia em Traços de Fissão, do qual os dois primeiros autores fazem parte.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. Divisão e Geologia e Mineralogia - DNPM, Rio de Janeiro, Boletim 215, 123p.

Almeida, F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira.

Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, v. 13, n. 3, p. 139-158.

Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n. 4, p. 325-349. DOI: 10.25249/0375-7536.1986325349

Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai - A estruturação da região de Cuiabá, Revista Brasileira de Geociências, v. 23, n.1, p. 18-30. DOI: 10.25249/0375-7536.19932311830.

- Assine, M.L.; Alvarenga, C.J.S.; Perinotto, J.A.J. 1998. Formação Iapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, v. 28, n. 1, p. 51-60.
- Assine, M.L. 2003. Sedimentação na bacia do Pantanal matogrossense, centro-oeste do Brasil.
- Assine, M.L.; Soares, P.C.; Milani, E.J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozoicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 2, p. 77-89. DOI: 10.25249/0375-7536.19947789
- Barros, A.M.; Silva, R.H.; Cardoso, O.R.F.A.; Freire, F.A.; Sousa Júnior, J.J.; Rivetti, M.; Luz, D.S.; Palmeira, R.C.B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. In: PROJETO RADAM-BRASIL: Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD.21 Cuiabá, Textos e mapas, Rio de Janeiro, MME/SG, n. 26, p. 25-75.
- Batata, M. E. F. 2022. Petrologia das Vulcânicas de Mimoso - Santo Antonio de Leverger (MT). Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44143/tde-04072022-111754/>. Acesso em: 16 jul. 2023.
- Belarmino, Yuri da Silva; de Holanda, F.B. 2021. Análise morfoestrutural e aplicação do Índice Declividade Extensão (RDE) na bacia hidrográfica do rio Ubatuba, divisa CE/PI, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 22, n. 2, p. 442. DOI: 10.20502/rbg.v22i2.1974
- Berrocal, J.; Assumpção M.; Antezana, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H.; Veloso, J.A. 1984. Sismicidade do Brasil, IAG- Universidade de São Paulo/CNEN, 420 pp.
- Boyd, K.F.; Schumm, S.A. 1995. Geomorphic evidence of deformation in the Northern part of the New Madrid seismic Zone. In SHEDLOCK, K.M.; JOHNSTON, A.C. (Eds.) *Investigations of the New Madrid seismic zone*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1538-R: 35p.
- Branner, I. C. Earthquakes in Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am* 2(2): 105-117, 1912. Eckel, E.B. Geology and mineral resources of Paraguay - a reconnaissance. *U.S. Geological Survey, Prof. Paper* 327, 110p., 1959.
- Braun, O. P. O. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, IBGE, 32(3) :3-39.
- Burnett, A.W.; SCHUMM, S.A. 1983. Alluvial river response to neotectonics deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, v. 222 p. 49-50. DOI: 10.1126/science.222.4619.49
- Caretta, A. R. 2006. Análise Morfométrica da Bacia do Ribeirão Bom Jesus, Alto Rio Pardo SP/MG. In: VI - Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2006, Goiânia. VI SINAGEO e Regional Conference on Geomorphology. v. 1. p. 185-185.
- Celarino, A.L.S.; Ladeira, F. S.B. 2014. Análise Morfométrica da Bacia do Rio Pardo (MG e SP). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 471-491. DOI: 10.20502/rbg.v15i3.472.
- Christofoletti, A. 1980. *Geomorfologia* (2ª Edição., p. 188). São Paulo: Edgar Blüchler.
- Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R.; Perinotto, J. A. J.; Fulfaro, V. J. 2004. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56. DOI: 10.5327/S1519-874X2004000200004
- Etchebehere, M. L. D. C.; Saad, A. R.; Santoni, G.; da Costa 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(3), 271-287.
- Freitas, R. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia*, 6, 7-107.
- Garcia, P. M. de P.; Weska, R. K.; Dantas, E.L. 2022. Sedimentology, geomorphology, structural controls, and detrital zircon ages of the Itiquira River diamond placer deposits, Mato Grosso, western Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 114, p. 103712, 2022. DOI: 10.1016/j.jsames.103712.
- Gerbova, V. G.; Tikhomirov, V. V. 1982. Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. *Geologische Rundschau*, v. 71, p. 513-518. DOI: 10.1007/BF01822380
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Weska, R.K.; Dickin, A.P.; Leonardos, O.H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n. 126, p. 303-314. DOI: 10.1007/s004100050252.
- Godoy, A.M.; Manzano, J.C.; Ruiz, A.S.; Araujo, L.M.B. de. 2007. Os Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai MS e MT. *Geologia USP, Série Científica*, n.7, p. 29-44. DOI: 10.5327/Z1519-874x2007000100003
- Gonçalves, A.; Schneider, R.L. de. 1970. Geologia do centro-leste de Mato Grosso. Ponta Grossa: Petrobras/DESUL, Relatório Técnico Interno, n. 394, p. 43.
- Hack, T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient. *Journal Research of U.S. of Geol. Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429.
- Hales, F. W. 1981. Anomalias magnéticas de origem profunda na Fossa do Araguaia e no Pantanal: suas implicações geológicas. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 44 (425): 24-30.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop Sobre, 1, Belo Horizonte. *Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia*, 1990, p. 1-31.

- Holbrook, J.; Schumm, S.A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, v. 305, n. 1-3, p. 287-306. DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00011-6
- Horton, B. K.; Decelles, P. G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, v. 25, n. 10, p. 895-898. DOI: 10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TM-FBSA>2.3.CO;2
- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - IAG. São Paulo, 2023. Disponível em: <<https://moho.iag.usp.br/about/>>.
- IBGE. Rio de Janeiro - Bacias Hidrográficas do Brasil BHB250. Documentação Técnica. Versão 2021.09.24 : IBGE, 2021.
- IBGE. Cuiabá - Geomorfologia: IBGE, 2000. Escala 1:250.000.
- Lacerda Filho, J. V. D.; Abreu Filho, W.; Valente, C. R.; Oliveira, C. C. D.; Albuquerque, M. C. D. 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. CPRM; Secretaria de Estado de Indústria, Comércio, Minas e Energia do Estado de Mato Grosso (SICME-MT).
- Manzano, J. C.; Godoy, A. M.; de Araújo, L. M. B. 2008. Contexto tectônico dos granitoides neoproterozoicos da faixa de dobramentos Paraguai, MS e MT. *Geociências*, p. 493-507.
- Mato Grosso: INTERMAT - Instituto de Terras de Mato Grosso. 2023. Base Cartográfica Digital do Estado de Mato Grosso. Cuiabá, MT: Ed. INTERMAT, 20. Disponível em: www.intermat.mt.gov.br aba: Informações Cartográficas.
- Mioto, C. L.; Paranhos Filho, A. C.; do Amaral Albrez, E. 2012. Contribuição à caracterização das sub-regiões do Pantanal. *Revista Entre-Lugar*, v. 3, n. 6, p. 165-180.
- Mioto, C. L.; Amorim, G.; Machado, R.; Dalmas, F.B.; Oliveira, A.P.G.; Saad, A.R.; Diodato, M.A.; Paranhos Filho, A.C. 2019. Neotectonics as a structural control of the boundaries of the Pantanal Matogrossense Sub-Regions. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 91. DOI: 10.1590/0001-3765201920170697
- Mörner, Nils-Axel. 1978. The INQUA Neotectonics Commission. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, v. 100, n. 3, p. 286-286. DOI: 10.1080/11035897809452537
- Mörner, Nils-Axel. 1993. Neotectonics, the new global tectonic regiment during the last 3 Ma and the initiation of ice ages. *Paleogeophysics & Geodynamics*, S-10691 Stockholm, Sweden. p. 295-295.
- NASA JPL. 2013. NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-12-03 from <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1.003>
- Obruchev, V. A. 1948. Main features of kinetics and plastics of neotectonics. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, v. 5, p. 13-24.
- Oliveira, M.A.M. de; Mühlmann, H. 1967. Observation on the geology of Chapada dos Guimarães, Mato Grosso. *Petrobrás*. 5p. (Relatório Técnico Interno 362).
- Pavlidis, S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, 1: 233-235.
- Paranhos Filho, A.C. 2013. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 85, p. 913-922. DOI: 10.1590/S0001-37652013000300007.
- Paranhos Filho, A. C.; Nummer, A.R.; Albrez, E.A.; Ribeiro, A.A.; Machado, R. 2017. Controle estrutural da hidrografia do Pantanal, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 40, n. 1, p. 156-170. DOI: 10.11137/2017_1_156_170.
- Pinheiro, M. R.; de Queiroz Neto, J. P. 2015. Neotectônica e evolução do relevo da região da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba/Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 4. DOI: 10.20502/rbg.v16i4.668
- Riccomin, C. 1989. O Rift continental do sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Rosante, K. T.; Hackspacher, C. P.; Doranti-Tiritan, C.; Godoy, D. F. de. 2010. Análise morfométrica da bacia do Rio Xapivari (alto rio pardo) como contribuição aos estudos de neotectônica do planalto sul de minas. *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 128-139.
- Ross, J. L. S. 2014. Chapada dos Guimarães: borda da bacia do Paraná. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 28, p. 180-197. DOI: 10.11606/rdg.v28i0.525
- Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Ruiz, L. M. B. A. 1999. A faixa de dobramentos Paraguai e os granitoides tardi-cinmáticos: uma caracterização preliminar dos granitoides Lajinha e Araguaiana no leste mato-grossense. In: *Simpósio De Geologia Da Amazônia*, 6. Manaus. Anais. Manaus: SBG/NO. p. 307-10.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira-esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, v. 1, n. 1 e 2, p. 1-15. DOI: 10.18285/geonomos.v1i1e2.233
- Santos, M.; Ladeira, F. S. B.; Batezelli, A. 2019. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 2. DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1564.
- Salamuni, E.; Ebert, H. D.; Hasui, Y. 2004. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p. 469-478. DOI: 10.25249/0375-7536.2004344469478.

- SESEQUENT, THE BENTLEY SUBSURFACE COMPANY. Visible Geology. 2023. Disponível em: <https://app.visiblegeology.com/profile.html>
- Shiraiwa, S. 1994. Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Brazil
- Silva, D. G. Q. R. 2014. A Sedimentação Neocretácea e a Influência Tectônica na Bacia de Poxoréo, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso. 54 p.
- Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, L. 1998. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationships to the Transbrasiliano Lineament. Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 459-469.
- Sousa, M.Z.A.; Batata, M.E.F.; Ruiz, A.S.; Lima, G.; Matos, J.M. 2014. Carta geológica: folha Barão de Melgaço - SE.21-X-A-III. Goiânia: CPRM. Escala 1:100.000. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18321>
- Sousa, M. Z. A. 1997. Petrologia e geoquímica do complexo alcalino Ponta do Morro, MT. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, 171p
- Sousa, M.Z.A.; Ruiz, A.S.; Batata, M.E.F.; Lima, G. A. 2014. U-Pb (SHRIMP) and Sm-Nd results from the Ponta do Morro Alkaline Complex-MT: tectonics implications. In: 9th South American Symposium on Isotope Geology - 9th SSAGI. Anais... São Paulo-SP, Instituto de Geociências - USP.
- Thomé Filho, J. J.; Schislewski, G.; Shinzato, E.; Rocha, G.; Dantas, M.; Castro Júnior, P. R. 2006. Sistema de informação geoambiental de Cuiabá, Várzea Grande e entorno-SIG CUIABÁ. Vol. 2.
- Trivelli, G. G. B.; Pierosan, R.; Ruiz, A. S. 2017. Geologia e petrologia do Granito São Vicente na região do Parque Estadual Águas Quentes, estado de Mato Grosso, Brasil. Geologia USP. Série Científica, v. 17, n. 3, p. 29-48. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v17-426.
- Ussami, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J. M. L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. Tectonics, v. 18, n. 1, p. 25-39. DOI: 10.1029/1998tc900004.
- Vita-Finzi, C. 1986. Recent earth movements: an introduction to neotectonics. Academic Press.
- Weska, R. K. 1996. Geologia da Região Diamantífera de Poxoréo e Áreas Adjacentes. Instituto de Geociências Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado.
- Zalán, P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 595-613.



**NÚCLEO
NORTE**

