



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 174

**ESTUDO ISOTÓPICO DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA
GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ, SUDESTE DO CRÁTON
AMAZÔNICO**

Tese apresentada por:

HELMUT SOUSA PIMENTEL

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Coorientador: Dr. Marcelo Lacerda Vasquez (CPRM-SUREG)

**BELÉM – PARÁ
2024**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

P644e Pimentel, Helmut Sousa.
Estudo isotópico do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá,
Sudeste do Crátão Amazônico / Helmut Sousa Pimentel. —2024.
xxiv, 165 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira Tese
(Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2024.

1. Geoquímica. 2. Geocronologia. 3. Sudeste da Amazônia. 4.
Ciclo Transamazônico. 5. Granito-greenstone. I. Título.

CDD 551.715098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTUDO ISOTÓPICO DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA
GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ, SUDESTE DO CRÁTON
AMAZÔNICO**

TESE APRESENTADA POR

HELMUT SOUSA PIMENTEL

Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área GEOQUÍMICA E PETROLOGIA Linha de Pesquisa Geocronologia e Geoquímica Isotópica.

Data de Aprovação: 22 / 03 / 2024

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Orientador - UFPA)

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros
(Membro – UFPR)

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
(Membro – UnB)

Prof. Dr. Jean-Michel Lafon
(Membro – UFPA)

Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
(Membro – UFPA)

"Nesta tese, embarcamos em uma jornada científica fascinante pelas eras geológicas da Amazônia, em busca das respostas que as rochas nos oferecem. Com cada amostra analisada e cada datação realizada, nossa compreensão da história da região se aprofunda, revelando os processos geológicos que ajudaram a moldar a paisagem e a vida ao longo dos milênios. É com gratidão e admiração pela imensidão geológica do Cráton Amazônico que dedico esta pesquisa aos desbravadores do passado, aos cientistas incansáveis e à natureza majestosa que nos envolve."

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), e ao Laboratório Pará-Iso do Instituto de Geociências (IG), pela oportunidade e infraestrutura fornecida para o desenvolvimento da tese de doutorado.

À empresa *Belo Sun Mining Inc.*, pelo apoio logístico, permissão e concessão das amostras utilizadas nesta tese através do *Confidentiality and Standstill Agreement*. Em especial, aos geólogos Stéphen Amireault, Antônio Ramos Bisneto, Ricardo Lopes, Everaldo Cavalcanti e Kleber Souza pelas discussões em campo e informações geológicas, além dos demais funcionários da empresa que contribuíram com este trabalho.

Ao meu orientador, professor Doutor Moacir José Buenano Macambira, pela habilidade e conhecimento científico único, tornando a conclusão deste documento possível.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro através do Programa de Excelência Acadêmica – Doutorado (PROEX nº 88882.347895/2019-01).

Ao Serviço Geológico do Brasil, pelo apoio técnico-científico e, em especial, ao meu coorientador Doutor Geocientista Marcelo Lacerda Vasquez e a geóloga Mestra, Jenny Alexandra Ortega Cardozo, pelas análises ao MEV.

Ao Laboratório de Laminação do IG/UFPA, coordenado pela técnica Joelma Lobo, pela confecção das seções delgadas e polidas, cruciais no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Doutor Colombo C. G. Tassinari, diretor do GeoLab-SHRIMP da Universidade de São Paulo, pelas análises U-Pb.

À biblioteca do IG pela colaboração na padronização das normas da tese.

Ao Eng. Florestal Antônio Carlos Rillo e ao ajudante de campo Acácio Braz, pelo apoio logístico e ajuda na coleta de amostras de campo.

*"A Terra é um livro aberto, cujas páginas são
escritas em rochas."
(James Lovelock)*

RESUMO

A área da Volta Grande do Rio Xingu é crucial para o entendimento geológico dos períodos Sideriano e Riáciano do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas, Cráton Amazônico, que comporta mineralizações auríferas. O Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas com direção NW-SE que comportam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados essencialmente no Riáciano com expressivo crescimento crustal durante o Ciclo Transamazônico (2,26 a 2,06 Ga). O objetivo desta tese é investigar o ambiente tectônico e discutir a evolução crustal em ambiente de terrenos acrescionários e colisionais continentais. O estudo baseou-se no levantamento de campo, mapeamento geológico-geofísico, petrografia, geoquímica, geocronologia e geoquímica isotópica, tendo sido aplicados os métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão via SHRIMP e LA-ICP-MS, U-Pb em titanita via LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total via TIMS. A integração geológica-geofísica destacou a Zona de Cisalhamento Bacajá de direção NW-SE, com bordas bem delimitadas, com terrenos foliados de altas susceptibilidades magnéticas, que deformou plasticamente os litotipos em seu interior. O estudo petrográfico identificou rochas metavulcanossedimentares da sequência Três Palmeiras, Suíte Intrusiva Oca (composta de granodiorito, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito, monzodiorito e diorito), além de granodiorito, monzogranito e sienogranito do Complexo Bacajá e da Suíte Intrusiva Arapari. A mineralização orogênica hidrotermal zonada de ouro ocorre no contato entre o Grupo Três Palmeiras com a Suíte Intrusiva Oca. A geoquímica das rochas vulcânicas máficas da Formação Itatá (inferior) do Grupo Três Palmeiras é de caráter toleítico evoluído em uma dorsal mesoceânica e em arcos de ilha juvenis, enquanto as rochas vulcânicas da Formação Bacajá (superior) estão relacionadas a arcos vulcânicos cálcio-alcalinos em margens continentais ativas de domínio compressional. Distingue-se três grupos de granitoides que representam diferentes fases da evolução magmática e tectônica do Domínio Bacajá no Riáciano, cujos resultados revelaram idades num intervalo de cerca de 110 Ma: granitoides de 2,20-2,17 Ga da Suíte Intrusiva Oca, e 2,17 Ga, sienogranito com biotita do Complexo Bacajá, além do monzogranito com biotita de 2,09 Ga da Suíte Intrusiva Arapari. A Suíte Intrusiva Oca é composta de rochas intermediárias a ácidas, cálcico a álcali-cálcico, ultramagnesianas a médio magnesianas, metaluminosas a peraluminosas formadas em ambiente de granitos de cordilheira relacionadas a arcos vulcânicos. Os ETR dos granitoides da Suíte Intrusiva Oca mostram forte fracionamento magmático, traduzido pela alta razão $(La/Lu)_N$, e enriquecimento nos elementos Rb, Th e K, e empobrecimento em Ba, Nb, P e Ti, tendo como fonte rochas máficas com alto a baixo teores de K. O Complexo Bacajá é representado por

quartzo monzonito, granito e granodiorito cálcico a álcali-cálcico, médio-magnesianos e peraluminosos, cujas fontes são rocha máficas com baixo-K e alto-K com alguma contribuição de metassedimentos. As rochas da Suíte Intrusiva Arapari são médio-magnesianas, cálcio-álcali a álcali-cálcico e metaluminosas, tendo como fontes rochas máficas com alto-K. Os granitoides sin a tardi-colisionais (Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari) são ricos em LILE e ETRL, apresentam anomalias negativas de Ni, P e Ti, e depletação em HFSE, típicos de granitos orogênicos de arcos vulcânicos. Em termos de isotópicos, a sequência Três Palmeiras possui Nd-T_{DM} de 2,35 a 2,58 Ga com $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de -0,41 a +3,20. A Suíte Intrusiva Oca encerra rochas com Nd-T_{DM} entre 2,24 e 3,06 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ que variam entre -5,99 e +2,44. As idades de cristalização U-Pb em zircão dessa suíte são: 2203 ± 23 Ma com Hf-T_{DM}^C entre 2,4 e 2,8 Ga e $\epsilon\text{Hf}_{(2,20\text{Ga})}$ entre -0,45 e +5,24 para o corpo Ouro Verde; 2173 ± 7 Ma com Hf-T_{DM}^C entre 2,3 e 2,6 Ga e $\epsilon\text{Hf}_{(2,17\text{Ga})}$ entre +2,04 e +7,65, adicionado a uma idade U-Pb 2171 ± 17 Ma em titanita, para o corpo Central, e 2171 ± 13 Ma com Hf-T_{DM}^C entre 2,4 e 3,4 Ga e $\epsilon\text{Hf}_{(2,17\text{Ga})}$ entre -10,32 e +4,34 para o corpo Buma, com gerações distintas de crosta entre o Mesoarqueano e o Sideriano/Riaciano. O Complexo Bacajaí apresenta idade de cristalização de 2165 ± 10 Ma, Hf-T_{DM}^C entre 2,5 e 2,8 Ga e $\epsilon\text{Hf}_{(2,16\text{Ga})}$ de -0,35 a +3,04, com fontes mantélicas do Neoarqueano. A Suíte Intrusiva Arapari possui idade de cristalização 2094 ± 13 Ma, Nd-T_{DM} de 2,38 Ga, $\epsilon\text{Nd}_{(2,09\text{Ga})}$ de -1,15, Hf-T_{DM}^C entre 2,6 e 2,8 Ga, e o $\epsilon\text{Hf}_{(2,09\text{Ga})}$ variando de -2,77 a +1,59, o que indica mistura de fonte mantélica e crustal geradas do Neoarqueano ao Sideriano. A evolução geológica da região estudada é marcada por diversos eventos. No Sideriano, sequências vulcanosedimentares com basaltos toleíticos e andesitos de arco de ilhas foram depositados, seguidas de colocação de granitoides durante a colisão e formação de arco continental composto por dioritos a granitos entre 2,20 e 2,09 Ga. O estágio mais avançado e tardio da orogenia Transamazônica na região da Volta Grande é representado pela colocação granitoides peraluminosos da Suíte Intrusiva Arapari, que encerram a complexa evolução geológica da região. A análise realizada neste estudo destaca a proposta de similaridade fundamentada na similaridade petrográfica, geocronológica e isotópica entre a região da Volta Grande e os domínios Lourenço e Carecuru, localizados no estado do Amapá, na porção nordeste da Província Maroni-Itacaiúnas.

Palavras-chave: geoquímica; geocronologia; sudeste da amazônia; ciclo transamazônico; granito-*greenstone*.

ABSTRACT

The area of the Volta Grande of the Xingu River is crucial for the geological understanding of the Siderian and Riacian periods in the Bacajá Domain, Maroni-Itacaiúnas Province, Amazonian Craton, which hosts significant gold mineralizations. The Bacajá Domain is composed of tectonic associations with NW-SE orientation that contain reworked Archean and Siderian fragments, mainly during the Riacian, with significant crustal growth during the Transamazonian Cycle (2.26 to 2.06 Ga). The objective of this thesis is to investigate the tectonic environment and discuss the crustal evolution in accretionary and continental collision settings. The study relied on field surveys, geological-geophysical mapping, petrography, geochemistry, geochronology, and isotopic geochemistry, employing U-Pb and Lu-Hf methods in zircon via SHRIMP and LA-ICP-MS, U-Pb in titanite via LA-ICP-MS and Sm-Nd on whole rock via TIMS. The geological-geophysical integration reveals the NW-SE trending Bacajá Shear Zone with well-defined edges and foliated terrains of high magnetic susceptibilities, plastically deforming the lithotypes within. Petrographic analyses identified metavolcanosedimentary rocks of the Três Palmeiras sequence, the Intrusive Oca Suite (composed of granodiorite, quartz monzodiorite, quartz monzonite, monzodiorite, and diorite), as well as granodiorite, monzogranite, and sienogranite of the Bacajaí Complex and the Arapari Intrusive Suite. The zoned hydrothermal orogenic gold mineralization occurs at the contact between the Três Palmeiras Group and the Intrusive Oca Suite. The geochemistry of mafic volcanic rocks from the lower Itatá Formation of the Três Palmeiras Group indicates evolved tholeiitic character in a mid-oceanic ridge and juvenile island arc setting, while the volcanic rocks of the upper Bacajá Formation are related to calc-alkaline volcanic arcs in active compressional continental margins. Three groups of granitoids representing different phases of magmatic and tectonic evolution in the Bacajá Domain during the Riacian were distinguished, with ages spanning around 110 M.y.: granitoids from the Intrusive Oca Suite at 2.20-2.17 Ga, syenogranite with biotite from the Bacajaí Complex at 2.17 Ga, and biotite-bearing monzogranite from the Arapari Intrusive Suite at 2.09 Ga. The Intrusive Oca Suite comprises intermediate to acid, calcic to alkali-calcic, ultramafic to medium-mafic, metaluminous to peraluminous rocks formed in a cordilleran granitic setting related to volcanic arcs. The REE of Intrusive Oca Suite granitoids exhibit strong magmatic fractionation, reflected in high $(La/Lu)_N$ ratios, enrichment in Rb, Th, and K, and depletion in Ba, Nb, P, and Ti, sourced from mafic rocks with varying K contents. The Bacajaí Complex consists of calcic to alkali-calcic, medium-mafic, and peraluminous quartz monzonite, granite, and granodiorite, sourced from

mafic rocks with low-K and high-K components and some input from metasediments. The rocks of the Arapari Intrusive Suite are medium-mafic, calcium-alkali to alkali-calcic, and metaluminous, sourced from mafic rocks with high-K content. The syn- to late-collisional granitoids (Bacajaí Complex and Arapari Intrusive Suite) are enriched in LILE and LREE, exhibiting negative anomalies in Ni, P, and Ti, and depletion in HFSE, typical of orogenic granites in volcanic arcs. In terms of isotopes, the Três Palmeiras sequence has Nd- T_{DM} values ranging from 2.35 to 2.58 Ga, with $\epsilon Nd_{(t)}$ varying from -0.41 to +3.20. The Intrusive Oca Suite includes rocks with Nd- T_{DM} between 2.24 and 3.06 Ga and $\epsilon Nd_{(t)}$ ranging from -5.99 to +2.44. U-Pb zircon crystallization ages for this suite are 2203 ± 23 Ma, with Hf- T_{DM}^C values between 2.4 and 2.8 Ga and $\epsilon Hf_{(2.20Ga)}$ ranging from -0.45 to +5.24 for the Ouro Verde body; 2173 ± 7 Ma with Hf- T_{DM}^C ranging between 2.3 and 2.6 Ga, and $\epsilon Hf_{(2.17Ga)}$ between +2.04 and +7.65, added to a U-Pb age of 2171 ± 17 Ma in titanite, for the Central body, and 2171 ± 13 Ma, with Hf- T_{DM}^C values between 2.4 and 3.4 Ga and $\epsilon Hf_{(2.17Ga)}$ ranging from -10.32 to +4.34 for the Buma body, indicating distinct crustal generations between the Mesoarchean and Siderian/Riacian. The Bacajaí Complex has a crystallization age of 2165 ± 10 Ma, Hf- T_{DM}^C values between 2.5 and 2.8 Ga, and $\epsilon Hf_{(2.16Ga)}$ ranging from -0.35 to +3.04, with mantelic sources from the Neoproterozoic. The Arapari Intrusive Suite has a crystallization age of 2094 ± 13 Ma, Nd- T_{DM} at 2.38 Ga, $\epsilon Nd_{(2.09Ga)}$ at -1.15, Hf- T_{DM}^C values between 2.6 and 2.8 Ga, and $\epsilon Hf_{(2.09Ga)}$ varying from -2.77 to +1.59, indicating a mixture of mantle and crustal sources generated from the Neoproterozoic to the Siderian. The geological evolution of the study region is marked by various events. In the Siderian, volcanic-sedimentary sequences with tholeiitic basalts and island arc andesites were followed by the emplacement of diorites to granites around 2.20 to 2.09 Ga and collision, originating continental arcs. The most advanced and late stage of the Transamazonian orogeny in the Volta Grande region is represented by the emplacement of peraluminous granitoids from the Arapari Intrusive Suite, closing the complex geological evolution of the region. The analyses in this study highlight the proposed similarity based on petrographic, geochronological, and isotopic similarities between the Volta Grande region and the Lourenço and Carecuru domains, located in the state of Amapá, in the northeastern portion of the Maroni-Itacaiúnas Province.

Keywords: geochemistry; geochronology; southeastern amazon; transamazonian cycle; granite-greenstone.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	A) Mapa de localização da área de estudo na região Volta Grande. Fonte: IBGE (2003) (https://www.ibge.gov.br/) e imagens de satélite de novembro de 2003 mostrando rios, estradas, cidades, localidades e pontos de afloramento de rocha; B) Fotografia com visão panorâmica local da Serra Três Palmeiras e um trecho do rio Xingu....	03
Figura 2 -	A) Mapa da Plataforma Sulamericana e B) Mapa das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Modificado respectivamente de Almeida <i>et al.</i> (1976) e Tassinari & Macambira (2004).....	15
Figura 3 -	Associações tectônicas e limites do Domínio Bacajá modificado de Vasquez <i>et al.</i> (2008b), com inclusão de dados geocronológicos de Cristo (2018)	18
Figura 4 -	Mapa geológico e geocronológico regional da área de estudo, adaptado de Vasquez <i>et al.</i> (2008b). Na figura estão representados os pontos amostrados, os locais dos furos de sondagem e um resumo dos dados geocronológicos disponíveis antes deste estudo. Este mapa regional serve como base para os mapas da geologia local apresentados no Capítulo 3, nas Figuras 5 (Vila Ressaca), 6 (Vila Itatá) e 7 (Volta Grande)	22
Figura 5 -	Mapa geológico da área Vila Ressaca, conforme localização na Figura 4. Identificação dos corpos da Suíte Intrusiva Oca e rochas da Formação Bacajá. Mapa modificado de Vasquez <i>et al.</i> (2008b) e Amireault (2017). Dados de geocronologia e geoquímica isotópica neste estudo, Vasquez (2006) e Cristo (2018) conforme Tabela 1.....	33
Figura 6 -	Mapa geológico da área Vila Itatá, conforme localização na Figura 4. Identificação dos corpos da Suíte Intrusiva Oca e Grupo Três Palmeiras. Mapa geológico modificado de Vasquez <i>et al.</i> (2008b), Amireault (2017) e Cristo (2018). Dados de geocronologia e geoquímica isotópica neste estudo, Vasquez (2006) e Cristo (2018) conforme Tabela 1.....	34

- Figura 7 - Mapa geológico e geocronológico de detalhe da área Volta Grande, conforme mapa regional da Figura 4 com identificação das litofácies petrográficas descritas. Mapa modificado dos mapas geológicos de Vasquez *et al.* (2008b) e dados da Tabela 1..... 35
- Figura 8 - Grupo Três Palmeiras - Visão macroscópica (esquerda) e microscópica polarizada, nicois paralelos (N//) (centro) e nicois cruzados (X) (direita) das rochas representativas da Formação Itatá. A1, A2 e A3 (Amostra P17) - Anfibolito, cinza escuro, com foliação fraca, sulfetos e textura nematoblástica. B1, B2 e B3 (Amostra P26) - Quartzo anfibolito com titanita, milonítico, cinza escuro e textura nematoblástica. C1, C2 e C3 (Amostra P18) - Metabasalto (hornblenda granular subédrica), cinza esverdeado e textura blastofítica. Minerais: Amp - anfibólio, Opq - opaco, Pl - plagioclásio..... 36
- Figura 9 - Grupo Três Palmeiras - Visão macroscópica, fotomicroscopia N // e NX (esquerda, centro e direita) de rochas da Formação Bacajá. A1, A2 e A3 (Amostra F06) - Profundidade de 30,0 m, xisto anfibolítico e textura lepidoblástica. B1 e B2 (Amostra F359) - Profundidade de 79,0 m, xisto anfibolítico (metabasalto), fenocristais de Pl, textura nematoblástica e porfirítica. C1 e C2 (Amostra F01) - Profundidade de 111,0 m, metandesito, textura granoblástica. D1, D2 e D3 (Amostra F525) - Profundidade de 118,0 m, rocha metavulcanoclástica (riodacito), cinza escura e fenocristais de Pl. E1, E2 e E3 (Amostra F525) - Profundidade de 99,0 m, rocha metassedimentar, camadas brancas e acinzentas de Qz / Bt + Chl + Ep e textura blastoporfirítica. Minerais: Act - Actinolita, Amp - anfibólio, Bt - biotita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Ep - epidoto, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita..... 40
- Figura 10 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) mostrando a composição mineralógica modal da Suíte Intrusiva Oca. A área rósea representa os corpos, litofácies e tectonofácies petrográficas..... 43
- Figura 11 - Suíte Intrusiva Oca. A) Fotomicrografia (NX) - textura granular hipidiomórfica da litofácies biotita quartzo monzonito (BQm) do

corpo Quartzo diorito Central. B) Detalhe do “enclave de decantação” na litofácies biotita quartzo monzodiorito (BQmd) do corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde. C) Visão macroscópica da rocha cinza média, com cristais de plagioclásio zonados e matriz escura de biotita e opacos da litofácies biotita granodiorito (BG), corpo Granodiorito Gameleira. D) Visão macroscópica mostrando a rocha cinza média, com plagioclásio branco e matriz de anfibólio e biotita. E) Fotomicrografia (NX), que mostra formação de sericita no centro dos cristais de plagioclásio, da litofácies biotita hornblenda granodiorito (BHG). Ambas as figuras (D e E) são do corpo Granodiorito Pequi. Minerais: Act - actinolita, Bt - biotita, Chl - clorita, Cm - argilomineral, Hbl - hornblenda, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita.....

49

Figura 12 -

A1, A2 e A3 (Amostra P20) - Gabro cinza a cinza-esverdeado, textura granular. B - Rocha ultramáfica (Amostra F573). Profundidade: 120,0 m, talco xisto, cinza escuro, minerais opacos euedrais, textura lepidoblástica. B1) Vista macroscópica; B2) Imagem MEV mostrando cristais euédricos de arsenopirita e magnetita; B3, B4 e B5) Visões microscópicas mostrando respectivamente cristais de actinolita bordejaos por cristais de talco, massa de tremolita e actinolita e cristais de carbonato em fraturas. Minerais: Act - actinolita, Amp - anfibólio, Apy - arsenopirita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Mag - magnetita, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Tlc - talco, Tr - tremolita. N// (direita) e NX (esquerda).

52

Figura 13 -

Complexo Bacajaí, unidade informal Granodiorito Paquiçamba, na margem esquerda do rio Xingu. A e B (Amostra P12), respectivamente, afloramento de monólitos decamétricos e fotomicrografia em N// da fácies mesopertita granodiorito (MpG). C e D (Amostra P25), fotomicrografia em N// e NX, respectivamente; textura granular hipidiomórfica da fácies biotita monzogranito (BMg). E e F (Amostra P29), fácies sienogranito com biotita (Sgb), no bloco métrico orientado no trend regional NW-SE, e fotomicrografia (NX), mostrando as feições dos feldspatos e quartzo

- de textura granular. Minerais: Anf - anfibólio, Bt - biotita, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo..... 54
- Figura 14 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) mostrando a composição mineralógica modal da unidade Complexo Bacajá - Granodiorito Paquiçamba (A) e Suíte Intrusiva Arapari - Charnockito Cobra Choca (B), com a identificação das respectivas fácies petrográficas das duas unidades. As áreas coloridas representam o conjunto de fácies petrográficas para cada unidade..... 57
- Figura 15 - Suíte Intrusiva Arapari, unidade informal Charnockito Cobra Choca, na margem esquerda do rio Xingu. A - Fácies monzogranito com biotita (Mgb): afloramento de bloco decamétrico (Afloramento Ponto 10), e fotomicrografias em N// (B) e NX (C) mostrando a mesma seção com cristais de feldspato de 1,5 mm, com textura granular hipidiomórfica e detalhe da transformação de anfibólio em biotita. D – Fácies mesopertita sienogranito com biotita (MpSgb). Fotomicrografias em N// (E) e NX (F) mostrando cristais grossos de feldspato com textura granular hipidiomórfica (Afloramento Ponto 05). Minerais: Anf - anfibólio, Bt - biotita, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Qz – quartzo..... 58
- Figura 16 - Estruturas do Grupo Três Palmeiras. A) Visão macroscópica do anfibolito da Formação Itatá –Seção Tipo (Afloramento P17), mostrando orientação da foliação metamórfica com *trend* NW-SE. B) Foliação em rochas metassedimentares da Formação Bacajá (Amostra F525), destacada pela orientação dos minerais máficos e félsicos (100 m de profundidade)..... 59
- Figura 17 - Características estruturais do Grupo Três Palmeiras. A) Anfibolito Itatá mostrando a foliação S1 (Afloramento P17). B) Quartzo anfibolito (Afloramento P26), mostrando o contato com granitos sin a tardi-colisional com detalhe de veios quartzo-carbonáticos cruzando a foliação. C) Diagrama de pólos (Afloramento P26) mostrando as direções da estrutura penetrativa..... 60
- Figura 18 - Estruturas da Suíte Intrusiva Oca. A) Visão macroscópica do saprólito do corpo Quartzo diorito Central (Amostra F525). Detalhe

- de veios de quartzo decimétricos orientados segunda a foliação metamórfica de *trend* NW-SE. B) Visão macroscópica da foliação (Amostra F106), no corpo Quartzo diorito Central. C) Fotomicrografia NX do corpo Granodiorito Pequi milonitizado (Amostra F604). D) Foliação no corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde detalhada pela orientação de minerais máficos como biotita, anfibólio e opacos (Amostra F06)..... 61
- Figura 19 - A) Mapa Digital de Elevação na Vila Ressaca; B) Perfil geológico e topográfico das zonas mineralizadas do depósito de ouro Volta Grande; e C) Furo de sondagem F525 mostrando a foliação, veios de Cb e sulfetos de Py e Apy nas Zonas Mineralizadas. Abreviaturas: Apy - arsenopirita; Au - ouro; Cb - carbonato e Py - pirita..... 64
- Figura 20 - A) Diagrama *R1-R2* modificado de De la Roche *et al.* (1980) de classificação química para as rochas vulcânicas do Grupo Três Palmeiras. B) Diagramas *TAS* para classificação de rochas plutônicas por Cox *et al.* (1979). C) Diagrama AFM (Álcali-FeO-MgO) de Irvine & Baragar (1971). D) Diagrama de classificação de basaltos de Miyashiro (1974) para as rochas da área de Volta Grande. São apresentados também os resultados analíticos das rochas da área de Anapu-Tuerê (Carneiro 2010) e rochas metavulcânicas do rio Bacajá (Besser & Barros 2016). A legenda é válida para os quatro diagramas..... 69
- Figura 21 - Diagramas Harker para rochas máficas e ultramáficas da área Volta Grande. A) Variação dos elementos maiores (% peso) e B) Variação dos elementos-traço (ppm), em relação à % peso de MgO para as rochas da área de Volta Grande, segundo os dados apresentados na Tabela 5. FeO^t está em função de Fe_2O_3 . Também são incluídas as análises de Carneiro (2010) e Besser & Barros (2016)..... 70
- Figura 22 - *Spiderdiagrams* de elementos-traço, incluindo ETR, para rochas máficas e ultramáficas da área Volta Grande. A) Normalizado pelo N-MORB de Sun & McDonough (1989) e B) Normalizado pelo condrito de Nakamura (1974). 72

- Figura 23 - Diagrama geoquímico de Jansen (1976) modificado por Rickwood (1989) em Rollinson (1993) para rochas máficas e ultramáficas da área Volta Grande. 72
- Figura 24 - Diagramas geoquímicos discriminantes: A) Pearce & Norry (1979), B) Pearce & Cann (1973), C) Cabanis & Lecolle (1989) e D) Pearce (2008) para as rochas do Grupo Três Palmeiras e gabro. As legendas são as mesmas para todos os diagramas. Legenda: basalto de cadeia mesoceânica enriquecido - E-MORB, basalto de cadeia mesoeânica normal - N-MORB..... 73
- Figura 25 - Diagramas de classificação, discriminação geoquímica e geotectônica do granito do MTRB (Amostra F04). A) *TAS* Middlemost (1994); B), C) e D) diagramas de Frost *et al.* (2001); E) Diagrama multielementos de Sun & McDonough (1989); F) Diagrama de ETR de McDonough & Sun (1995) ambos normalizados pelo Manto Primitivo e; G) Diagrama Rb *versus* Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) 75
- Figura 26 - A) Diagrama *R1-R2* modificado de De la Roche *et al.* (1980) de classificação química de rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. B) Diagrama *TAS* de classificação de rochas ígneas plutônicas de Middlemost (1994). Legenda para os dois gráficos 76
- Figura 27 - Diagrama Harker de variação de % óxidos maiores *versus* % sílica dos corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca, conforme análises químicas da Tabela 6. Legenda para todos os gráficos 77
- Figura 28 - Diagrama Harker de variação em ppm de elementos menores, traços, índices de Mg[#], A/CNK e K₂O/Na₂O *versus* % sílica dos corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca conforme análises químicas da Tabela 6. Legenda para todos os gráficos 78
- Figura 29 - A) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. B) Diagrama de Miyashiro (1974) com curvas de isolinhas. Dados referentes as análises químicas das amostras conforme Tabela 6. Legenda para os dois gráficos..... 79

- Figura 30 - Diagramas de Frost *et al.* (2001) para as amostras de rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. A) Diagrama Fe* modificado por Terentiev & Santosh (2018); B) Diagrama *MALI*; e C) Diagrama *ASI*. FeO^l calculado como Fe₂O₃. Dados das análises químicas conforme Tabela 6. Legenda para os três gráficos 79
- Figura 31 - Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. A) Diagrama Rb (ppm) *versus* Y+Nb (ppm). B) Nb *versus* Y (ppm). C) Diagrama de fonte magmática de Laurent *et al.* (2014). Legenda para os dois gráficos 80
- Figura 32 - Diagramas para rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. A) Diagrama *spiderdiagram* multielementos, normalização pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Diagrama ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Dados das análises químicas conforme Tabela 6. Legenda para os dois gráficos..... 81
- Figura 33 - Diagramas de classificação geoquímica dos corpos do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari. A) Diagrama *TAS* de classificação de rochas ígneas plutônicas de Middlemost (1994). B) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Dados referentes as análises químicas das amostras conforme Tabela 7. Legenda para os dois gráficos 88
- Figura 34 - Diagramas Harker dos corpos do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari, conforme análises químicas da Tabela 7. A) Variação de % óxidos maiores *versus* % sílica. B) Variação de % óxidos menores, traços, índice de Mg[#], A/CNK e K₂O/Na₂O *versus* % sílica. Legenda para todos os gráficos 90
- Figura 35 - Diagramas de discriminação geotectônica de rochas dos corpos do Complexo Bacajá e da Suíte Intrusiva Arapari. A, B, C) Diagramas de Frost *et al.* (2001), respectivamente, diagrama Fe* modificado por Terentiev & Santosh (2018); diagrama *MALI*; e diagrama *ASI*. Dados das análises químicas conforme Tabela 7. Legenda para os três gráficos 91

- Figura 36 - Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de rochas dos corpos do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari. A) Diagrama Rb (ppm) *versus* Y+Nb (ppm); e B) Nb *versus* Y. C) Diagrama de fonte magmática de Laurent *et al.* (2014). Legenda para os três gráficos 92
- Figura 37 - Diagramas para rochas dos corpos do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari (áreas hachuriadas). A) Diagrama *spiderdiagram* multielementos, normalização pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Diagrama ETR normalizado pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Dados das análises químicas conforme Tabela 7. Legenda para os dois gráficos..... 93
- Figura 38 - Imagens de catodoluminescência de zircões representativos da Suíte Intrusiva Oca no Domínio Bacajaí. Os círculos amarelos e vermelhos indicam os pontos das análises pontuais a *laser* realizadas pelos métodos U-Pb e Lu-Hf, respectivamente 97
- Figura 39 - Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari no Domínio Bacajaí. Os círculos amarelos e vermelhos indicam os pontos das análises pontuais a *laser* realizadas pelos métodos U-Pb e Lu-Hf, respectivamente 98
- Figura 40 - Titanita do Quartzo diorito do Corpo Central da Suíte Intrusiva Oca (Amostra F106) analisada por LA-MC-ICP-MS. A) Imagens de ERE de cristais representativos (Tabela 11), com a posição das análises pontuais (spots). B) Diagrama Concórdia com resultados U-Pb obtidos. Dados corrigidos para Pb comum, mostrando idade concordante e média ponderada das idades $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{U}$. As elipses em vermelho são as idades concordantes calculadas..... 99
- Figura 41 - Diagramas Concórdia mostrando os resultados das análises isotópicas U-Pb em cristais de zircão por LA-MC-ICP-MS (A e C) e SHRIMP (B, D e E) para unidades na área Volta Grande representantes do Domínio Bacajaí. As elipses de cor vermelha representam as idades individuais dos zircões e as elipses de cor preta representam a idade Concórdia 100

- Figura 42 - Diagrama $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ *versus* tempo geológico em bilhões de anos para as unidades representativas do Domínio Bacajá na área Volta Grande ... 101
- Figura 43 - Diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ *versus* tempo geológico em bilhões de anos para as unidades representativas do Domínio Bacajá na área Volta Grande. As Nd- T_{DM} da Formação Bacajá e Suíte Intrusiva Oca se sobrepõe parcialmente na área hachurada em verde. Detalhes no texto..... 104
- Figura 44 - A) Diagrama mostrando as idades de cristalização U-Pb e Sm-Nd na área Volta Grande. B) Relação entre Hf- T_{DM}^{C} em zircão *versus* Nd- T_{DM} em rocha total; C) Relação $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ em zircão *versus* $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ em rocha total. Os valores dos dados estão de acordo com as Tabelas 8, 9, 10 e 11..... 133
- Figura 45 - Esquemas representando a história evolutiva crustal durante o Sideriano e a orogenia no Riáciano na região Volta Grande, Domínio Bacajá, Cráton Amazônico. A) No Sideriano, foram gerados arcos de ilha da sequência Três Palmeiras, originados a partir de magmas mantélicos. B) Já no Mesoriáciano, iniciou a fusão da base da crosta e formação dos granitoides mineralizados a Au (estrela vermelha) da Suíte Intrusiva Oca (amarelo), com fontes provenientes da crosta pretérita mesoarqueana durante o evento orogênico Transamazônico. C) As rochas foram então, deformadas pela ZCB em decorrência da acreção e foram afetadas por metamorfismo regional e subsequente hidrotermalismo. D) A evolução continuou com a maturação do arco, seguida pela geração e cristalização dos granitoides do Complexo Bacajá (rosa) e da Suíte Intrusiva Arapari (laranja). Esse último estágio apresenta fontes essencialmente mantélicas, com uma contribuição crustal neoarqueana retrabalhada no Neoriáciano..... 140

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Sumário de dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas do Domínio Bacajá.....	19
Tabela 2 -	Características mineralógicas da Suíte Intrusiva Oca - área Vila Ressaca.....	42
Tabela 3 -	Características mineralógicas da Suíte Intrusiva Oca – área Vila Itatá.....	46
Tabela 4 -	Características mineralógicas da Suíte Intrusiva Arapari e do Complexo Bacajaí - área Volta Grande.....	53
Tabela 5 -	Análises químicas das rochas do Grupo Três Palmeiras, MTRB, básicas e ultrabásicas indefinidas da região Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá. Elementos maiores em % de óxidos, elementos menores e traço, incluindo ETR, em ppm; e elementos normativos CIPW em %.....	67
Tabela 6 -	Análises químicas das rochas da Suíte Intrusiva Oca. Elementos maiores (% de óxidos); elementos menores, traço e ETR em ppm e normativos <i>CIPW</i> em %	82
Tabela 7 -	Análises químicas das rochas do Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari. Elementos maiores em % de óxidos, elementos menores, traço, incluindo ETR, em ppm, além de elementos normativos <i>CIPW</i> em %.....	86
Tabela 8 -	Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS e SHRIMP para as unidades representativas da Volta Grande, Domínio Bacajá.....	106
Tabela 9 -	Dados Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas da Volta Grande, Domínio Bacajá.....	114
Tabela 10 -	Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS para as unidades representativas da Volta Grande, Domínio Bacajá.....	117
Tabela 11 -	Dados isotópicos U-Pb em titanita obtidos por LA-MC-ICP-MS para o Quartzo diorito Central da Suíte Intrusiva Oca.....	118
Tabela 12 -	Resumo dos resultados das análises geocronológicas e isotópicas deste estudo na região Volta Grande, Domínio Bacajá.....	139

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xx
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
1.3 PROBLEMÁTICA DA ÁREA E JUSTIFICATIVA DA TESE	4
1.4 OBJETIVOS.....	5
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	6
1.5.1 Levantamento bibliográfico.....	6
1.5.2 Análise de perfis geológicos e geofísicos.....	6
1.5.3 Trabalho de campo	7
1.5.4 Análise petrográfica.....	7
1.5.5 Análises de geoquímica elemental.....	8
1.5.6 Preparação de amostras para análises U-Pb e Lu-Hf.....	9
1.5.7 Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS) em amostras de rochas ultramáficas.....	9
1.5.8 Geocronologia e geoquímica isotópica	10
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	14
2.1 PLATAFORMA SULAMERICANA	14
2.2 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS	16
2.3 DOMÍNIO BACAJÁ.....	17
2.3.1 Complexo Aruanã.....	23
2.3.2 Metatonalito Rio Bacajá.....	23
2.3.3 Grupo Três Palmeiras	24
2.3.4 Magmatismo Orogênico Bacajá	25

2.3.4.1	Granodiorito Oca	26
2.3.4.2	Granodiorito Belo Monte.....	26
2.3.4.3	Metatonalito Tapiranga.....	27
2.3.4.4	Complexo Bacajaí.....	27
2.3.4.5	Granodiorito Babaquara.....	28
2.3.4.6	Suíte Intrusiva Arapari.....	28
2.3.4.7	Suíte Intrusiva João Jorge.....	29
2.3.5	Tectônica do Domínio Bacajá.....	30
CAPÍTULO 3 GEOLOGIA LOCAL.....		32
3.1	GRUPO TRÊS PALMEIRAS	32
3.1.1	Formação Itatá.....	32
3.1.1.1	Anfíbolito.....	35
3.1.1.2	Metabasalto.....	36
3.1.2	Formação Bacajá	37
3.1.2.1	Xisto anfibolítico	37
3.1.2.2	Metandesito.....	38
3.1.2.3	Rochas metavolcanoclásticas.....	38
3.1.2.4	Rochas metassedimentares	40
3.2	METATONALITO RIO BACAJÁ	40
3.3	SUÍTE INTRUSIVA OCA	40
3.3.1	Área Vila Ressaca	41
3.3.1.1	Monzodiorito Gréia	41
3.3.1.2	Quartzo diorito Central	43
3.3.1.3	Quartzo monzodiorito Ouro Verde.....	44
3.3.1.4	Granodiorito Alto Alegre.....	45
3.3.1.5	Granodiorito Gameleira	45
3.3.2	Área Vila Itatá.....	46
3.3.2.1	Diorito pórfiro Buma	46
3.3.2.2	Granodiorito Pequi.....	47
3.4	ROCHAS GABRÓICAS.....	50
3.5	ROCHAS ULTRAMÁFICAS.....	51
3.6	COMPLEXO BACAJAÍ	52
3.6.1	Mesopertita granodiorito	53

3.6.2	Biotita monzogranito	54
3.6.3	Sienogranito com biotita	55
3.7	SUÍTE INTRUSIVA ARAPARI	56
3.7.1	Monzogranito com biotita	56
3.7.2	Mesopertita sienogranito com biotita	57
3.8	GEOLOGIA ESTRUTURAL	59
3.9	ZONAS MINERALIZADAS	61
CAPÍTULO 4 GEOQUÍMICA		65
4.1	GEOQUÍMICA DO GRUPO TRÊS PALMEIRAS, GABROS E ROCHAS ULTRAMÁFICAS	65
4.2	GEOQUÍMICA DO METATONALITO RIO BACAJÁ	74
4.3	GEOQUÍMICA DO ARCO MAGMÁTICO BACAJÁ	75
4.3.1	Geoquímica da Suíte Intrusiva Oca	75
4.3.2	Geoquímica dos granitoides do Complexo Bacajá e da Suíte Intrusiva Arapari	81
CAPÍTULO 5 GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA		94
5.1	GEOCRONOLOGIA U-Pb E Lu-Hf	94
5.1.1	Suíte Intrusiva Oca	94
5.1.1.1	Corpo Ouro Verde	94
5.1.1.2	Corpo Central	95
5.1.1.3	Corpo Buma	96
5.1.2	Complexo Bacajá	101
5.1.3	Suíte Intrusiva Arapari	102
5.2	ANÁLISES S_{M-Nd} EM ROCHA TOTAL	102
5.2.1	Grupo Três Palmeiras	103
5.2.2	Metatonalito Rio Bacajá	103
5.2.3	Suíte Intrusiva Oca	103
5.2.4	Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari	104
CAPÍTULO 6 DISCUSSÃO		120
6.1	TRANSIÇÃO ARQUEANO-PROTEROZOICO	120
6.2	PALEOPROTEROZOICO INFERIOR	121
6.2.1	Período Sideriano	122

6.2.2	Período Riaciano	126
6.2.2.1	Suíte Intrusiva Oca	126
6.2.2.2	Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari	129
6.3	COMPARTIMENTAÇÃO ISOTÓPICA RIACIANA	130
6.3.1	Granitoides 2,20-2,17 Ga da Suíte Intrusiva Oca	131
6.3.1.1	Granitoides mesoriacianos de 2,20 Ga.....	131
6.3.1.2	Granitoides mesoriacianos de 2,17 Ga	132
6.3.2	Granitoides mesoriacianos de 2,17 Ga do Complexo Bacajaí	134
6.3.3	Granitoides neoriacianos de 2,09 Ga da Suíte Intrusiva Arapari	134
6.4	CORRELAÇÕES EVOLUTIVAS.....	135
6.4.1	Correlações com evolução de granitoides a leste do Domínio Bacajá	136
6.4.2	Considerações e correlações evolutivas com granitoides paleoproterozoicos do estado do Amapá	137
6.5	EVOLUÇÃO CRUSTAL DA ÁREA VOLTA GRANDE DO DOMÍNIO BACAJÁ.....	138
CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES		120
REFERÊNCIAS		146
ANEXO A – Mapa Aerogeofísico Composto de Sinal Analítico + 1DV + Radiometria de Composição Ternária K, Th e U – RGB, com 70% de Transparência + Relevo Sombreado. Elaborado pela CPRM Belém em 2019		165

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

As evidências geológicas apresentadas nesta tese de doutorado são subsídios para um modelo geológico de evolução da crosta terrestre na renomada área Volta Grande, elemento geográfico do rio Xingu no estado do Pará. Geologicamente a área de estudo pertence ao Domínio Geotectônico e Geocronológico Bacajá, parte meridional da Província Maroni-Itacaiúnas parte integrante do Cráton Amazônico, inserido na Plataforma Sulamericana.

A evolução geológica da área Volta Grande do Xingu envolve a crosta juvenil riaciana e o retrabalhamento de rochas neoarqueanas e siderianas, relacionadas ao Ciclo Orogênico Transamazônico, que ocorreu entre 2,26 e 2,06 Ga (Vasquez *et al.* 2008a, Macambira *et al.* 2009 e Milhomem Neto 2018).

Este estudo de doutorado possui grande relevância, uma vez que as rochas granitoides e supracrustais presentes na região estão associadas à mineralização aurífera, cujos direitos minerais pertencem à empresa *Belo Sun Mining Corp.* (Belo Sun), que apoia esta pesquisa. Além disso, o Serviço Geológico do Brasil – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (SGB-CPRM), Superintendência Regional de Belém (SUREG/BE), também é parceiro deste trabalho através de assistência técnico-científica. O financiamento para as análises geoquímicas elementares, geocronológica e de geoquímica isotópica é proveniente de recursos da empresa Belo Sun.

Esta tese está vinculada ao Módulo 7a do Projeto de cooperação internacional SAXI-2 - *The South American Exploration Initiative* (Projeto AMIRA P1061A), que visa investigar o potencial metalogenético do Escudo das Guianas e regiões vizinhas e do Projeto “Geoquímica Isotópica Aplicadas à Estudos Ambientais” (Processo: 062/2020), coordenados pelo Prof. J.M. Lafon. A tese contou também com o apoio do Projeto CNPq Universal “Geocronologia e Geoquímica Isotópica Aplicadas à Evolução Crustal e Metalogenia da Amazônia Oriental” (Processo: 428287/2016-6), coordenado pelo Prof. Moacir J.B. Macambira.

A tese reúne informações e dados científicos geológicos obtidos entre dezembro de 2018 e julho de 2019. Para elaboração e confecção da tese cumprimos as regras do regimento do Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, no seu Art. 43 pelo “Modo Tradicional”, e Art. 44 Normas de Editoração adotadas pelo Programa/PROPESP.

Não podemos deixar de relatar a influência anormal durante o progresso do desenvolvimento da tese, os acometimentos e percalços referentes a pandemia de COVID-19,

que dificultou e atrasou sobremaneira o andamento dos estudos e pesquisas científicas, principalmente na parte laboratorial.

A tese está dividida em capítulos: *1 – Introdução* - inclui a apresentação, localização e problemática da área e justificativa da tese, objetivos, e materiais e métodos; *2 - Contexto Geológico Regional* - apresenta o estado da arte no âmbito do contexto da geologia regional do Domínio Bacajá; *3 - Geologia Local* - apresenta a divisão das unidades litoestratigráficas através dos resultados obtidos nos trabalhos de campo e de petrografia; *4 - Geoquímica* – apresenta os resultados das análises químicas elementais e as interpretações dos diagramas de classificação geoquímica e discriminação geotectônica; *5 - Geocronologia e Geoquímica Isotópica* - apresenta as datações geocronológicas U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd e a evolução crustal baseado em parâmetros petrogenético do Domínio Bacajá; *6 - Discussão* - integra os resultados obtidos, abordando interpretações petrográficas, geoquímicas e geocronológicas U-Pb e Lu-Hf *in situ* e Sm-Nd em rocha total usando princípios geológicos e confrontando com estudos correlatos consagrados na literatura geológica; *7 – Conclusões* - mostra as considerações finais focadas na estratigrafia da sequência Três Palmeiras, proposta da Suíte Intrusiva Oca, e evolução segundo os granitos sin a tardi-tectônicos e modelo de evolução da crosta no Domínio Bacajá.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo desta tese está localizada no centro do estado do Pará, abrangendo um polígono de área de aproximadamente 1.800 km² (Figura 1A). A área está na confluência dos municípios de Altamira, Anapu, Senador José Porfírio e Vitória do Xingu. A partir da sede do município de Altamira, o acesso é feito por meio terrestre e fluvial. A pesquisa foi realizada em ambas as margens do rio Xingu. Pela margem direita, o acesso foi feito pelo travessão Transassurini, chegando às vilas Ressaca e Itatá, além da serra Três Palmeiras, a aproximadamente 80 km de Altamira. Pela margem esquerda do rio Xingu o acesso foi feito pela rodovia Transamazônica (BR-230) e pelo travessão do km 27, a aproximadamente 90 km de Altamira, nas localidades Paquiçamba e Cobra Choca, bem como acessando as margens do rio Xingu (Figura 1B).

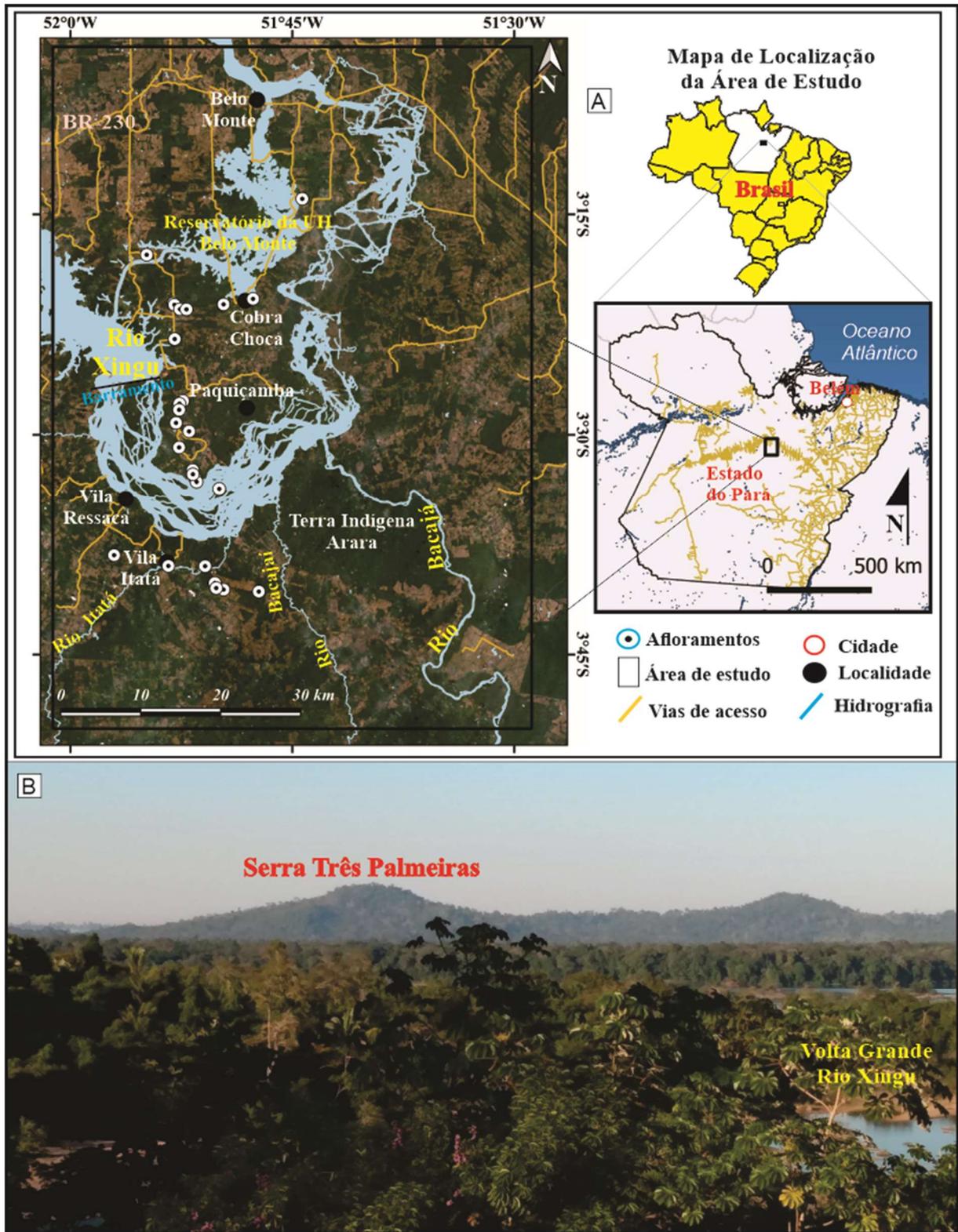


Figura 1 – A) Mapa de localização da área de estudo na região Volta Grande. Fonte: IBGE (2003) (<https://www.ibge.gov.br/>) e imagens de satélite de novembro de 2023 mostrando rios, estradas, cidades, localidades e pontos de afloramento de rocha; B) Fotografia com visão panorâmica local da Serra Três Palmeiras e um trecho do rio Xingu.

1.3 PROBLEMÁTICA DA ÁREA E JUSTIFICATIVA DA TESE

Os esforços para a compreensão geológica da área Volta Grande do Xingu têm sido conduzidos por diversas equipes ao longo das últimas décadas. Apesar dos mapeamentos realizados no âmbito do projeto RADAM na década de 70 (Silva *et al.* 1974, Isller *et al.* 1974) e retomados pelo SGB-CPRM no final dos anos 80 (Jorge João *et al.* 1987), o conhecimento geológico é limitado e é classificado como “pouco conhecido” (Vasquez *et al.* 2008b). Desde então, estudos regionais foram conduzidos para preencher essa lacuna de conhecimento, abordando aspectos tectônicos, geocronológicos e petrológicos.

Autores como Faraco *et al.* (2005), Vasquez (2006), Vasquez *et al.* (2008b), Macambira *et al.* (2009) e Besser & Barros (2016) têm contribuído significativamente para a compreensão da geologia da região, que é de grande relevância para o entendimento da evolução geológica da Amazônia Oriental.

Exemplo de trabalhos específicos que abordam a problemática da área incluem o de Barros *et al.* (2007), que investigaram estruturas sinmagmáticas e as idades das rochas através do método de evaporação de Pb em cristais zircão em granitoides ao longo da BR-230 (Rodovia Transamazônica), entre Novo Repartimento e Belo Monte; Besser (2012), que propôs uma evolução para a área do rio Bacajá baseada em dados de geoquímica e geologia estrutural; Perico (2010) e Perico *et al.* (2017), que realizaram análises estruturais e de geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita em falhas rúpteis no noroeste do Domínio Bacajá; Cristo (2018), que obteve dados isotópicos em rochas ígneas, metamórficas e na mineralização do Projeto de Ouro Volta Grande da *Belo Sun Mining*; Souza *et al.* (2021) que também abordaram a mineralização no Projeto Volta Grande e concluí que a concentração de ouro primário ocorre em veios e vênulas de quartzo relacionados à evolução de fluidos metamórficos, seguido de um sistema hidrotermal posterior, geneticamente relacionado com a sequência vulcano-plutônica, que introduz ouro em *stockworks* de quartzo e como grãos disseminados na rocha encaixante; e Macambira *et al.* (2022) que caracterizaram rochas relacionadas com o retrabalhamento da crosta arqueana, fusão e colisão durante a construção do arco magmático Riachão (2,22–2,13 Ga) no ciclo Transamazônico (*ca.* 2,1 Ga).

A região em estudo é caracterizada por uma zona de transição entre as rochas siderianas da sequência Três Palmeiras e associações magmáticas orogênicas de natureza pré, sin e tardi-colisionais em relação ao Ciclo Transamazônico. A complexidade da estratigrafia da área é agravada pela ocorrência de diversos eventos ígneos próximos em idade. Apesar dos esforços de Vasquez (2006), Vasquez *et al.* (2008b), Macambira *et al.* (2009) e Besser & Barros (2016), a colocação dos granitoides de arco magmático ainda não foi completamente elucidada. O

mesmo ocorre em relação à sucessão e ambiente geológico do Grupo Três Palmeiras, que ainda é objeto de controvérsia quanto a sua classificação como *greenstone belt* e com o ambiente tectônico de geração dos diversos granitoides que circundam essa sequência metavulcanossedimentar. Além das propostas apresentadas por Jorge João *et al.* (1987) e Besser (2012), ainda são necessários critérios para determinar se o Grupo Três Palmeiras representa resquícios de um fundo oceânico, se é intracratônico ou se evoluiu na borda de um continente.

A classificação das rochas da sequência Três Palmeiras e dos litotipos intrusivos pertencentes a Suíte Intrusiva Oca, bem como as idades de cristalização (U-Pb) em zircão e titanita, geoquímica isotópica (Lu-Hf) e (Sm-Nd) dessas rochas encaixantes, são informações cruciais para entender a relação do metamorfismo e o ambiente geológico.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo geral desta tese é compreender o ambiente tectônico responsável pela formação e evolução das rochas no noroeste do Domínio Bacajá, bem como aprimorar os modelos de evolução geológica dos granitoides do arco magmático, utilizando como base a cartografia geológica, petrografia, litoquímica, geocronologia e geoquímica isotópica. Para atingir esse objetivo geral, serão perseguidos os seguintes objetivos específicos: a) Confeccionar mapas geológicos e geocronológicos de distribuição das unidades da área; b) Caracterizar as estruturas ígneas e de deformação plástica e dúctil, mineralogia dos litotipos (litofácies/tectonofácies) e as alterações hidrotermais; c) Caracterizar a assinatura geoquímica das rochas vulcânicas e granitoides das diversas unidades; d) Determinar a idade de cristalização e contexto tectônico das unidades litológicas da sequência Três Palmeiras, Suíte Intrusiva Oca, Complexo Bacajá e Suíte Arapari, presentes na área; e) Datar a colocação das unidades Suíte Intrusiva Oca, Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari por Lu-Hf e discutir a participação da crosta riaciana, sideriana e arqueana na formação do arco; f) Discutir a importância no controle dos corpos da Suíte Intrusiva Oca e a sua influência na mineralização do depósito de ouro Volta Grande; g) Discutir e propor um modelo evolutivo integrado envolvendo as diversas unidades, confrontando com o conceito dos domínios e províncias previamente propostos para a região, e os eventos térmicos e tectônicos subsequentes: metamorfismo, hidrotermalismo, reativação tectônica e intrusões ígneas.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e as métodos utilizados nesta tese são:

1.5.1 Levantamento bibliográfico

Para aprofundar nosso conhecimento sobre a geologia da área de estudo, bem como temas relacionados, realizamos uma pesquisa bibliográfica com enfoque em cartografia, geoquímica, petrologia, geoquímica isotópica e geocronologia. Essa pesquisa nos permitiu obter uma compreensão mais abrangente sobre as características geológicas da região e contribuiu para o desenvolvimento de uma abordagem mais sólida em nossa pesquisa.

1.5.2 Análise de perfis geológicos e geofísicos

Análises de imagens de perfis aerogeofísicos regionais, que incluem o método radiométrico e os métodos potenciais de magnetometria e gravimetria, foram processadas pela SBG-CPRM/BE e somadas a um Modelo Digital de Terreno dos projetos Anapu-Tuerê 1:250.000 e Bacajá 1:500.000 (Lasa 2004, 2016). A partir dessas imagens, foi confeccionado um mapa aerogeofísico integrado, que pode ser visto no ANEXO A.

Para realizar as análises, a Lasa Engenharia utilizou um magnetômetro de bombeamento ótico de vapor de césio da SCINTREX, modelo CS-2, com resolução de 0,001 nT e montagem Stinger, além de um gamaespectrômetro da EXPLORANIUM, modelo GR-820, com 256 canais espectrais e sistema de navegação GPS com receptor NovAtel OEM2 de 12 canais com correção em tempo real ("Realtime"). A empresa também processou os arquivos digitais XYZ e em malhas (*grids*) de tamanho 125 x 125 m, ambos no formato GEOSOFT Oasis versões Montaj 5.1.8/2004 e 8.3/2016.

Além disso, estudos geofísicos anteriores foram utilizados como base para o mapeamento geológico realizados na área. O Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuerê, realizado entre 2004 e 2005 por aerolevantamentos de radar (SAR) pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) e geofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) adquiridos pelo SGB-CPRM, resultou em trabalhos geológicos e geofísicos de mapeamento realizados por Sousa (2008) e Carneiro (2010). Já Ruy (2009) utilizou os dados dos levantamentos aerogamaespectrométrico e aeromagnético realizados para a empresa Verena Mineração Ltda, para prospecção aurífera na área da Volta Grande.

Usamos o *software* de geoprocessamento Quantum GIS 3.22.9-Białowieża, Sistema de Informação Geográfica (SIG) de código aberto para análise e visualização de imagens de satélite *Raster* gratuitas da empresa Planet Explore (2023). As imagens foram usadas para

confeccionar os mapas de localização e de Modelo Digital de Elevação na área da Vila Ressaca, usado como base para um perfil geológico direcionado ao modelo de estruturação das mineralizações auríferas.

1.5.3 Trabalho de campo

Foram realizados trinta e um dias de campo durante os meses de dezembro de 2018, janeiro e agosto de 2019, para a amostragem e descrição dos afloramentos e para a reinterpretação de testemunhos de furos de sondagem, com foco nas relações entre as unidades geológicas e nas estruturas presentes. O mapeamento geológico foi feito em escala de semi-detalhe 1:25.000 e detalhe 1:10.000.

A campanha de campo resultou na descrição de vinte e nove pontos de afloramento de rocha, vinte e três furos de sondagem e na coleta de oitenta e nove amostras de testemunhos. Na área da vila Ressaca, foram analisados testemunhos de quatorze furos de sondagem e na área da vila Itatá, foram analisados testemunhos de oito furos de sondagem e um regional.

As medidas de atitudes de planos e linhas foram feitas utilizando a notação estrutural americana com o uso de bússola Brunton. Nessa notação, o plano é registrado a partir da sua direção em rumo, que corresponde à direção do plano. Além disso, o valor e o sentido do mergulho também foram registrados. Para auxiliar na localização dos pontos amostrados, foram utilizados mapas geológicos, imagens geofísicas e um aparelho portátil de GPS (*Global Position System*) da fabricante Garmin.

1.5.4 Análise petrográfica

Na Oficina de Laminação (LAM) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), foram confeccionadas 95 lâminas para a petrografia de amostras dos diferentes litotipos coletados no campo e de testemunhos de sondagem. A partir da integração das informações de campo, realizou-se a classificação textural e composicional, que serviu como base para a classificação das rochas e a seleção de um conjunto de amostras representativas para as análises geoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

Em cada lâmina, foi realizada a classificação petrográfica da rocha com base no conteúdo modal, onde foram discriminados os minerais primários essenciais, varietais e acessórios, além dos minerais opacos e produtos de alteração. Também foram identificadas as fases e paragêneses minerais, avaliadas a morfologia e as relações de contato entre os minerais, zonações e alterações. Os critérios utilizados para essa classificação seguiram as propostas de Yardley (1990), Deer *et al.* (1992), Le Maitre (2002) e Bucher & Grapes (2011). Para a

classificação de microtexturas de deformação, foi adotada a proposta de Mackenzie *et al.* (1982).

O diagrama QAP de Streckeisen (1976), permitiu a classificação e aplicação da nomenclatura proposta pela IUGS (International Union of Geological Sciences). Para determinação ótica do teor de anortita (An) dos plagioclásios, utilizou-se o método Michel-Levy (Vlach 2002). As abreviações das denominações dos minerais foram usadas de acordo com a proposta de Whitney & Evans (2010).

Em relação a Suíte Intrusiva Oca, o estudo envolveu uma mudança de categoria da unidade, com a redefinição da unidade Granodiorito Oca descrita por Jorge João *et al.* (1987). A reclassificação estratigráfica segue critérios geográficos, cronológicos, mineralógicos e texturais, conforme estabelecido pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica – CBNE (Petri *et al.* 1986). As hierarquias de nomenclatura são definidas pelo Artigo B15 do CBNE.

1.5.5 Análises de geoquímica elemental

Para a análise geoquímica das rochas, foram coletadas 20 amostras pré-selecionadas por critérios de campo e petrográficos. Desse rol de amostras foram selecionadas 14 amostras de rocha de furos de sondagem, na quantidade de cerca de 3 kg cada, e seis amostras de pontos de afloramentos, na quantidade de 10 kg, para serem tratadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e na Sala de Separação de Minerais do Laboratório Pará-Iso do IG/UFPA, por meio de britagem, trituração e moagem. Assim, foram quarteados aproximadamente 1,0 kg de amostra e separados cerca de 250 g para nova moagem em granulometria < 200 mesh e análise química no laboratório *ALS Global Geochemistry*, no Canadá.

Os elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅) e Cr₂O₃, SrO e BaO, foram analisados por Fluorescência de Raios-X (*X-Ray Fluorescence*, FRX). Os elementos-traço, voláteis, e elementos terras raras - ETR (Ba, Cr, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y e Zr, C, S e ETR) foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*). Os metais base Ag, As, Cd, Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Tl e Zn foram analisados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometry*). Por fim, o método FRX a 1000^oC foi usado para obtenção do LOI (*Loss of Ignition*) no instrumento WST-SEQ.

Adicionalmente, foram processados os dados de 16 amostras de rochas granitoides do acervo da SGB-CPRM-SUREG/BE. Dentre as 12 amostras coletadas no ano de 1987, foram analisados os elementos maiores por FRX, Absorção Atômica, Fotometria de Chama e

Titulometria, porém esses dados nunca foram publicados em revistas científicas. Já as quatro amostras coletadas no ano de 2004 foram analisadas por ICP-AES para os elementos maiores e por ICP-MS para os elementos-traço, incluindo ETR, também não publicadas anteriormente.

Os resultados das análises foram tratados utilizando o *software Geochemical Data Toolkit* (GCDkit) (Janousek *et al.* 2006), versão 6.0 (<http://www.gcdkit.org/download>), de domínio público, e lançados em diagramas discriminantes e os teores de ouro nas amostras foram cedidos pela Belo Sun nos relatórios internos de Ravenelle & Nagy (2017).

1.5.6 Preparação de amostras para análises U-Pb e Lu-Hf

As amostras de rocha foram tratadas para análise U-Pb e Lu-Hf em zircão, e U-Pb em titanita na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e na Sala de Separação de Minerais do Pará-Iso da UFPA, por meio de trituração, moagem e peneiramento, a fim de separar-se as seguintes frações granulométricas: 250 a 175 μm ; 175 a 125 μm e 125 a 75 μm . Após o peneiramento, as amostras foram tratadas com o uso de bateias de 10 e 50 cm de diâmetro e os minerais ferromagnéticos foram extraídos da amostra, com o auxílio de imã de Nd e separador magnético *Isodynamic* Frantz, ajustado a 25° e 10° de inclinação longitudinal e lateral, respectivamente, e amperagem de 1,0 a 1,5 A. Após essa etapa, a fração pesada e não magnética foi separada por novo bateamento em álcool etílico (96%) e triagem com uso de lupa binocular e pinça. Os cristais de zircão e titanita selecionados foram separados para análises por LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*), organizados em pastilhas de resina *epoxy* para imageamento por catodoluminescência (CL).

Foram obtidas imagens de catodoluminescência (CL) e elétrons retroespalhados (ERE) de cristais de zircão e titanita, utilizando, respectivamente, os microscópios eletrônicos de varredura (SEM) LEO-ZEISS 1430 e ZEISS SIGMA-VP, ambos do SBG-CPRM/BE. As imagens adquiridas de CL e ERE foram fundamentais para observar a estrutura interna dos cristais e selecionar os pontos de impacto do *laser* para análises isotópicas, bem como para direcionar, quando possível, o feixe de *laser* em um mesmo domínio dentro do cristal de zircão para ambas as metodologias U-Pb e Lu-Hf, e também U-Pb para os cristais de titanita.

1.5.7 Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS) em amostras de rochas ultramáficas

Nos MEVs modelo LEO-ZEISS 1430 e ZEISS SIGMA-VP com monocatodoluminescência Gatan acoplada, pertencentes ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, foram realizadas análises químicas pontuais qualitativas e semiquantitativas por Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS) para auxiliar na determinação de minerais das

rochas ultramáficas, que incluiu 21 pontos em actinolita, 18 pontos em tremolita, 16 pontos em talco, nove pontos em apatita, 24 pontos em magnetita, três pontos em ilmenita e três pontos em arsenopirita. Por fim, realizamos análises EDS pontuais em cristais de zircão e titanita como auxílio à mineralogia dos granitoides.

1.5.8 Geocronologia e geoquímica isotópica

As análises geocronológica e de geoquímica isotópica, foram feitas aplicando-se métodos disponíveis no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG/UFPA e no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da Universidade de São Paulo (GeoLab-SHRIMP/USP), como segue abaixo:

a) U-Pb em zircão por LA-ICP-MS em análise pontual com *laser* para determinação da idade de dois litotipos, sendo um dos litotipos também analisado para titanita, segundo os procedimentos experimentais descritos por Milhomem Neto & Lafon (2019). O equipamento é o ICP-MS modelo Neptune, fabricado pela Thermo-Finnigan, equipado com multicoletores (MC), enquanto o sistema LA é da marca EXCIMER e esta acoplado ao Neptune. Os dados analíticos foram processados e reduzidos, e os cálculos da idade foram realizados utilizando diagramas geocronológicos Concórdia, por meio do *software* ISOPLOT/EX versão 3.0 de Ludwig (2003), apresentados com desvio de 2σ .

As análises de U-Pb por ICP-MS em zircão foram realizadas pontualmente com *spots* de aproximadamente aproximadamente 25 μm de diâmetro, durante 55 segundos, com alternância de material de referência, zircão padrão GJ-1 ($608,5 \pm 1,5$ Ma; Jackson *et al.* 2004), e zircão BB com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 562 ± 9 Ma (Santos *et al.* 2017), como material de referência secundária para a determinação das concentrações e controle da qualidade analítica. A redução dos dados analíticos foi feita por programas específicos para a obtenção das razões isotópicas $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, e seus respectivos erros após correção de ^{204}Pb comum, ^{204}Hg e de fracionamento de massa.

A datação da titanita foi realizada a partir de procedimentos em rotina no Laboratório Pará-Iso baseado na metodologia U-Pb em zircão (Milhomem Neto & Lafon 2019, Pinto 2023), e desenvolvidos em outros laboratórios (U-Pb em titanita; Simonetti *et al.* 2006, Chew *et al.* 2014). A rotina analítica U-Pb por ICP-MS (iCAP-Q com laser Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC acoplado) em titanita foi baseada em análises de material de referência Tory Hill (1039 ± 23 Ma, Fisher *et al.* 2020) e Khan ($516 \pm 4,4$ Ma, Simonetti *et al.* 2006), para determinar as concentrações dos elementos de interesse e estimar a precisão, confiabilidade e reprodutibilidade dos dados. Os cristais mais adequados para datação são aqueles sem inclusões

e/ou fraturas, que foram selecionados e fixados em pastilhas (*mounts*) de resina epóxi. Obtivemos imagens de CL para avaliar as feições ígneas dos cristais de titanita e identificar os domínios para as análises pontuais *in situ*. Reduzimos e processamos os dados analíticos brutos em macro Excel, desenvolvida para as especificidades do iCAP Q e do sistema U–Pb em titanita e fazendo a correção adequada das quantidades de Pb comum.

b) As análises U-Pb por SHRIMP (*Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe*), foram realizadas em equipamento da versão Iie/MC do GeoLab-SHRIMP/USP. Detalhes sobre a instrumentação e procedimentos analíticos estão descritos em Sato *et al.* (1995, 2014). Os *softwares* aplicados foram o LabVIEW 8.5 e SHRIMP SW, versão 2.1. Os dados foram reduzidos usando SQUID 1.06, e o Diagrama de Concórdia foi plotado usando ISOPLOT 3 (Ludwig 2003) e apresentados com desvio de 2σ . O padrão de zircão de referência é o TEMORA 2 de idade 416,78 Ma (Black *et al.* 2004).

c) Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS (*Isotope Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry*) - o método foi aplicado em quatorze amostras de rochas para determinar o tempo de extração do manto dos magmas originais que geraram os principais litotipos que ocorrem na área, em complementação aos dados isotópicos Sm-Nd, previamente obtidos para o Domínio Bacajá. O procedimento analítico para a separação de Sm e Nd em rocha total seguiu o protocolo experimental do Pará-Iso/UFGA elaborado por Oliveira *et al.* (2008).

Para aplicação do método Sm-Nd em rocha total, o procedimento incluiu trituração com britadores de mandíbulas, pulverização, quarteamento e peneiramento a uma granulometria de 80 mesh, após trituração das amostras com graal de ágata. Para aplicação dessa metodologia, 100 mg de cada amostra foram misturadas com 100 mg de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd em um cadinho (bomba) de Teflon Savillex. A solução contendo a amostra e traçador sofreu abertura química e dissolução utilizando os ácidos HNO_3^{**} , HCl^{**} 2N e HCl^{**} 6,2 N, na proporção de 2:1, agitadas em aparelho de microondas por 30 minutos e aquecida a 100°C por 12 horas. A etapa seguinte consistiu em evaporar as soluções resultantes da abertura para extração dos ETR.

Os elementos Sm e Nd foram separados dos outros ETR e purificados por cromatografia de troca iônica em coluna de teflon, preenchida com 2 mL de resina aniônica Dowex AG1-X4. A resina passou por uma limpeza com 10 mL de HNO_3^{**} 1N através de retrolavagem, e a limpeza foi finalizada com 5 mL de HNO_3^{**} 1N. O condicionamento da resina foi realizado com a introdução de 10 mL de uma mistura HNO_3^{**} 7N+Metanol ** concentrado na proporção 4:6. A solução amostra de ETR foi introduzida na coluna e 6,9 mL da mistura HNO_3^{**} 7N+Metanol ** concentrado que são acrescentados e descartados. A fração de Sm foi coletada

em cadinho de teflon com 4 mL de HNO₃** 7N+Metanol** concentrado. Posteriormente foram adicionados e descartados mais 4 mL da mistura ácida e a eluição da fração concentrada de Nd foi realizada com a adição de 7 mL de HNO₃** 7N + Metanol** concentrado. Após a coleta, 5 mL de HNO₃** 1N foram adicionados na coluna para a limpeza da resina. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas foram evaporadas. Em seguida, 1 mL de HNO₃** concentrado foi adicionado em cada fração e as soluções foram novamente evaporadas.

No espectrômetro de massa, foram utilizados arranjos de filamentos duplos tântalo (evaporação) – rênio (ionização). O depósito no filamento foi realizado com 1µL de H₃PO₄ 0,1M e mais 1µL de HNO₃** 1N. As análises isotópicas foram em modo estático em espectrômetro de massa de termo-ionização da marca Thermo, modelo Triton Plus, equipado com um sistema de multicoleção, com sete coletores de Faraday. Os resultados geocronológicos foram fornecidos com desvio de 2σ. Os dados analíticos são apresentados através de cálculos realizados no programa ISOPLOT (Ludwig 2003) e as idades-modelo (T_{DM}) e o parâmetro petrogenético εNd (épsilon de neodímio) foram determinadas com base no modelo de evolução do Nd_{DM} (DM - Manto Empobrecido) de DePaolo (1981).

d) Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS em análise pontual com *laser*, foi aplicado, igualmente em cinco amostras, para determinar a idade de extração do manto e entrada para crosta do material rochoso, e confrontar com os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total. Na obtenção dos dados de Lu-Hf, foram utilizados os mesmos equipamentos previamente descritos para as análises U-Pb e nas mesmas cinco amostras. As razões ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf de grãos de zircão desconhecidos foram normalizadas com base na comparação com as razões ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf do padrão GJ-1, analisada de forma alternada com as amostras. Os parâmetros analíticos de instrumentação usados para os ICP-MS e *laser* estão descritos detalhadamente em Milhomem Neto & Lafon (2019).

A partir de análises U-Pb concordantes no diagrama Concórdia, previamente determinadas, foram selecionados cristais de zircão para análise de Lu-Hf. Para um sinal satisfatório, foi utilizado um tamanho de *spot* de 50 µm com frequência de 10 Hz. O tempo total de ablação é em geral de 50 segundos. Os dados brutos do espectrômetro de massa foram tratados em planilha macro *Microsoft Excel* para calcular a razão isotópica para cada ponto analisado. Os cálculos das idades-modelo em estágio-duplo e εHf_(t) foram realizados utilizando-se a constante de decaimento 1,867x10⁻¹¹ano⁻¹ (Scherer *et al.* 2001, Sönderlund *et al.* 2004) e valores atuais de 0,0336 (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf) e 0,282785 (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf) para o reservatório condrítico uniforme - CHUR (Bouvier *et al.* 2008) e de 0,0388 (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf) e 0,28325 (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf) para

o DM (Andersen *et al.* 2009). Para o cálculo da idade-modelo crustal (T_{DM}^C), uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 foi assumida como média da crosta continental (Griffin *et al.* 2004).

CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PLATAFORMA SULAMERICANA

A plataforma sulamericana, segundo Almeida (1967) e Almeida *et al.* (1976) (Figura 2A), é a mais antiga da América do Sul e ocupa a maior parte do continente. Faz fronteira oeste com a Faixa Orogênica Andes, ao norte e leste, as fronteiras são as bacias costeiras do Oceano Atlântico, e ao sul limita-se com a Plataforma da Patagônia. O embasamento da plataforma sulamericana é exposta em vários maciços e três escudos: Guiana, Brasil Central e Atlântico. A plataforma apresenta extensas áreas de coberturas fanerozoicas, acumuladas em diversas bacias sedimentares, destacando-se as do Amazonas e Solimões, do Paraná e do Parnaíba.

Os escudos das Guianas e Brasil Central constituem o Cráton Amazônico, é são separados pela faixa sedimentar das bacias do Amazonas e Solimões. O Cráton Amazônico cobre uma área de aproximadamente $4,5 \times 10^5 \text{ km}^2$, e inclui a parte norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É limitado a norte pela margem atlântica e, em suas bordas oriental e meridional, por faixas orogênicas neoproterozóicas marginais do Cráton Amazônico (cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins). O limite ocidental com a Faixa Orogênica Andes é em grande parte convencional, visto que geralmente está encoberto por depósitos cenozoicos das bacias de antepaís subandinas (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, composta de várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozoica, estabilizadas tectonicamente antes de 1,0 Ga, tendo se comportado como um escudo estável no Neoproterozoico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves & Cordani 1991). Modelos de compartimentação tectônica têm sido propostos para o Cráton Amazônico, entre eles, Cordani *et al.* (1979), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari (1996), Tassinari *et al.* (2000), Santos (2000, 2003) e Tassinari & Macambira (1999, 2004), desde a primeira proposta geológica descritiva elaborada por Amaral (1974). Esses modelos são baseados em amplo acervo de dados geocronológicos, consistindo em ~2000 amostras datadas, usando sistemáticas como Rb-Sr e K-Ar (Cordani & Teixeira 2007). Sistemáticas U-Pb em zircão, monazita e outros acessórios, evaporação de Pb em cristais de zircão, Pb-Pb e Sm-Nd (idades-modelo) em rocha total e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais são restritas a áreas menores (Cordani & Teixeira 2007).

Dentre as propostas mais discutidas, destacam-se a de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004) (Figura 2B), que de maneira geral são muito similares, mas com algumas discordâncias nos limites e denominações das províncias tectônicas. Contudo, concordam que

a evolução do Cráton Amazônico resulta de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano.

Inicialmente, Almeida *et al.* (1981) dividiram o Cráton Amazônico em duas grandes províncias: Rio Branco, a norte (Escudo das Guianas) e Tapajós, a sul (Escudo Guaporé ou Brasil Central). Já a proposta supracitada de Tassinari & Macambira (2004), dividiram o cráton em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central - PAC (>2,5 Ga); Maroni-Itacaiúnas - PMI (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós - PVT (1,95-1,8 Ga); Rio Negro-Juruena - PRNJ (1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio - PRSI (1,55-1,3 Ga) e Sunsás - PS (1,25-1,0 Ga).

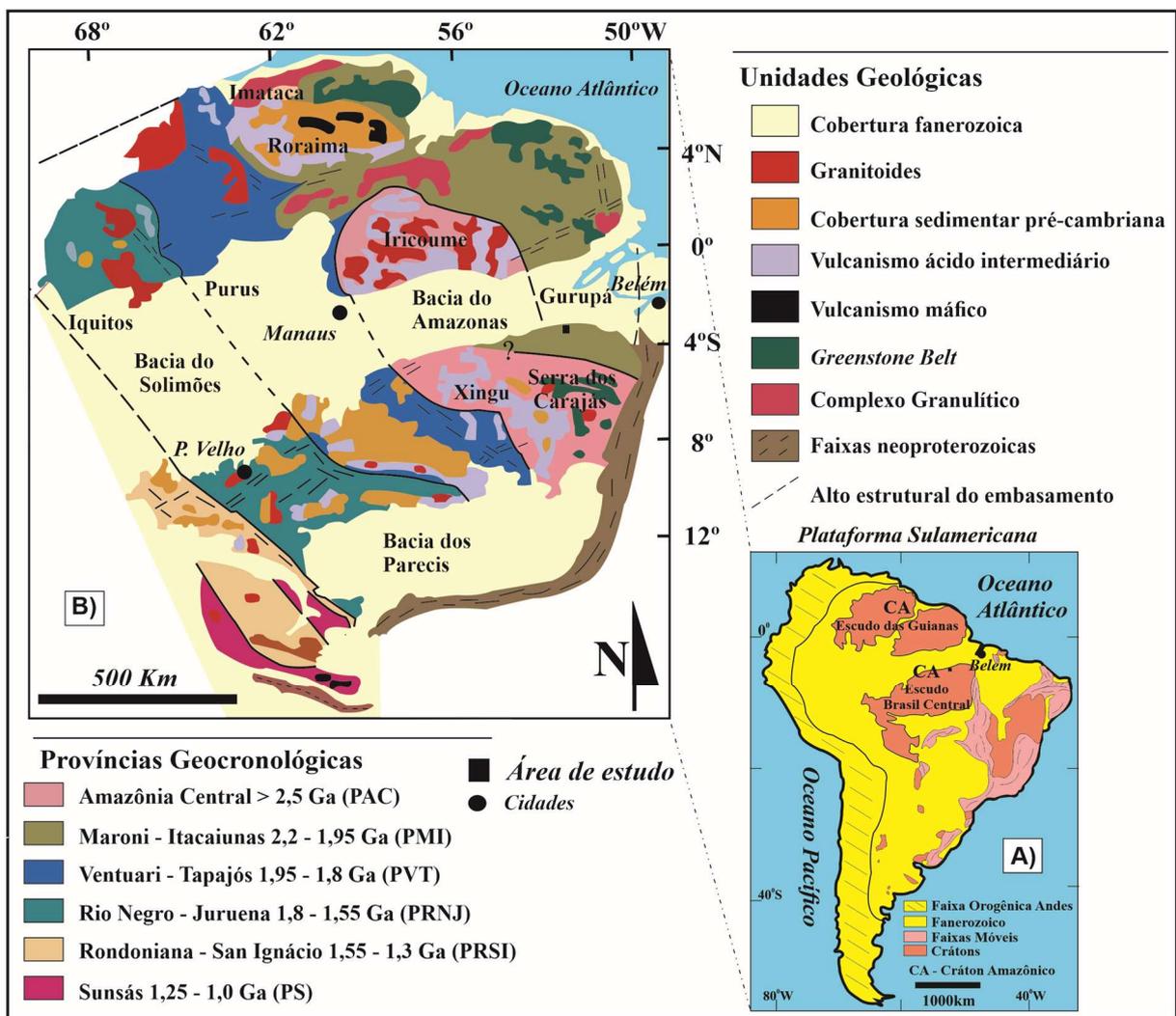


Figura 2 – A) Mapa da Plataforma Sulamericana e B) Mapa das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Modificado respectivamente de Almeida *et al.* (1976) e Tassinari & Macambira (2004).

2.2 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) circunda parte da Província Amazônica Central (PAC) (Figura 2B) e estende-se pelas porções norte e nordeste do Cráton Amazônico, incluindo o estado do Amapá e países vizinhos, além de se prolongar ao sul da Bacia do Amazonas, em uma região denominada Domínio Bacajá (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999, Santos 2003). A PMI é dominada por rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfizadas nas fácies xisto-verde e anfíbolito, abundantes granitos, e por terrenos gnaissico-migmatíticos e granulíticos (Tassinari & Macambira 2004).

No extremo norte do Brasil, a PMI é parte integrante do sudeste do Escudo das Guianas. No estado do Amapá e noroeste do Pará, é representada pelo bloco arqueano Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, Rosa-Costa 2006), cercada pelos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru (Rosa-Costa *et al.* 2014), no norte e no sul, respectivamente.

O padrão geocronológico do sudeste do Escudo das Guianas, baseado em dados de evaporação de chumbo e U-Pb em zircão, indica que a principal evolução ocorreu durante o Ciclo Orogênico Transamazônico (2,26 a 2,06 Ga), especialmente durante o Riáciano (Vanderhaegue *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, Vasquez *et al.* 2008a, Vasquez *et al.* 2008b, Rosa-Costa *et al.* 2014).

Dados de Sm-Nd em rocha total mostram caráter juvenil para a PMI. No entanto, as idades-modelo (Nd- T_{DM}) em granitoides e ortognaisses dos domínios Lourenço e Carecuru apontam para alguma contribuição de material crustal neo-mesoarqueano para as fontes magmáticas (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006).

A interpretação do caráter juvenil para a PMI é confirmada por dados combinados pelos métodos U-Pb e Lu-Hf *in situ* em zircão obtidos por Milhomem Neto (2018) e Milhomem Neto & Lafon (2019). Os autores destacam os eventos arqueanos identificados no Bloco Amapá, no Mesoarqueano (~3,2 e 2,85 Ga) e no Neoarqueano (2,65 a 2,69 Ga), bem como os eventos riácianos no Domínio Lourenço (~2,18, 2,14, 2,12 a 2,09 Ga) e Domínio Carecuru (2,15 a 2,14 Ga). Os dados Lu-Hf mostram processos de retrabalhamento crustal ($\epsilon_{Hf(t)} < 0$) durante a formação do Bloco Amapá e dos domínios Lourenço e Carecuru. Nos domínios riácianos, as idades-modelo Hf- T_{DM}^C são arqueanas e em conjunto com as assinaturas isotópicas Nd-Hf, demonstram participação de material crustal do Bloco Amapá por assimilação de sedimentos em ambiente de arco de ilha e crosta arqueana de diferentes idades em ambiente de arco magmático continental.

2.3 DOMÍNIO BACAJÁ

O Domínio Bacajá está localizado na porção meridional da PMI, ao sul da Bacia do Amazonas e ao norte da Província Carajás (Figura 3). Usando como base dados Rb-Sr e K-Ar, Cordani *et al.* (1984) observaram que as rochas localizadas ao norte da Serra dos Carajás, na região entre os rios Bacajá e Itacaiúnas, foram afetadas pela deformação atuante na região durante o Ciclo Transamazônico, diferentemente das rochas do Domínio Carajás. Santos *et al.* (1988), baseados em dados Rb-Sr, obtidos em rochas da região entre os rios Xingu e Iriri, sugeriram que naquele setor, além de retrabalhamento de rochas arqueanas, houve a formação de crosta juvenil durante o Ciclo Transamazônico.

Dados geocronológicos obtidos a partir de datações de zircão comprovam que a evolução do Domínio Bacajá se deu entre o Mesoarqueano e o Orosiriano, e está relacionada a terrenos retrabalhados durante a orogenia riaciana do Ciclo Transamazônico entre 2260-2060 Ma (Santos 2003, Macambira *et al.* 2003, Faraco *et al.* 2005, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008^a, Macambira *et al.* 2009, Besser & Barros 2016, Cristo 2018, Silva 2021, Macambira *et al.* 2022, Magalhães *et al.* 2023).

Em linhas gerais, o Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas que comportam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitoides de arcos magmáticos riacianos e granitoides relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana, podendo ser considerado como um orógeno colisional (Vasquez *et al.* 2008b).

O limite sul do Domínio Bacajá com o Domínio Carajás é marcado por zonas de cisalhamento E-W do Lineamento Cinzento, confirmada por uma assinatura de anomalia gravimétrica *bouguer* (Oliveira 2018); aeromagnetometria, sísmica passiva, e gravimetria satelital com modelagem de Motta *et al.* (2019), e modelagens estruturais proposta por Tavares *et al.* (2018), e Salgado *et al.* (2019a, 2019b). O limite leste com o Cinturão Araguaia é de caráter estrutural. O limite oeste com o Domínio Iriri-Xingu é de assinatura geofísica magnética (Vasquez *et al.* 2019) e o limite norte é recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Amazonas. Diversos trabalhos geocronológicos realizados às proximidades dos limites (Cordani *et al.* 1984, Macambira *et al.* 2022) têm confirmado a formação e o retrabalhamento de crosta juvenil no Domínio Bacajá durante o Ciclo Transamazônico. Rochas vulcânicas e granitos do Domínio Iriri-Xingu recobrem e cortam as rochas do Domínio Bacajá na porção oeste, mas restritos afloramentos do embasamento do Domínio Iriri-Xingu, aliado às assinaturas aeromagnetométrica e sísmica do Domínio Bacajá, sugerem que esse domínio se estende nesse sentido (Vasquez *et al.* 2008b, Vasquez *et al.* 2019, Costa *et al.* 2020).

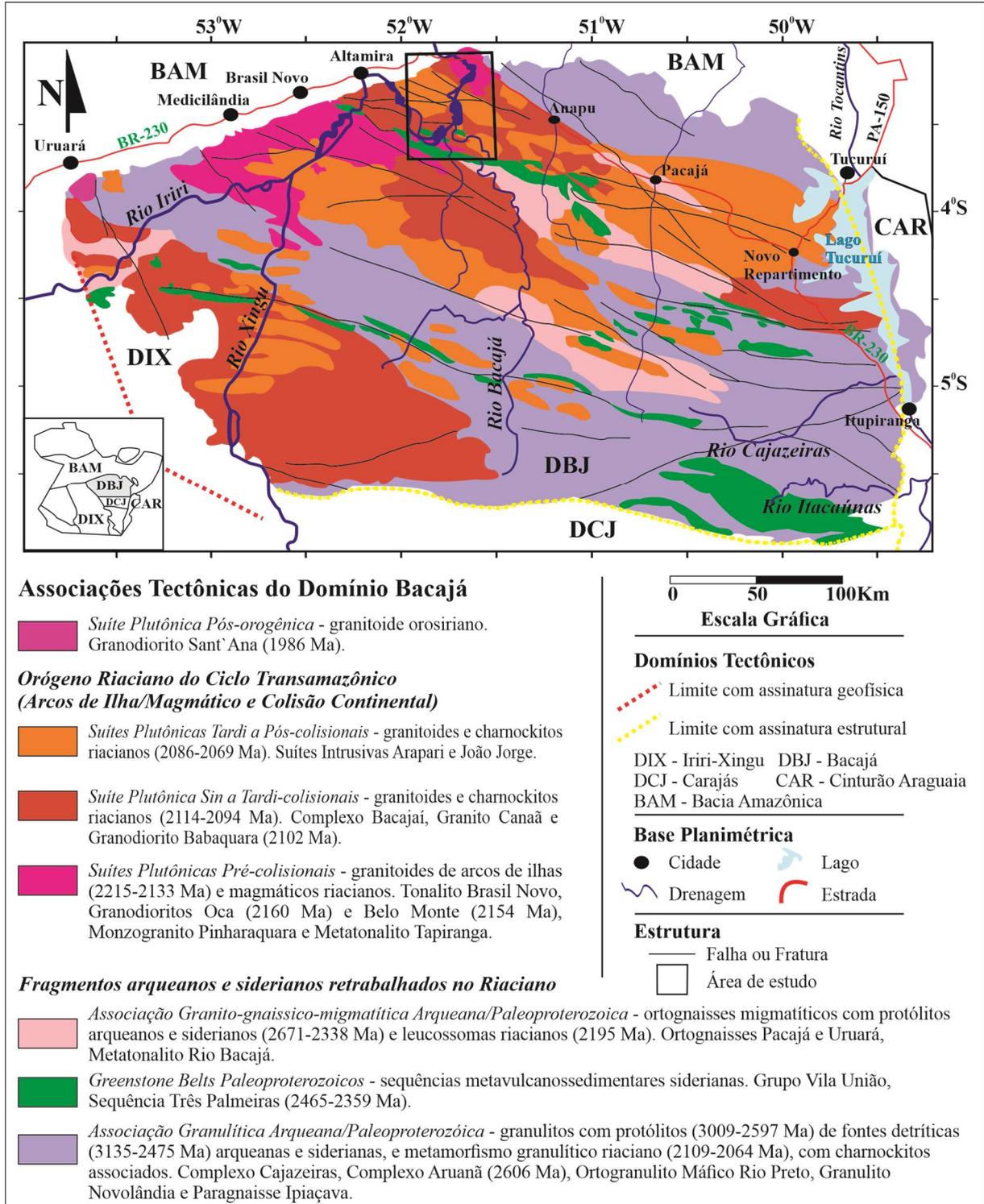


Figura 3 - Associações tectônicas e limites do Domínio Bacajá modificado de Vasquez *et al.* (2008b), com inclusão de dados geocronológicos de Cristo (2018).

Tabela 1 - Sumário de dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas do Domínio Bacajá.

(continua)

Associação / Unidade / Litotipo	Idade de Cristalização (Ma)	Método	Idade de Metamorfismo (Ma)	Método	Nd-T _{DM} (Ga) / Hf-T _{DM} (Ga) ^a	εNd(t) / εHf(t) ^b
Zonas de Cisalhamento Filoníticas						
Milonito			1968 ± 11 (9)	Ar-Ar Ms		
Milonito			1977 ± 8 (9)	Ar-Ar Ms		
Associações Tectônicas do Domínio Bacajá						
Orógeno Riacciano do Ciclo Transamazônico						
Magmatismo Orogênico Pós-Colisional						
Granodiorito Sant'ana						
Granodiorito	1986 ± 5 (8)	Pb-Pb T Zrn			2,83	-8,89
Biotita Monzogranito	2124 ± 7 (17)	U-Pb S Zrn				
Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional						
Suíte Intrusiva João Jorge						
Monzogranito	2075 ± 3 (5)	Pb-Pb T Zrn				
Álcali-Feldspato sienito	2076 ± 2 (13)	Pb-Pb T Zrn			2,2	+1,5
Granodiorito	2076 ± 6 (5)	Pb-Pb T Zrn			2,6 e 2,3	-4,1 e -0,6
Biotita monzogranito	2077 ± 2 (8)	Pb-Pb T Zrn			2,7	-5,8 e -6,5
Monzogranito	2085 ± 4 (2)	Pb-Pb T Zrn				
Suíte Intrusiva Arapari						
Charnockito	2070 ± 3 (3)	Pb-Pb T Zrn			2,5	-3,1 e -2,4
Quartzo monzodiorito	2072 ± 4 (13)	Pb-Pb T Zrn			2,1	+3,0
Monzogranito	2072 ± 4 (13)	Pb-Pb T Zrn			2,2	+2,1
Granodiorito	2079 ± 3 (18)	Pb-Pb T Zrn				
Monzogranito	2086 ± 5 (6)	U-Pb S Zrn				
Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional						
Granodiorito Babaquara						
Granodiorito porfiróclástico	2102 ± 3 (3)	Pb-Pb T Zrn			2,6	-3,5
Granito Canaão						
Monzogranito	2104 ± 5 (8)	Pb-Pb T Zrn			2,5	-3,4
Complexo Bacajá						
Granitoide	2094 ± 4 e 2114 ± 3 (7)	Pb-Pb T Zrn				
Metatonalito	2103 ± 21 (14)	U-Pb T Zrn			2,8 / 2,6 ^a	+1,5 / -2,2 ^b
Monzogranito milonítico	2112 ± 8 (13)	Pb-Pb T Zrn			2,3	+0,6
Enderbitito	2114 ± 3 (18)	Pb-Pb T Zrn				
Magmatismo Orogênico Pré-Colisional						
Metatonalito Tapiranga	2133 ± 10 (4)	U-Pb S Zrn	2055 ± 6 (4)	U-Pb S Zrn	2,5	-0,7
Monzogranito Piranhaquara	2147 ± 5 (10)	U-Pb S Zrn			2,7	-4,8
Granodiorito Belo Monte						
Leucogranodiorito	2154 ± 4 (2 e 5)	Pb-Pb T Zrn			2,4	+0,2
Granodiorito Oca						
Granitoide	2150 (4)	U-Pb S Ttn			2,4	+0,8
Quartzo diorito	2146 ± 19 (1)	Pb-Pb T Py				
Granodiorito/Quartzo diorito	2189 ± 11 (1)	Pb-Pb T Au Py				

(continua)

Quartzo monzodiorito	2160 ± 3 (4)	U-Pb S Zrn	2,5	-1,6
Tonalito Brasil Novo				
Tonalito	2182 ± 6 (6)	U-Pb S Zrn		
Sienogranito	2209 ± 2 (3)	Pb-Pb T Zrn	2,9 e 2,7	-4,35 e -6,4
Granodiorito	2215 ± 2 (8)	Pb-Pb T Zrn		
Complexo São José				
Biotita tonalito	2501 ± 6 (17)	U-Pb S Zrn		
Fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados no Riacciano				
“Greenstone Belt”				
Grupo Três Palmeiras				
Metandesito	2353 ± 43 (1)	Pb-Pb T Py		
Metandesito	2359 ± 3 (12)	Pb-Pb S Zrn	2,5	+1,6 e +1,7
Metandesito	2359 ± 2 (2)	Sm-Nd RT	2,56	+0,78
Metandesito	2338 ± 5 (3)	Sm-Nd RT	2,71	-0,87
Metadiorito	2314 ± 9 (11)	Sm-Nd RT	2,58	+0,55
Metabasalto/Metandesito	2403 ± 92 (1)	Pb-Pb RT		
Metavulcanoclástica	2410±7 / 2416 ± 49 (1)	Pb-Pb/U-Pb Zrn		
Metabasalto	2417 ± 4 (1)	Sm-Nd RT	2,39 / 2,43	+2,03 / +2,63
Metandesito	2417 ± 4 (1)	Sm-Nd RT	2,43 / 2,49	+2,14 / +2,33
Metandesito	2417 ± 4 (1)	Pb-Pb T Zrn		
Metabasalto/Metandesito	2465 ± 17 (1)	Sm-Nd RT		
Associação Granítica-Gnáissica-Migmatítica				
Metatonalito Rio Bacajá				
Metatonalito	2313 ± 9 (11)	U-Pb S Zrn		
Metatonalito pofiroclástico	2338 ± 5 (3)	U-Pb S Zrn	3,10	-10,8
Paragnaisse Ipiçava				
	3135 - 2474 (4)	Pb-Pb Zrn d	2073 ± 2 (4) 2074 ± 5 (4)	U-Pb S Mnz U-Pb S Zrn
Ortognaisse Uruará				
Paragnaisse pelítico			2062 ± 8 (18)	U-Pb S Mnz
Gnaiss quartzdiorítico	2440 ± 7 (8)	Pb-Pb T Zrn		
Ortognaisse tonalítico	2480 ± 9 (18)	U-Pb S Zrn	2073 ± 11 (18)	U-Pb S Zrn
Metagranodiorito	2487 ± 13 (3)	U-Pb S Zrn		3,0 e 2,6 -4,7 e +0,5
Metatonalito	2503 ± 10 (6)	U-Pb S Zrn		
Ortognaisse tonalítico	2554 ± 3 (18)	Pb-Pb T Zrn		
Metatonalito	2581 ± 6 (6)	U-Pb S Zrn		
Complexos Metamórficos				
Complexo Aruanã				
Monzogranito Protomilonítico	2586 ± 5 (13)	Pb-Pb T Zrn		
Gnaiss Granodiorítico	2606 ± 4 (10)	Pb-Pb T Zrn		
Ortogramulito Máfico Rio Preto	2628 ± 3 (10)	Pb-Pb T Zrn		
Ortognaisse Porfiroclástico	2630 ± 15 (14)	U-Pb Zrn	3,1 e 3,2 ^a	-0,3 a -1,7 ^b
Ortognaisse Pacajá	2671 ± 3 (12)	U-Pb S Zrn	2,8	+2,7
Granulito Novolândia				
Granulito fêlsico	2744 ± 21 (16)	U-Pb Zrn	2106 ± 5 (17)	U-Pb Zrn
Granulito	2766 ± 70 (10)	U-Pb Zrn		
Complexo Cajazeiras				
Paragnaisse com granada			2064 ± 4 (15)	U-Pb S Mnz

(conclusão)

Associação / Unidade / Litotipo	Idade de Cristalização (Ma)	Método	Idade de Metamorfismo (Ma)	Método	Nd-T _{DM} (Ga) / Hf-T _{DM} (Ga) ^a	εNd(t) / εHf(t) ^b
Paragneisse com granada			2090 ± 48 (15)	U-Pb S Zrn		
Gnaiss Granodiorítico	2942 ± 4 (10)	Pb-Pb T Zrn				
Granulito ortoderivado	3009 ± 27 (15)	U-Pb S Zrn	2074 ± 8 (15)	U-Pb S Zrn		

Abreviaturas: Au - ouro; Py - pirita; Zrn - zircão; Mnz - monazita; Ms - muscovita; Ttn - titanita; Nd-T_{DM} - idades-modelo por isótopos de neodímio; εNd(t) - épsilon do neodímio com cálculo para idade de cristalização; ^(a) Hf-T_{DM} - idades-modelo por isótopos de háfnio; ^(b) εHf(t) - épsilon do háfnio com cálculo para idade de cristalização. S - SHRIMP; T - TIMS; RT - Rocha Total; d - detrítico.

Referências: 1 - Cristo (2018); 2 - Macambira *et al.* (2009); 3 - Vasquez *et al.* (2008a); 4 - Vasquez (2006); 5 - Macambira *et al.* (2003); 6 - Santos (2003); 7 - Monteiro (2006); 8 - Vasquez *et al.* (2005); 9 - Perico *et al.* (2017); 10 - Vasquez *et al.* (2008b); 11 - Faraco *et al.* (2005); 12 - Macambira *et al.* (2004); 13 - Besser & Barros (2016); 14 - Magalhães *et al.* (2023), 15 - Macambira *et al.* (2007), 16 - Silva (2021), 17 - Vieira *et al.* (2022) e 18 - Macambira *et al.* (2022).

Vasquez (2006), baseado em feições de migmatização e nas paragêneses minerais, define o metamorfismo máximo do Domínio Bacajá como da fácies granulito, mas de ocorrências locais. Idades obtidas pela metodologia U-Pb em monazita e zircão sugerem que a migmatização tenha ocorrido em condições de fácies anfíbolito, sendo que o metamorfismo em fácies granulito é relacionado ao espessamento crustal. Um segundo evento de metamorfismo para a fácies granulito estaria relacionado ao adelgaçamento crustal, em condições de baixa pressão (Vasquez *et al.* 2008b).

Segundo Vasquez *et al.* (2008b), o Domínio Bacajá é subdividido em três fragmentos principais, que datam do Arqueano ao Sideriano e que foram retrabalhados no Riaciano, além das coberturas fanerozoicas: associação complexos metamórficos arqueanos a paleoproterozoicos; *greenstone belts* siderianos, e suítes plutônicas riacianas resultantes de magmatismos orogênicos colisionais. As idades absolutas dessas unidades estão sumarizadas na Tabela 1 e as divisões pré, sin e pós-colisional são baseadas em autores como Macambira *et al.* (2003), Vasquez *et al.* (2008a,b) e Macambira *et al.* (2009).

De acordo com o mapa geológico apresentado na Figura 4, serão descritas as unidades regionais que afloram na área de estudo. Essa descrição será baseada em uma compilação da estratigrafia utilizada por Jorge João *et al.* (1987), Vasquez *et al.* (2008b) e Besser & Barros (2016).

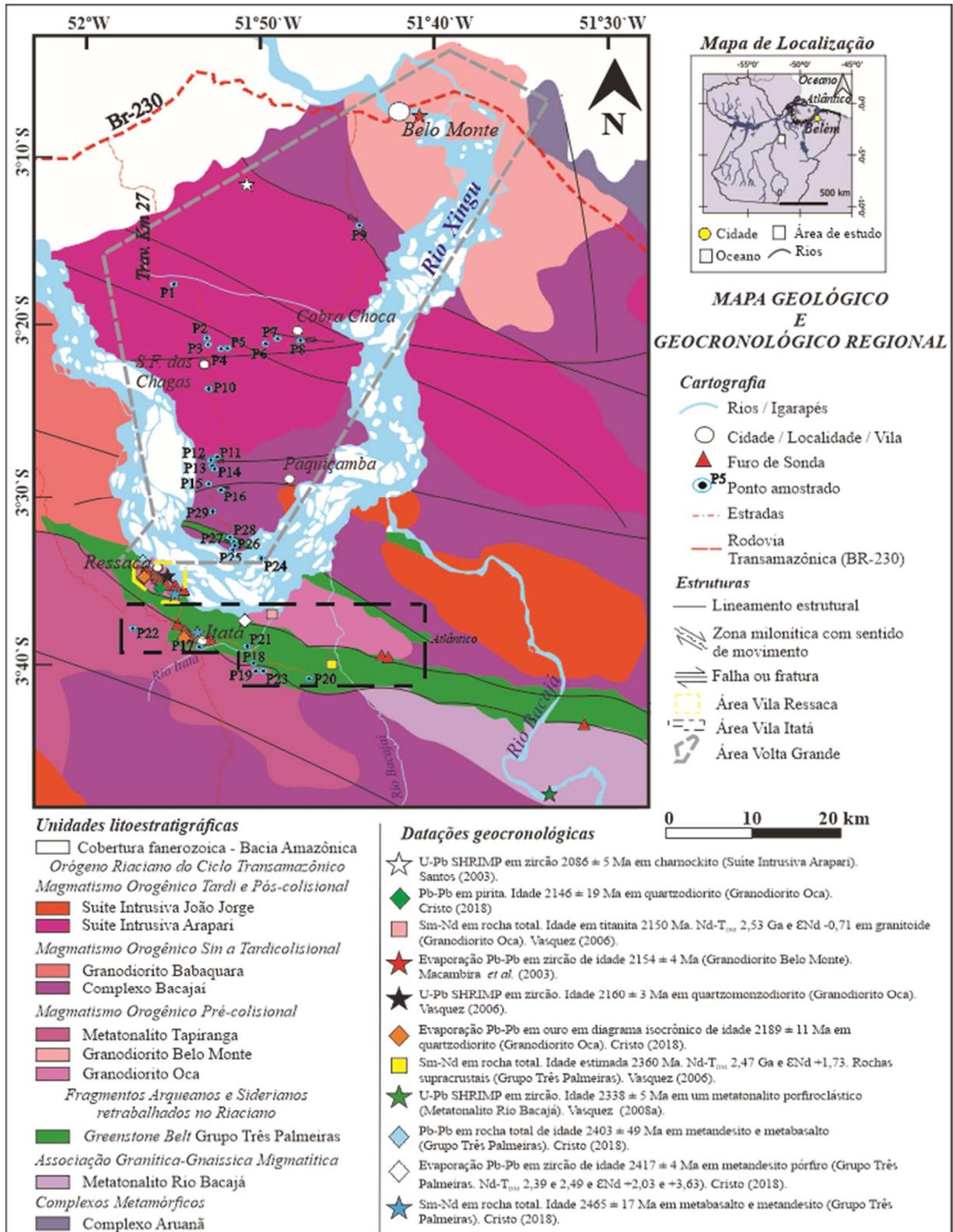


Figura 4 – Mapa geológico e geocronológico regional da área de estudo, adaptado de Vasquez *et al.* (2008b). Na figura estão representados os pontos amostrados, os locais dos furos de sondagem e um resumo dos dados geocronológicos disponíveis antes deste estudo. Este mapa regional serve como base para os mapas da geologia local apresentados no Capítulo 3, nas Figuras 5 (Vila Ressaca), 6 (Vila Itatá) e 7 (Volta Grande).

2.3.1 Complexo Aruanã

O Complexo Aruanã consiste em rochas ortogranulíticas félsicas, que foram identificadas como uma unidade distinta do Complexo Cajazeiras e relacionadas ao Complexo Pium do Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008b) (Figura 4). Ricci (2006) observou evidências de paragênese e microtexturas de metamorfismo de fácies granulito em um conjunto de ortognaisses enderbíticos a charnockíticos, apesar da forte modificação causada pela migmatização úmida, deformação milonítica de alta temperatura e hidrotermalismo posterior. As rochas do complexo consistem em ortognaisses tonalíticos a graníticos, fortemente reidratados, que se estendem em uma ampla faixa WNW-ESE, sendo uma unidade exclusiva da parte norte do Domínio Bacajá (Macambira & Ricci 2014, Besser & Barros 2016).

Geoquimicamente as rochas de protólitos ígneos apresentam afinidade cálcio-alcalina com uma assinatura de enriquecimento dos elementos litófilos de raio iônico grande (LILE) em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE). O ambiente tectônico, segundo os padrões geoquímicos, mostram uma assinatura de magmatismo cálcio-alcálico gerado em arcos vulcânicos de margem continental (Macambira & Ricci 2014).

Vasquez *et al.* (2008b) apresentaram uma idade de 2606 ± 4 Ma para um gnaiss granodiorítico por meio do método Pb-Pb em zircão, utilizando três cristais, enquanto Besser & Barros (2016) selecionaram um monzogranito porfirítico protomilonítico e obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 2585 ± 5 Ma. Ambas as idades foram interpretadas como idade mínima para a cristalização do protólito ígneo. Magalhães (2019) estudou um gnaiss monzogranítico e obteve idades de cristalização U-Pb em zircão de 2630 ± 15 Ma, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,63\text{Ga})}$ predominantemente negativos e que variam de -0,3 a -1,73, enquanto a idade-modelo Hf- T_{DM}^{C} variou entre 3,2 a 3,1 Ga, indicativo de fonte mantélica mesoarqueana.

2.3.2 Metatonalito Rio Bacajá

O Metatonalito Rio Bacajá (MTRB) reúne granitoides bandados que ocorrem ao sul do Grupo Três Palmeiras, segundo uma direção preferencial NW-SE (Figura 4). Tais rochas representavam o Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (1987), desmembrado do Complexo Xingu de Silva *et al.* (1974). Compreendem metatonalitos a metamonzogranitos com biotita e hornblenda, bandados e porfiroclásticos, de granulação média a grossa. Frequentemente hospedam lentes de rochas máficas microgranulares quartzodioríticas a tonalíticas, e xenólitos de rochas supracrustais migmatizadas. Análises U-Pb SHRIMP em zircão de um metatonalito porfiroclástico apresentadas por Vasquez *et al.* (2008b), fornecem idade de cristalização de 2338 ± 5 Ma. A idade-modelo Nd- T_{DM} de 3,10 Ga com $\epsilon_{\text{Nd}(2,34\text{Ga})}$ de -10,80, que indicam

origem relacionada a retrabalhamento de crosta arqueana, contrasta com a natureza juvenil das rochas metavulcânicas do Grupo Três Palmeiras (Vasquez 2006).

2.3.3 Grupo Três Palmeiras

O Grupo Três Palmeiras foi definido por Silva *et al.* (1974), que primeiramente observaram as sequências de rochas metassedimentares na área próxima ao rio Xingu, e as denominou como Xisto Três Palmeiras (Figura 4). Jorge João *et al.* (1987), ao mapearem a Folha SA.22-Y-D 1:250.000 (Altamira), renomearam essas rochas como Suíte Metamórfica Três Palmeiras, para designar as rochas supracrustais, orientadas segundo a direção WNW-ESE, com inflexão segundo NW-SE, subdivididas em duas unidades: uma de rochas metavulcânicas máficas, denominada de Anfibolito Itatá, na base; e outra de rochas metavulcanoclásticas, metavulcânicas intermediárias e félsicas, e rochas metassedimentares químicas e clásticas no topo, denominada de Micaxisto Bacajá.

De acordo com Vasquez *et al.* (2008b), a sequência Três Palmeiras é composta predominantemente por actinolita-xistos, metandesitos, metabasaltos, metatufos andesíticos e basálticos e anfibolitos. Metadacitos, metatufos dacíticos, quartzitos, mica xistos, formações ferríferas bandadas, filitos grafitosos e turmalinitos ocorrem subordinadamente. As rochas metamáficas, segundo Jorge João *et al.* (1987), são de caráter geoquímico transicional entre toleítos de arco de ilha e de fundo oceânico com paragêneses metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito. Os metandesitos dessa unidade forneceram idade pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão de 2359 ± 3 Ma, interpretada como idade de cristalização dessas rochas e Nd-T_{DM} variando de 2,71 a 2,56 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(2,36\text{Ga})}$ de -0,87 a +0,78 (Macambira *et al.* 2004, 2009). Vasquez (2006), a partir de análises isotópicas de Nd (T_{DM} de 2,47 a 2,49 Ga, e $\epsilon_{\text{Nd}(2,36\text{Ga})}$ de +1,73 a +1,64), interpretou a origem dessas rochas supracrustais siderianas como sendo relacionada à acreção juvenil ocorrida há cerca de 2,5 Ga.

Besser & Barros (2016) estudaram essas rochas metavulcanossedimentares, que ocorrem na Folha SA.22-Y-D-VI 1:100.000 (Rio Bacajá), e as elevam formalmente para Grupo Três Palmeiras, no qual predominam anfibolitos e rocha metabásicas da Formação Itatá (inferior), em relação a quartzitos e filitos da Formação Bacajá (superior). As rochas metabásicas se cristalizaram em condições de fácies xisto verde, possivelmente resultante de metamorfismo de fundo oceânico. Nas proximidades dos contatos com rochas granitoides, as rochas metabásicas são transformadas em *hornfels* formados em condições de fácies hornblenda *hornfels*. De modo geral, as rochas metabásicas têm foliação com atitude média de N80°W/85°SW. Essas estruturas têm ligação com esforços que atuaram na evolução do

orógeno. Tanto as rochas metabásicas como os anfíbolitos têm composições comparáveis a dos toleitos oceânicos.

Dados geocronológicos para o Grupo Três Palmeiras, segundo Cristo (2018), forneceram idades pelo método de evaporação de Pb em cristais zircão de 2417 ± 4 Ma e 2410 ± 7 Ma para um metandesito e uma rocha metavulcanoclástica, respectivamente, da região da Volta Grande. O método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) forneceu a idade no diagrama Concórdia de 2416 ± 49 Ma (MSWD = 4,4; n=5), para a mesma rocha metavulcanoclástica, também confirmado pela isócrona de Sm-Nd em rocha total (2465 ± 17 Ma), incluindo amostras de metabasalto e metandesito. Todas as idades são interpretadas como idades de cristalização. Dados isotópicos de Pb obtidos por lixiviação sequencial em pirita hospedada em metandesito forneceram idade de 2353 ± 43 Ma. As análises isotópicas Pb-Pb em rocha total em amostras de metandesitos e metabasaltos indicam a idade de 2403 ± 92 Ma, semelhante à obtida pelos outros métodos para o Grupo Três Palmeiras. Os isótopos de Nd forneceram Nd- T_{DM} de 2,49 a 2,39 Ga, e ϵNd de +2,03 a +3,33, respectivamente, as quais indicam uma origem essencialmente mantélica para as rochas metavulcânicas.

No Grupo Três Palmeiras, os depósitos auríferos filoneanos encontram-se associados a sulfetos, recortando as rochas metandesíticas com antofilita e plutons intrusivos quartzo monzodioríticos a granodioríticos da unidade Granodiorito Oca (Vasquez *et al.* 2008b).

As rochas metamáficas compreendem anfíbolitos e andesitos de cor verde-escura a cinza, com granulação fina a média, textura foliada e nematoblástica (Souza *et al.* 2021). Clorita, calcita, sericita e minerais opacos são as principais fases secundárias. O sistema de ouro é do tipo orogênico (Groves *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 2001), mineralizando fluxos de lava e diques de riodacitos e riolitos. Essas alterações hidrotermais são intermediárias potássicas, propilíticas, argilíticas e/ou carbonáticas em estilos seletivos, difusos ou fissurados. Nas zonas hidrotermalizadas, o ouro ocorre como partículas isoladas, disseminadas ou associadas a sulfetos, bem como veios de quartzo centimétricos em arranjo *stockwork*.

2.3.4 Magmatismo Orogênico Bacajá

Na noroeste do Domínio Bacajá destacam-se sete unidades litotectônicas incluídas no Orógeno riaciano associado ao Ciclo Transamazônico, com evolução relacionada a distintos estágios orogênicos, são: Suítes Plutônicas Pré-Colisionais (Granodioritos Oca e Belo Monte e Metatonalito Tapiranga), Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais (Complexo Bacajaí, Suíte Intrusiva Arapari e Granodiorito Babaquara) e a Suíte Plutônica Tardi a Pós-colisional (Suíte Intrusiva João Jorge).

2.3.4.1 Granodiorito Oca

O Granodiorito Oca engloba granitoides intrusivos no Grupo Três Palmeiras, e que, segundo Jorge João *et al.* (1987), são compostos por granodioritos, tonalitos porfiroclásticos e inequigranulares, e quartzo monzodioritos inequigranulares (Figura 4). A textura ígnea está preservada, apesar de apresentarem faixas miloníticas nas bordas e atravessando o interior dos plutons (Vasquez *et al.* 2008b). A idade de 2160 ± 3 Ma, obtida pelo método U-Pb SHRIMP em zircão de um quartzo monzodiorito inequigranular (Vasquez 2006), foi atribuída à cristalização das rochas dessa unidade. Dados de isótopos de Nd (T_{DM} de 2,52 Ga e $\epsilon Nd_{(2,16Ga)}$ de -1,59) o relacionam a um ambiente de arco magmático, de assinatura de fonte juvenil e com pouca participação de crosta arqueana. Interpretações de Jorge João *et al.* (1987) sobre a gênese do Granodiorito Oca indicam uma assinatura química cálcio-alcalina, conforme modelo de fusão de rochas metamáficas do Grupo Três Palmeiras e espessamento crustal policíclico.

A mineralização de ouro primária da área Volta Grande, conforme Amireault (2018), está hospedada preferencialmente em corpos de quartzo diorito, diorito, diorito pórfiro e granodiorito alterados hidrotermalmente. Está relacionada a veios e vênulas de quartzo centimétricos a decimétricos situados próximo ao contato com rochas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras, sendo o contato bem definido por zonas de cisalhamento rúptil-plástico limitando a mineralização. Pinheiro (2012) confirma que o controle hidrotermal é proeminente em relação ao controle estrutural, ainda que as rochas estejam heterogeneamente deformadas por zonas de cisalhamento de *trend* NW-SE, paralelas ao *trend* regional. Fonseca (2017) caracterizou a alteração hidrotermal com auxílio de espectrometria de luz infravermelha (IRS) e espectrometria portátil de fluorescência de raios-X (pXRF), como essencialmente carbonática, clorítica, silicática, biotítica e sericítica associada a fraca sulfetação de pirita, arsenopirita, pirrotita e rara molibdenita. Dados isotópicos de Pb obtidos por lixiviação sequencial em pirita hospedada em um quartzo diorito forneceu a idade 2146 ± 19 Ma, e o método de evaporação de Pb em partículas de ouro forneceu a idade de 2189 ± 11 Ma. Essas idades foram determinadas em partículas inclusas em rocha granítica e sugerem que a mineralização seria temporalmente relacionada à granitogênese riaciana registrada no Domínio Bacajá (Cristo 2018).

2.3.4.2 Granodiorito Belo Monte

O Granodiorito Belo Monte ocorre na localidade de Belo Monte, na margem do rio Xingu, no cruzamento com a rodovia Transamazônica (BR-230) (Figura 4). Essas rochas seriam

correlatas às do Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 1987). No entanto, por não apresentar continuidade até a região de Anapu, foram designadas como uma unidade distinta por Vasquez *et al.* (2008b). O Granodiorito Belo Monte é composto por granodioritos e monzogranitos com biotita, em geral inequigranulares leuco a mesocrático, geralmente foliados segundo a direção E-W e mergulho subvertical. Em geral, hospeda xenólitos métricos de gnaisses melanocráticos, fortemente bandados, de composição tonalítica (biotita-hornblenda gnaisses). Macambira *et al.* (2001, 2003) obtiveram idade pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão de 2154 ± 4 Ma em um granodiorito dessa unidade, interpretada como idade de cristalização.

2.3.4.3 Metatonalito Tapiranga

O Metatonalito Tapiranga apresenta similaridades com o Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (1987), mas por possuir algumas particularidades no corpo aflorante, foi designado como uma unidade à parte por Vasquez *et al.* (2008b) (Figura 4). Essas rochas afloram nas proximidades do rio Iriri, ao sul da faixa de ocorrência do Grupo Três Palmeiras, sob a forma de um batólito irregular, orientado segundo a direção NW-SE. A unidade é composta por metatonalitos e metagranodioritos, porfiroclásticos e bandados, de granulação média a fina, contendo xenólitos centimétricos e métricos de rochas metavulcânicas máficas. São cortados por veios leucograníticos concordantes ou discordantes da foliação. Vasquez (2006) obteve uma idade U-Pb SHRIMP em zircão de 2133 ± 10 Ma, no metatonalito da área-tipo, interpretada como a idade de cristalização e uma segunda população de zircão do mesmo metatonalito com idade de 2055 ± 5 Ma é interpretada como resultado de um possível evento de perda de Pb em alta temperatura (Vasquez *et al.* 2008a). Em relação ao ambiente tectônico, a assinatura isotópica de Nd (T_{DM} de 2,45 Ga e $\epsilon Nd_{(2,13Ga)}$ de -0,71), sugere uma fonte mantélica com alguma contribuição crustal, possivelmente relacionada a ambiente de arco magmático.

2.3.4.4 Complexo Bacajá

O Complexo Bacajá foi definido por Jorge João *et al.* (1987) como uma faixa de rochas metamórficas de alto grau composta por granulitos e granoblastitos charnockíticos, monzoníticos e enderbíticos, que ocorre na área ao sul da Folha Altamira SA.22-Y-D (Figura 4). Porém, Ricci & Costa (2004) definiram a unidade como composta por charnocktoides, enquanto que, para Vasquez *et al.* (2008b), o Complexo Bacajá engloba, predominantemente, enderbitos e charnoenderbitos associados subordinariamente a hiperstênio monzodiorito. Essas rochas representam granitoides orogênicos gnaissificados a isotrópicos, com textura ígnea preservada.

Os litotipos desse complexo apresentam afinidade geoquímica cálcio-alcálica de médio a alto K, são sódicos, metaluminosos, comparáveis aos granitoides do tipo I cordilheirano, enriquecidos em LILE e elementos terras raras leves - ETRL, com assinatura de rochas geradas em arcos magmáticos. São tidos como corpos orogênicos coincidentes com o ápice da colisão continental durante a evolução do Ciclo Transamazônico (Macambira & Ricci 2014).

As idades U-Pb SHRIMP em zircão de $2113 \pm 35/-33$ Ma (Faraco *et al.* 2005), e evaporação de Pb em cristais de zircão de 2094 ± 4 e 2114 ± 3 Ma (Monteiro 2006) e de 2112 ± 8 Ma (Besser & Barros 2016), além de isótopos de Nd (T_{DM} de 2,31 Ga, e $\epsilon Nd_{(2,11Ga)}$ de +0,56) mostrando a idade de cristalização com contribuição mantélica.

Na região nordeste do Domínio Bacajá, segundo Magalhães 2019, ocorrem granitoides (2094 ± 11 Ma; Hf- T_{DM} 2,7 a 2,6 Ga e ϵHf 1,7 a -1,3) caracterizados por uma associação com charnockitoides maciços e rochas deformadas por efeitos de milonitização (2103 ± 21 Ma; Hf- T_{DM} 2,8 a 2,6 Ga e ϵHf 1,5 a -2,2; Nd- T_{DM} 2,58 Ga e ϵNd -2,05 Ga), além de um enclave de ortogranulito (2120 ± 4 Ma; Hf- T_{DM} 2,7 a 2,5 Ga e ϵHf 2,5 a -0,8; Nd- T_{DM} 2,41 Ga e ϵNd -1,46 Ga). Essas rochas riacianas se colocaram no período de 2,12-2,09 Ga e o ortogranulito sofreu um evento metamórfico de alto grau *ca.* 2,09 Ga. A assinatura de Hf é distinta e sugerem que os granitoides são de fonte juvenil, porém contaminada por uma crosta continental mais antiga encaixante ou por um magma produzido por fusão da crosta.

2.3.4.5 Granodiorito Babaquara

O Granodiorito Babaquara foi designado por Vasquez *et al.* (2008b) para fazer referência a um corpo granítico, localizado nos interflúvios dos rios Xingu e Bacajá (Figura 4). A unidade corresponde ao Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (1987). O corpo rochoso está alongado na direção regional NW e seria claramente distinto das unidades encaixantes, Metatonalito Tapiranga e Complexo Bacajaí. É constituído por granodioritos com biotita e hornblenda, inequigranulares e porfiroclásticos, de granulação média com leucogranitos equigranulares subordinados. Essas rochas apresentam foliação milonítica de baixa temperatura sobreposta à trama original, com direção concordante àquela NW-SE. Ocorrem ainda feições rúpteis e alteração hidrotermal. A idade de evaporação de Pb em cristais de zircão de 2102 ± 3 Ma foi obtida em um granodiorito porfiroclástico (Vasquez *et al.* 2008b).

2.3.4.6 Suíte Intrusiva Arapari

A Suíte Intrusiva Arapari (Figura 4) corresponde, segundo Vasquez *et al.* (2008b), a rochas ígneas catazonais reconhecidas primeiramente por Oliveira *et al.* (1994), Ricci & Costa

(2004) e Faraco *et al.* (2005), às proximidades do lago da Usina Hidrelétrica de Tucuruí. Nesse contexto, foram descritos batólitos e *stocks* representantes de um magmatismo charnockítico a charnoenderbítico. Os charnockitos e charnoenderbitos, segundo Ricci (2006), variam desde isotrópicos a levemente foliados e estariam em geral “descharnokitizados”, com cristais reliquiais de orto e clinopiroxênio pseudomorfizados por clorita, talco, biotita e/ou actinolita, ou reequilibrados para anfibólios cálcicos. Feições microscópicas, características de crosta inferior, foram reconhecidas como biotita vermelha e hornblenda castanho-esverdeada, intercrescimento mesopertítico e antipertítico, além de alanita grossa.

Essa suíte apresenta um magmatismo cálcio-alcalino de médio K a shoshonítico, com caráter metaluminoso e enriquecimento em LILE e ETRL, que são condizentes com a participação crustal no processo de geração dos magmas, em ambiente de margem continental ativa. Além disso, ela está associada a um magmatismo orogênico tardi a pós-colisional, conforme observado por Macambira & Ricci (2014).

A unidade foi datada pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão em 2070 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2008b). A datação de Santos (2003) pelo método U-Pb SHRIMP em zircão de 2086 ± 5 Ma, conjuntamente à petrografia e radiometria, confirmam a separação dessa unidade em relação a unidade Complexo Bacajaí. A interpretação de Vasquez (2006), com base em dados isótopos de Nd (T_{DM} de 2,46 Ga e 2,47 Ga, e $\epsilon Nd_{(t)}$ de -2,40 e -3,12), indicam uma contribuição crustal no magmatismo que originou essas rochas. Besser & Barros (2016) obtiveram a idade 2072 ± 4 Ma, pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão de um quartzo monzodiorito, com Nd- T_{DM} de 2,10 Ga a 2,17 Ga, e $\epsilon Nd_{(2,07Ga)}$ de +3,04 a +2,11, sugerindo participação de fonte mantélica. Magalhães (2019), usando o método U-Pb LA-ICP-MS em zircão de um sienogranito do nordeste do Domínio Bacajá obteve a idade de 2080 ± 16 Ma e valores de $\epsilon Hf_{(2,1Ga)}$ entre 1,1 a -2,9, enquanto Hf- T_{DM} variam entre 2,8 a 2,6 Ga.

2.3.4.7 Suíte Intrusiva João Jorge

A Suíte Intrusiva João Jorge foi proposta por Vasquez *et al.* (2008b) para englobar o Granito João Jorge, que integrava a Suíte Metamórfica Xingu de Jorge João *et al.* (1987) (Figura 4), a qual compreendia um conjunto de granitos potássicos tardios intrusivos no Granodiorito Anapu, cujas melhores exposições estão ao longo do rio Xingu, à jusante do rio Iriri. Da mesma forma, Vasquez *et al.* (2008b) propuseram agrupar vários outros plutons graníticos, incluindo o Granito Felício Turvo, individualizado por Souza (1995).

A Suíte é composta por monzo e sienogranitos e raros granodioritos que intrudiram a maioria das unidades arqueanas e paleoproterozoicas do Domínio Bacajá. Os dados

geocronológicos de Vasquez *et al.* (2005), obtidos pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão para um monzogranito no rio Xingu, mostram idade 2077 ± 2 Ma. Pelo mesmo método, uma idade de 2076 ± 6 Ma foi obtida por Macambira *et al.* (2001, 2003) em um granodiorito a 9 km de Novo Repartimento. Tais idades foram atribuídas à cristalização dos corpos graníticos dessa unidade, à qual se adicionou o Granito Felício Turvo com idade de evaporação de Pb em cristais de zircão de 2069 ± 6 Ma (Souza *et al.* 2003).

A Suíte Intrusiva João Jorge na Folha Rio Bacajá (Besser & Barros 2016), foi subdividida em dois grupos, sendo que um deles é representado por corpos alongados na direção WNW, constituídos por monzogranitos e sienogranitos, e o outro aflora em corpos menores levemente alongados, que englobam sienitos, álcali-feldspato sienitos e quartzo monzonitos com foliação incipiente. Essas rochas possuem assinatura shoshonítica e sua colocação seria controlada por anisotropias estruturais pré-existentes.

A assinatura dos isótopos de Nd é variada nos granitoides da Suíte Intrusiva João Jorge. Macambira *et al.* (2003) identificaram localmente um componente juvenil sideriano com Nd- T_{DM} de 2,33 Ga e $\epsilon Nd_{(2,1Ga)}$ de -0,60, bem como um componente crustal neoarqueano com Nd- T_{DM} de 2,57 Ga, e $\epsilon Nd_{(2,1Ga)}$ de -4,12, para os granitos de 2,08 Ga da porção nordeste do Domínio Bacajá. Nos granitos da porção ocidental, Vasquez (2006) identificou outra componente crustal neoarqueana com Nd- T_{DM} de 2,73 e 2,65 Ga, e $\epsilon Nd_{(2,08Ga)}$ de -6,49 e -5,80. Já Besser & Barros (2016), em uma amostra de álcali-feldspato sienito, obtiveram a idade de 2076 ± 2 Ma (método de evaporação Pb-Pb em cristais de zircão) com Nd- T_{DM} de 2,21 Ga, e $\epsilon Nd_{(t)}$ +1,51, que indica uma contribuição mantélica no magmatismo.

Magalhães (2019) datou um granodiorito da Folha Tucuruí usando o método U-Pb em zircão e obteve idade de cristalização 2062 ± 22 Ma e Hf- T_{DM} que variam entre 2,7 a 2,5 Ga com $\epsilon Hf_{(2,06Ga)}$ entre 1,8 a -0,3 sugerindo magmatismo juvenil neoarqueano.

2.3.5 Tectônica do Domínio Bacajá

O Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas imbricadas transcorrentes na direção WNW-ESE (Vasquez *et al.* 2008c, Klein *et al.* 2014). Jorge João *et al.* (1987) definiram extensos falhamentos NW-SE com variações para WNW-ESE, caracterizados por cristas quartzosas bem alinhadas e vales retilíneos. Essas feições estruturais sustentam a serra Três Palmeiras, o mais importante elemento orográfico da região. Também foram individualizados outros conjuntos de estruturas de ruptura que geraram lineamentos de direções NE-SW, E-W, NNE-SSW e NNW-SSE.

Na Folha Rio Bacajá, o Grupo Três Palmeiras ocorre na forma de um corpo alongado na direção WNW. Os metagranitoides do Complexo Bacajaí se apresentam em corpos normalmente elípticos, alongados na direção NW e WNW. Embora várias estruturas magmáticas (acamamento e foliação magmática com componente de estado sólido) tenham sido preservadas, há evidências de metamorfismo de contato (fácies hornblenda hornfels), causado pelas intrusões riacianas mais jovens (Besser & Barros 2016).

Nas rochas granitoides da Suíte Intrusiva Arapari predominam tonalitos, granodioritos e monzogranitos sin-tectônicos, os quais exibem acamamento ígneo e foliação magmática com componente no estado sólido.

Segundo Perico (2010), a granitogênese sintectônica, na área oeste do Domínio Bacajá ocorreu paralelo a esforços compressivos. Os granitoides apresentam forma alongada WNW, foliação sinmagmática penetrante e concordante às estruturas WNW regionais. Localmente, ocorrem zonas de cisalhamento filoníticas e plástico-rúptil com cataclastos. Falhas rúpteis tardi-orogênicas de direção N33°E/87°SE são sinistrais e destrais. Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas por Perico *et al.* (2017) em muscovita desenvolvida em planos de falhas forneceram idades 1977 ± 8 Ma na área próxima a Brasil Novo e 1968 ± 11 Ma, na área próxima a Anapu, indicando que esforços compressivos residuais permaneceram ativos após a granitogênese e resfriamento crustal.

CAPÍTULO 3 GEOLOGIA LOCAL

A integração dos dados obtidos em campo, juntamente com os dados geofísicos e petrográficos, contribuíram para o avanço da cartografia geológica na área de Volta Grande, resultando em melhor entendimento da distribuição das unidades. Para isso, dividimos o estudo em três áreas, que denominamos como a área de Vila Ressaca, localizada no centro (Figura 5); a área da Vila Itatá, situada ao sudeste (Figura 6), e a área Volta Grande, ao norte das duas (Figura 7).

O estudo identificou quatro associações litológicas, sendo elas: as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras, rochas granitoides propostas como Suíte Intrusiva Oca, rochas do Complexo Bacajá e rochas da Suíte Intrusiva Arapari. Além disso, descrevemos também rochas gabroícas e ultramáficas, que ocorrem subordinadamente.

Além da descrição das unidades litológicas, este capítulo também inclui uma abordagem de geologia estrutural, destacando os aspectos relevantes das estruturas presentes na região dos depósitos auríferos Volta Grande, assim como a geologia sobre as zonas mineralizadas identificadas no depósito, a fim de fornecer uma visão geral das características estruturais associadas à mineralização.

3.1 GRUPO TRÊS PALMEIRAS

O Grupo Três Palmeiras é dividido em duas formações: Itatá (base) e Bacajá (topo), e a análise petrográfica, mostrou que, de maneira geral, o grau de metamorfismo é baixo a médio. A cartografia dessas rochas (Figuras 5 e 6) é auxiliada pelos padrões geofísicos marcados por altos magnetométricos e baixos valores de U, K, Th e contagem total (ANEXO A). As rochas foram mapeadas nas três áreas: vilas Ressaca e Itatá e área Volta Grande.

3.1.1 Formação Itatá

A Formação Itatá, foi identificada na área da Vila Itatá, às margens do rio homônimo. As rochas ocorrem na forma de lentes de anfíbolito e metagabro, de 3-10 km de comprimento, e 1,2 km de largura. Essas rochas são intrudidas por granitoides, relacionados à Zona de Cisalhamento Bacajá (ZCB). Já seu limite sul é intrusivo/tectônico com dois corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca (Figura 6). Já, seu limite norte, foi identificado no contato de um quartzo anfíbolito milonítico, em uma zona de cisalhamento, com um granodiorito do Complexo Bacajá.

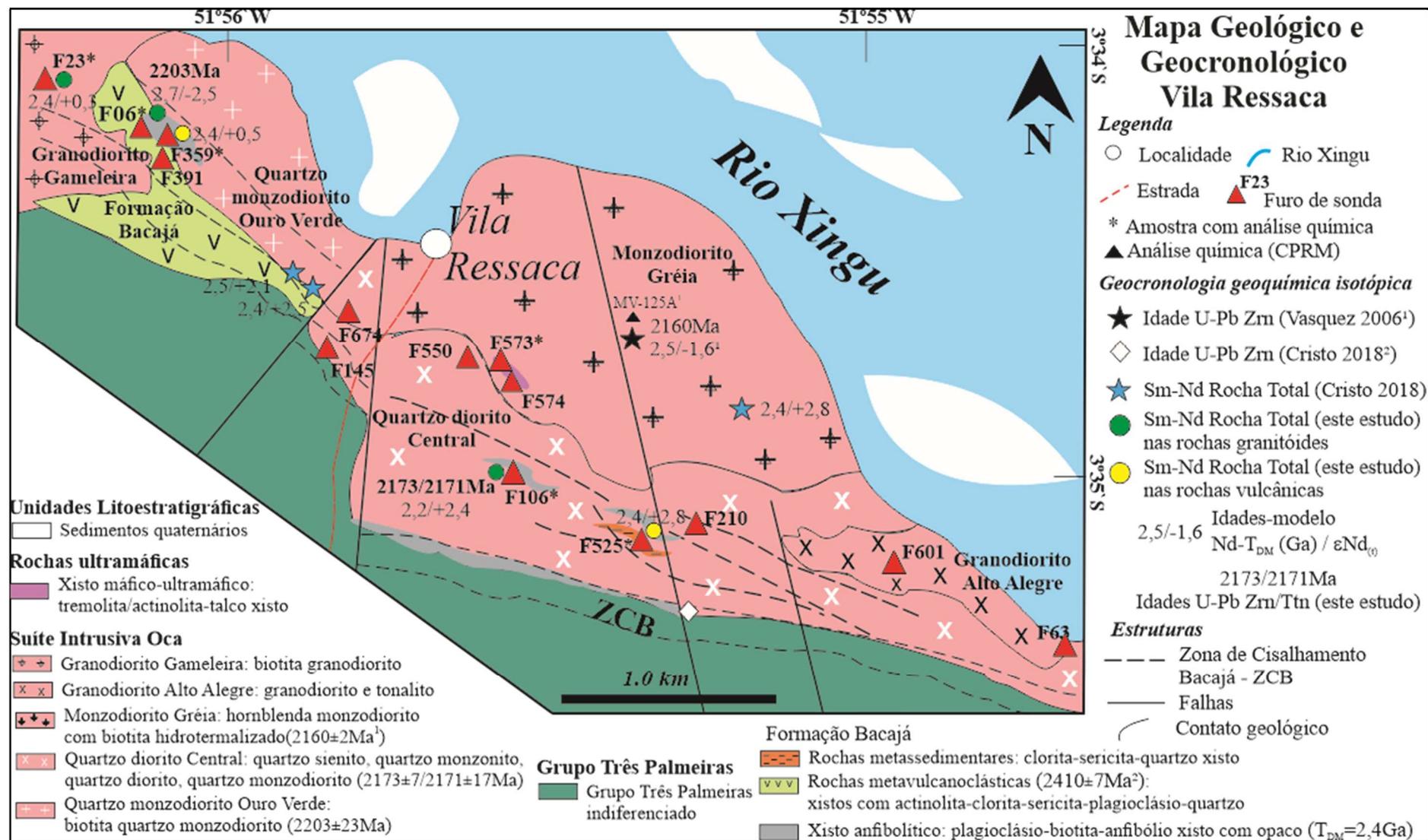


Figura 5 – Mapa geológico da área Vila Ressaca, conforme localização na Figura 4. Identificação dos corpos da Suíte Intrusiva Oca e rochas da Formação Bacajá. Mapa modificado de Vasquez *et al.* (2008b) e Amireault (2017). Dados de geocronologia e geoquímica isotópica neste estudo, Vasquez (2006) e Cristo (2018) conforme Tabela 1.

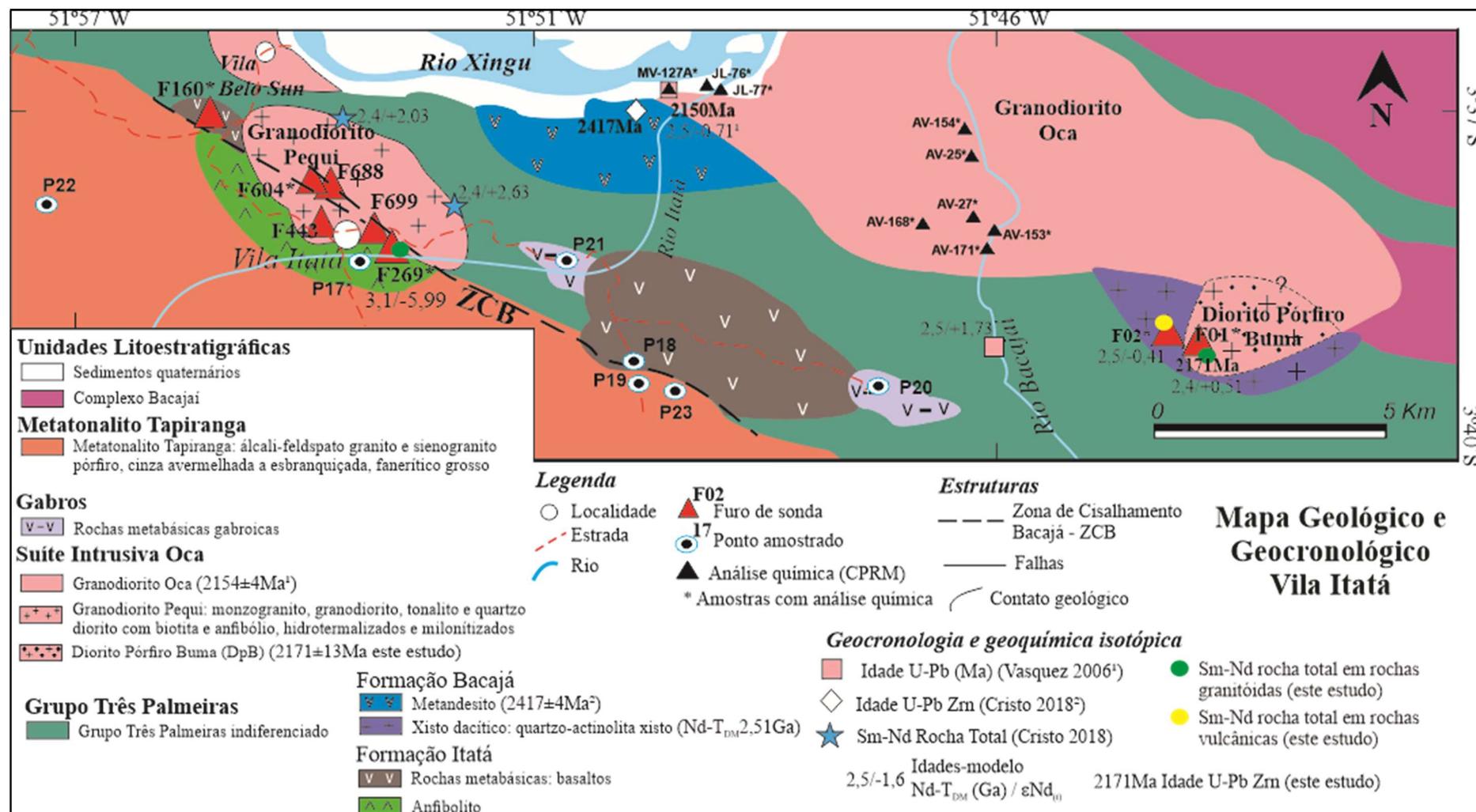


Figura 6 – Mapa geológico da área Vila Itatá, conforme localização na Figura 4. Identificação dos corpos da Suíte Intrusiva Oca e Grupo Três Palmeiras. Mapa modificado de Vasquez *et al.* (2008b), Amireault (2017) e Cristo (2018). Dados de geocronologia e geoquímica isotópica neste estudo, Vasquez (2006) e Cristo (2018) conforme Tabela 1.

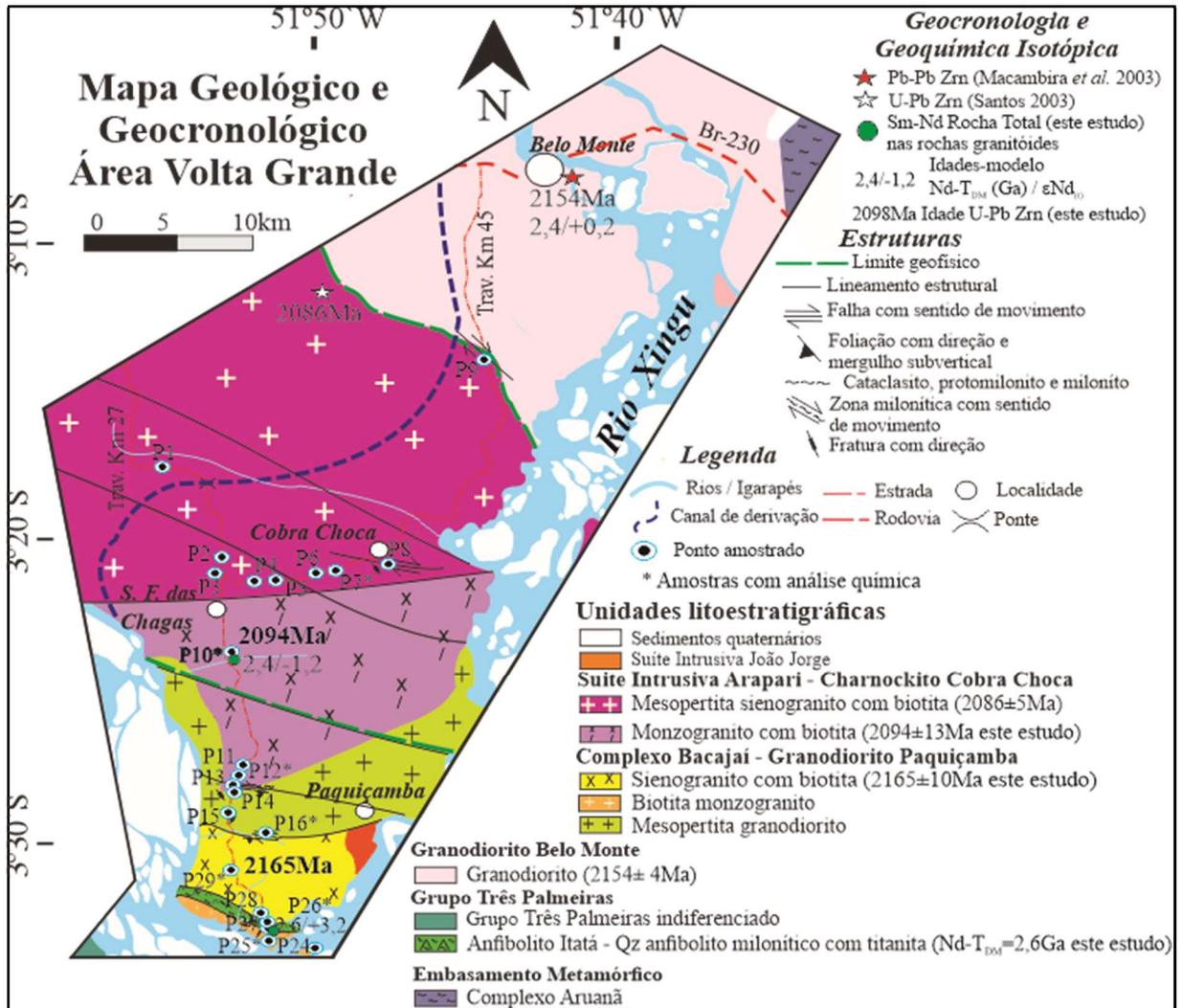


Figura 7 – Mapa geológico e geocronológico de detalhe da área Volta Grande, conforme mapa regional da Figura 4 com identificação das litofácies petrográficas descritas. Mapa modificado dos mapas de Vasquez *et al.* (2008b) e dados da Tabela 1.

3.1.1.1 Anfibolito

O anfibolito (Figuras 8A1, A2 e A3) é cinza escuro a esverdeado, fracamente foliado, composto de minerais máficos e plagioclásio branco. Microscopicamente, é equigranular, marcado pela orientação dos cristais, com textura nematoblástica fina. Os minerais essenciais são anfibólio (70%-80%) e plagioclásio (An₅₄₋₈₂) (14%-21%), como minerais acessórios, quartzo (2%-4%) e opaco (1%-4%), com traços de apatita, além de actinolita, biotita e clorita como minerais de alteração.

Os anfibolios são verde-oliva com forte pleocroísmo, variando do verde-escuro ao verde-claro, amarelo e marrom, de tamanho médio (~0,6 mm), equigranulares, lamelares com contatos interfoliados a curvilíneos. O plagioclásio é labradorita-bytownita e ocorre em cristais ripiformes finos (~0,2 mm), às vezes com extinção ondulante, maclas cristalinas polissintéticas, e ocorre em lâminas anastomosadas com cristais subordinados finos de quartzo. O quartzo é

fino ($\leq 0,3$ mm) e ocorre em agregados policristalinos entre as lamelas de anfíbólio e plagioclásio.

Os anfibolitos também são localmente classificados como quartzo anfibolito milonitizado com titanita associado a veios de Qz+Cb+Py e Au disseminado (Figuras 8B1, B2 e B3).

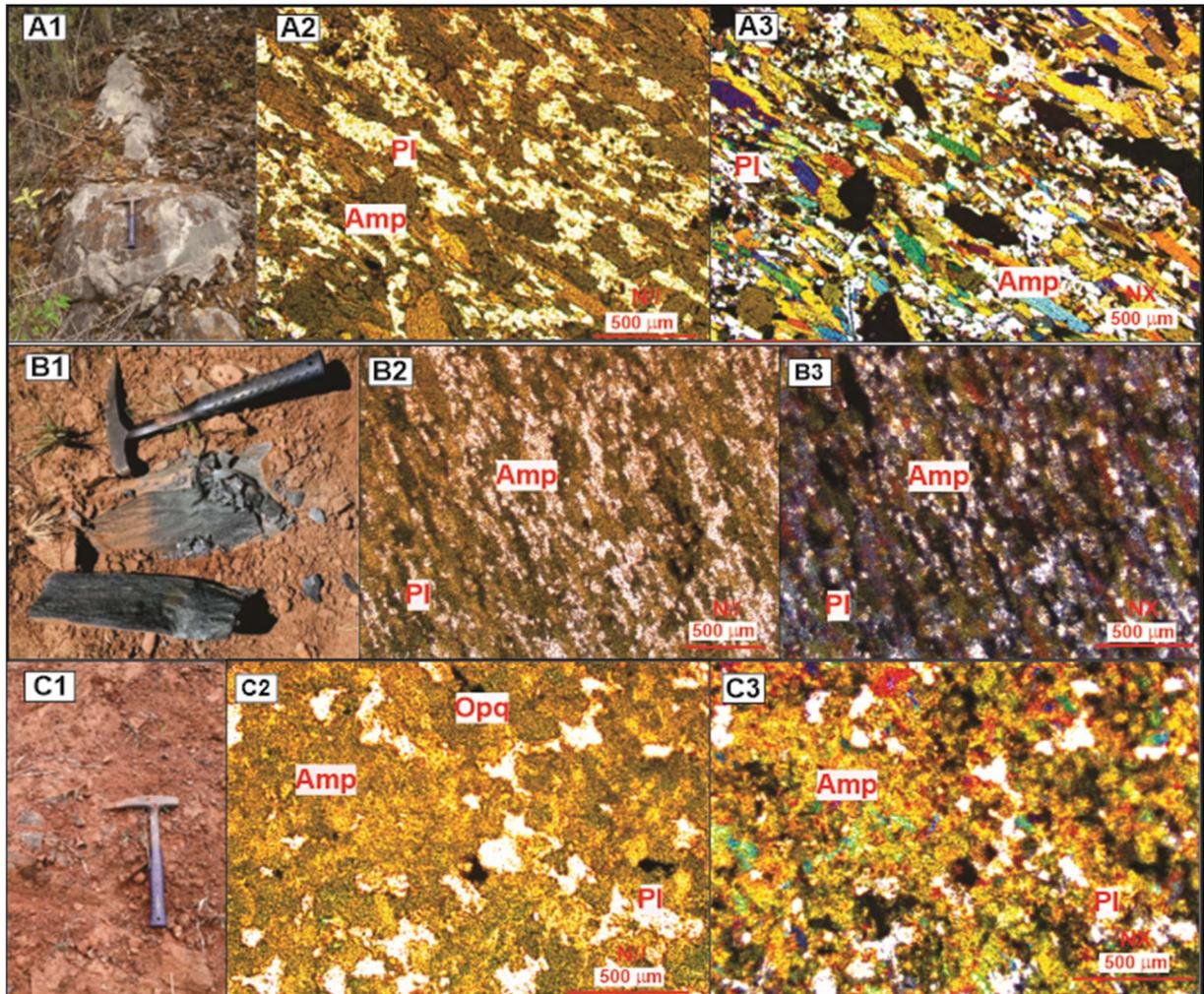


Figura 8 - Grupo Três Palmeiras - Visão macroscópica (esquerda) e microscópica polarizada, nicóis paralelos (N//) (centro) e nicóis cruzados (NX) (direita) das rochas representativas da Formação Itatá. A1, A2 e A3 (Amostra P17) - Anfibolito, cinza escuro, com foliação fraca, sulfetos e textura nematoblástica. B1, B2 e B3 (Amostra P26) - Quartzo anfibolito com titanita, milonítico, cinza escuro e textura nematoblástica. C1, C2 e C3 (Amostra P18) - Metabasalto (hornblenda granular subédrica), cinza esverdeado e textura blastofítica. Minerais: Amp - anfíbólio, Opq - opaco, Pl - plagioclásio.

3.1.1.2 Metabasalto

O metabasalto (Figuras 8C1, C2 e C3) é cinza escuro a esverdeado, mesocrático com textura equigranular e associado aos anfibolitos. É composto por plagioclásio branco, subédrico, e minerais máficos com raros sulfetos disseminados. Microscopicamente, a rocha é verde, subédrica, granular, com textura blastofítica; composta mineralogicamente por anfíbólio

(~50%), plagioclásio (An₄₂) (~45%) e quartzo (~5%). Como acessórios, ocorrem minerais opacos e, como produtos de alteração, clorita, sericita e minerais argilosos.

O anfibólio é fino a grosso (0,5-2,0 mm), inequigranular, subédrico e alongado, verde escuro, com pleocroísmo fraco de verde claro a amarelo pálido com inclusões de cristais de plagioclásio. O plagioclásio é andesina e ocorre em cristais variando de fino a grosso (0,2-2,0 mm), ripiforme a acicular, com macla cristalina polissintética de *albita-carlsbad* e extinção ondulante. O quartzo é fino ($\leq 0,3$ mm), amarelado e com extinção ondulante forte. O mineral opaco é fino a médio (0,2-1,5 mm) e subédrico. O anfibólio se altera nas bordas para clorita verde escura.

3.1.2 Formação Bacajá

A Formação Bacajá constitui uma sucessão de protólitos de rochas vulcânicas, vulcanossedimentares e sedimentares imaturas, metamorfizadas e xistosas. Proporcionalmente, as rochas vulcânicas ocorrem em maior quantidade em relação às rochas sedimentares. Nos níveis estratigráficos mais elevados, as rochas vulcânicas tendem a se tornar mais félsicas, e localmente rochas sedimentares químicas (*cherts* e formações ferríferas) ocorrem com participação de detritos continentais, evidenciados por rochas pelítico-psamíticas. Sua extensão e limites são difíceis de observar, no entanto, no mapa, as dimensões dos derrames e/ou soleiras observados variam de decamétricas a $\leq 1,0$ km de largura, e de 1,0 a 1,5 km de comprimento (Figura 5).

A relação estratigráfica mostra que as rochas metassedimentares são sobrepostas por rochas metavulcânicas, na fronteira com a ZCB. No extremo noroeste da área de estudo, a relação de contato das rochas vulcânicas com o corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde é interpretada como intrusiva. Observam-se lentes de rochas metavulcânicas básicas, de tamanho métrico, que compõem a Formação Bacajá, próximas à ZCB.

3.1.2.1 Xisto anfibolítico

Identificamos, na área da Vila Ressaca, rochas metamórficas (Figuras 9A1, A2, A3, B1 e B2) classificadas como xisto anfibolítico com variações nos percentuais de anfibólio, biotita, quartzo, carbonato e opacos. O litotipo é um xisto a quartzo-biotita-actinolita com plagioclásio e opacos, de cor cinza-escuro, fino a médio, foliado, com raros sulfetos e veios de carbonato de tamanho milimétrico. Microscopicamente, a textura é lepidoblástica e localmente granoblástica a blastoporfirítica. Alguns fenocristais de plagioclásio são fracamente deformados e cercados por biotita lamelar. A rocha é composta de plagioclásio, andesina (An₃₈) (60%), anfibólio

(20%), quartzo (2%), biotita (17%), opaco ($\leq 1\%$), microclina (Tr); os minerais de alteração são actinolita, carbonato e argilomineral.

O xisto anfibolítico é composto por três bandas distintas; uma banda quartzo-feldspática com carbonato, intercalada por bandas lamelares de biotita marrom com forte pleocroísmo, variando de marrom-escuro a amarelo-pálido. Essas lamelas preenchem fraturas ou acompanham a foliação, e são acompanhadas por lâminas de anfibólio verde (actinolita) com pleocroísmo verde-claro a verde-azulado. Por fim, há bandas exclusivas de cristais de anfibólio verde (actinolita).

O plagioclásio é fino ($\sim 0,5$ mm), subédrico, apresenta fenocristais zonados, sódicos nas bordas, geminados, maclados, com maclas policristalinas afinadas nas bordas dos cristais, apresentando extinção ondulante.

3.1.2.2 Metandesito

O metandesito (Figuras 9C1 e C2) é de cor cinza esverdeada, mesocrático, com foliação incipiente a fraca, fenocristais de plagioclásio ($\sim 2,0$ mm) imersos em uma matriz máfica de cor cinza escura e com níveis raros de sulfeto associados a veios de carbonato e quartzo.

O anfibólio (alteração de piroxênio) é fino e lamelar, incolor a verde claro no centro do cristal, nas bordas (actinolita) as cores são mais fortes, roxo e azul. A biotita é marrom e fina ($\sim 0,2$ mm), lamelar, com forte pleocroísmo, variando de marrom a amarelo pálido. Uma segunda geração é produto de alteração na borda do anfibólio.

3.1.2.3 Rochas metavulcanoclásticas

As rochas metavulcanoclásticas são representadas por um quartzo-biotita-sericita-actinolita xisto (Figuras 9D1, D2 e D3), opaco e cinza com carbonatos. Fenocristais de plagioclásio são bordejados por biotita e anfibólio (actinolita), e há veios de carbonato e sulfetos de tamanho milimétrico.

Microscopicamente, a textura é bandada, glomeroporfirítica a blastoporfirítica e granular hipidiomórfica. São notadas três bandas preservadas: uma banda quartzo-feldspática com sombras de pressão no quartzo, intercalada com bandas de biotita lamelar marrom-escuro a amarela e opacos deformados, e bandas lamelares de actinolita, clorita e carbonato com feições *fish*.

A composição mineralógica é de anfibólio (actinolita) ($\sim 38\%$), sericita ($\sim 27\%$), biotita ($\sim 25\%$) e quartzo ($\sim 10\%$). Há também plagioclásio relictos e, como minerais de alteração, opaco, epidoto, titanita e carbonato.

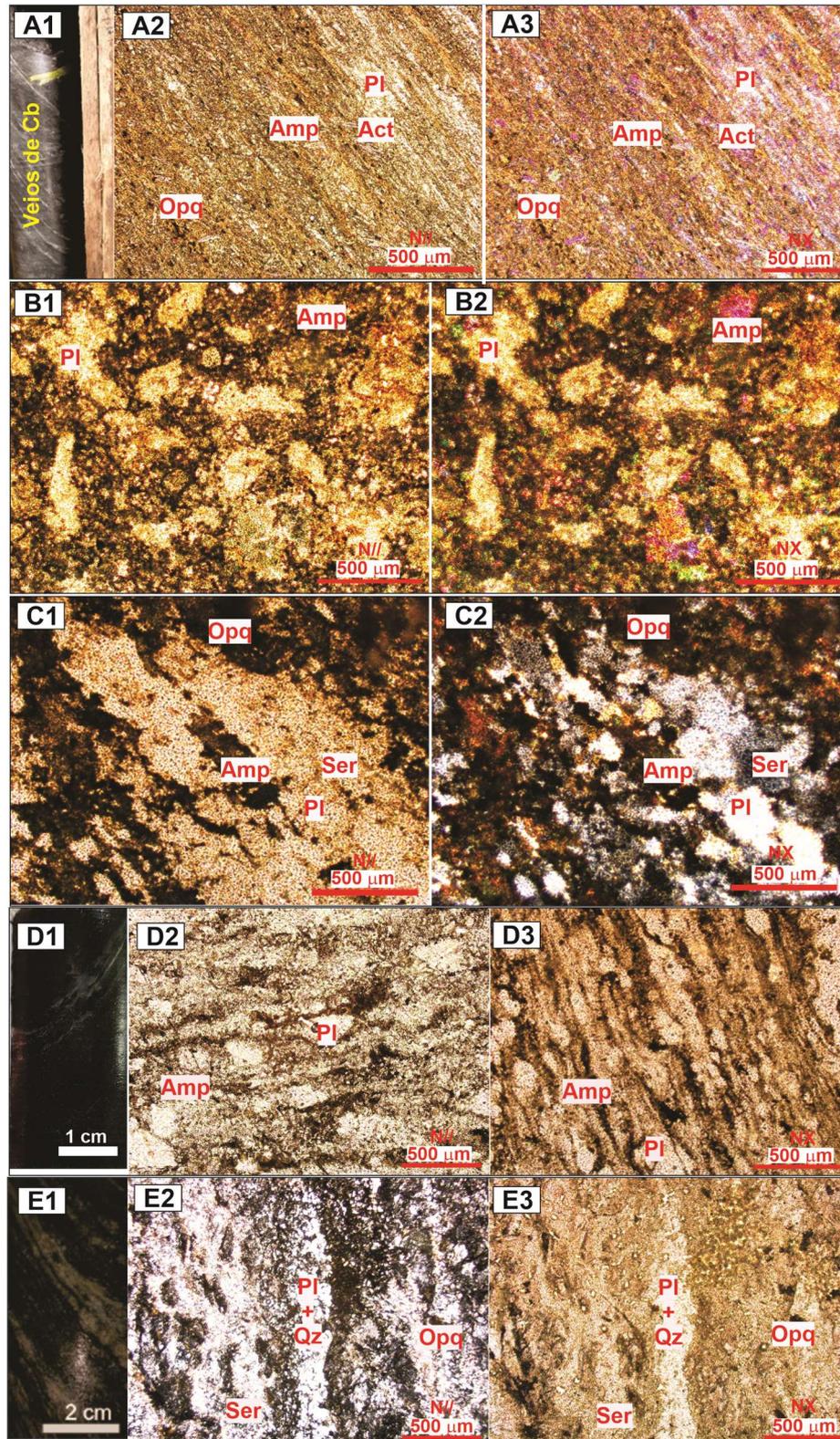


Figura 9 - Grupo Três Palmeiras - Visão macroscópica, fotomicroscopia N // e NX (esquerda, centro e direita) de rochas da Formação Bacajá. A1, A2 e A3 (Amostra F06) - Profundidade de 30,0 m, xisto anfibolítico e textura lepidoblástica. B1 e B2 (Amostra F359) - Profundidade de 79,0 m, xisto anfibolítico (metabasalto), fenocristais de Pl, textura nematoblástica e porfirítica. C1 e C2 (Amostra F01) - Profundidade de 111,0 m, metandesito, textura granoblástica. D1, D2 e D3 (Amostra F525) - Profundidade de 118,0 m, rocha metavulcanoclástica (riodacito), cinza escura e fenocristais de Pl. E1, E2 e E3 (Amostra F525) - Profundidade de 99,0 m, rocha metassedimentar, camadas brancas e acinzentas de Qz / Bt + Chl + Ep e textura blastoporfirítica. Minerais: Act - Actinolita, Amp - anfibólio, Bt - biotita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Ep - epidoto, Opg - opaco, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita.

3.1.2.4 Rochas metassedimentares

As rochas metassedimentares são essencialmente xistos com clorita-sericita-quartzo e biotita (Figuras 9E1, E2 e E3), cinza com uma matriz escura e composta por bandas de centímetros, uma clara, de quartzo, e a outra de minerais máficos.

Macroscopicamente, a rocha apresenta cristais de clorita e epidoto esverdeados, além de minerais de argila esbranquiçados. Microscopicamente, possui uma estrutura xistosa anastomosada, dividida em duas bandas, uma com clorita e biotita e a outra com quartzo, com microtextura de recristalização.

A composição mineral é de quartzo (~45%), sericita (~30%), clorita (~18%) e biotita (~7%), minerais opacos como minerais acessórios e epidoto em veios de alteração hidrotermal.

As bandas de quartzo apresentam cristais finos e alongados. O quartzo apresenta-se em aglomerados muito finos e recristalizados, denotando a foliação.

3.2 METATONALITO RIO BACAJÁ

A unidade Metatonalito Rio Bacajá MTRB ocorre no alvo denominado localmente pela empresa Belo Sun de “Machado”, no extremo sudeste da área de estudo, próximo às margens do rio Bacajai (Figura 4). A amostra de rocha do furo de sondagem (F04) foi classificada petrograficamente como um monzogranito, cinza a cinza avermelhado, maciço, fanerítico grosso com foliação incipiente a pouco foliado, com fenocristais de plagioclásios brancos e álcali-feldspato vermelho imersos numa matriz cinza escura, com raros níveis de sulfeto.

A textura microscópica é granular hipidiomórfica com deformação incipiente formada pelas lamelas de biotita e anfibólios. A rocha é mineralogicamente composta de quartzo (40%), plagioclásio (oligoclásio - An₁₅) (30%), microclina (25%), biotita (3%), hornblenda (2%), traços de zircão e minerais opacos e actinolita como mineral de alteração.

O quartzo é incolor, médio (~1,5 mm) com extinção ondulante e contatos regulares. Os plagioclásios são médios a grossos (1,5-3,0 mm), incolores, subédricos, com maclamento polissintético e extinção ondulante. A microclina é média a grossa (1,5-3,0 mm), subédrica, com maclamento xadrez. A biotita é verde, fina (~0,3 mm), lamelar, subédrica, com pleocroísmo forte, variando de marrom a verde amarelo pálido. A hornblenda é verde, fina (~0,6 mm) e lamelar.

3.3 SUÍTE INTRUSIVA OCA

A Suíte Intrusiva Oca é proposta como resultado de uma revisão, com mudança de categoria, em relação à unidade Granodiorito Oca descrita por João Jorge *et al.* (1987),

compondo os granitos pré-colisionais em relação ao Ciclo Transamazônico (Vasquez 2008b). O estudo petrográfico foi dividido em duas áreas, vilas Ressaca e Itatá, cujos mapas geológicos já foram apresentados nas Figuras 5 e 6, respectivamente. A nomenclatura e a mineralogia dos corpos da Suíte Intrusiva Oca, estão detalhadas respectivamente nas Tabelas 2 e 3, a classificação petrográfica está plotada na Figura 10 e as imagens petrográficas dos corpos estão na Figura 11.

As imagens magnéticas e gamaespectrométricas da área de estudo mostram forte orientação WNW e NW (ANEXO A), que indicam a presença de corpos alongados e zonas de cisalhamento dúcteis (Figuras 5 e 6), que ocorrem como plútons e *stocks* com comprimento variando entre 3 e 15 km e largura de 1 até 8 km. Tais corpos são intrusivos nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras. Os corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca são cortados pela ZCB.

3.3.1 Área Vila Ressaca

Na área de Vila Ressaca foram identificados cinco corpos da Suíte Intrusiva Oca com doze fácies petrográficas distintas, que incluem três litofácies hidrotermais e duas tectonofácies cataclásticas (Tabela 2, Figura 10).

3.3.1.1 Monzodiorito Gréia

Nesse corpo identifica-se a litofácies hornblenda monzodiorito com biotita (HMdb), que sofre hidrotermalismo para a litofácies monzodiorito hidrotermalizado (MDh).

A litofácies HMdb é de cor cinza média a avermelhada, granulação média a grossa, maciça, com fenocristais de microclina vermelha e plagioclásio branco imersos numa matriz escura máfica com raros sulfetos.

Microscopicamente a textura da rocha é granular hipidiomórfica e álcali-feldspato pertítica. O plagioclásio é a andesina (An₃₂) e varia de grosso a fenocristais (2,0-4,5 mm) com extinção ondulante e maclamento reliquiar com maclas afinadas. O feldspato alcalino é a microclina e ocorre em cristais grossos (2,0-3,0 mm) e em fenocristais (~4,5 mm), subédricos com maclamento *carlsbad*. A matriz é composta de anfibólios e biotita.

O anfibólio é verde oliva (hornblenda?) e grosso (~4,0 mm), prismático a lamelar com pleocroísmo verde amarelado, bordejado por cristais de anfibólio (actinolita?) incolor com pleocroísmo forte azulado. A biotita é fina a grossa (0,5-2,5 mm), anédrica a subédrica, lamelar, com pleocroísmo forte variando de marrom acastanhado a amarelo pálido, com as bordas

corroídas. O quartzo é grosso (1,5-2,0 mm), anédrico com extinção ondulante, e também ocorre em vênulas recristalizadas.

Tabela 2 - Características mineralógicas da Suíte Intrusiva Oca - área Vila Ressaca.

Corpos	Litotácies / Tectonofácies	Minerais essenciais (% modal)	Minerais Máficos (% modal)	Minerais Varietais (% modal)	Minerais acessórios	Minerais secundários	Pl Tipo
Granodiorito Gameleira	BG	Qz (35-45) Pl (40-45) Kfs (5-10)	~10	Bt ~10	Zrn, Opq	Ser, Chl, Cm, Cb	Andesina / Labradorita
Granodiorito Alto Alegre	Gc	Qz (25-40) Pl (40-45) Kfs ~20	~5	-	Opq	Ser, Cb, Cm	Andesina
	Tc	Qz ~40 Pl ~60	-	-	Opq	Ser, Cb, Cm	Andesina
Monzodiorito Ouro Verde	BQmd	Qz (8-15) Pl (30-58) Kfs ~10	~10	Bt (2-15) Hbl ~2	Opq, Zrn, Ttn	Bt, Chl, Ser, Cb, Cm	Labradorita / Bytownita
Quartzo Diorito Central	BQs	Qz ~5 Pl ~25 Kfs ~55	~15	Bt ~15	Zr, Ap, Ttn, Opq	Ser, Cb, Cm, Chl	Oligoclásio
	BQm	Qz (5-10) Pl (25-35) Kfs (38-45)	10-15	Bt (10-15)	Opq, Zrn, Ap, Aln, Ttn	Chl, Act, Ser, Cb, Cm, Ep	Labradorita
	BQd	Qz (5-10) Pl (55-75) Kfs <5	10-12	Bt (10-12)	Opq, Zrn, Hbl	Act, Cb, Ser, Cm	Albita / Oligoclásio
	Qdh	Qz ~10 Pl (45-50) Kfs <5	13-30	Bt (13-15) Hbl (5-15)	Opq, Ttn, Ap	Act, Ep, Chl, Cb, Ser, Cm	Labradorita
	BQmd	Qz ~5 Pl ~50 Kfs ~25	~15	Bt ~15	Opq, Ttn	Ser	Andesina
	BQmdh	Qz ~10 Pl ~50 Kfs (5-15)	~25	Bt (15-25)	Opq	Ser	Andesina / Bytownita
Monzodiorito Gréia	HMdb	Qz (1-3) Pl (45-50) Kfs (18-22)	~21	Bt (2-5) Hbl (15-20)	Zrn, Ttn, Ap, Opq	Act, Ser, Cb, Cm	Andesina
	MDh	Qz ~3 Pl ~60 Kfs 15	20	Bt (10-20)	Zrn, Ttn, Ap, Opq	Act, Chl, Ser, Cm	Andesina

Lito/Tectonofácies petrográficas, hidrotermais: BG - biotita granodiorito, Gc - granodiorito cataclasado, Tc - tonalito cataclasado, BQmd - biotita quartzo monzodiorito, BQs - biotita quartzo sienito, BQm - biotita quartzo monzonito, Qdh - quartzo diorito hidrotermalizado, BQmdh - biotita quartzo monzodiorito hidrotermalizado, BQmd - biotita quartzo monzodiorito, BQd - biotita quartzo diorito, HMdb - hornblenda monzodiorito com biotita, MDh - monzodiorito hidrotermalizado. Minerais: Ap - apatita, Act - actinolita, Bt - biotita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Cm - argilominerais, Ep - epidoto, Kfs - álcali-feldspato, Hbl - hornblenda, Opq - opacos, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita, Ttn - titanita, Zrn - zircão.

O mineral opaco é fino ($\leq 0,2$ mm), com alguns cristais euédricos acompanhando a biotita em suas bordas. O zircão é marrom, fino e zonado. A titanita é média ($\sim 0,6$ mm) e está zonada, e a apatita é acicular, inclusa nos anfibólios.

3.3.1.2 Quartzo diorito Central

Esse corpo é composto de quatro litofácies: biotita quartzo sienito (BQs), biotita quartzo monzonito (BQm), biotita quartzo diorito (BQd), biotita quartzo monzodiorito (BQmd), e duas litofácies hidrotermais: quartzo diorito hidrotermalizado (Qdh), e biotita quartzo monzodiorito hidrotermalizado (BQmdh).

A litofácies biotita quartzo sienito (BQs) é de cor cinza escura, levemente esverdeada, com fraca foliação. Em lâmina, a rocha possui textura granular hipidiomórfica. O plagioclásio é o oligoclásio (An_{28}), grosso ($\sim 3,0$ mm) e subédrico. O álcali-feldspato é a microclina grossa ($\sim 4,0$ mm). A biotita é fina ($\sim 0,3$ mm), de cor marrom, com pleocroísmo fraco, variando de incolor a marrom acastanhado. O zircão ocorre incluso nas bordas da biotita.

A litofácies biotita quartzo monzonito (BQm) (Figura 11A) é cinza escura, levemente esverdeada, leucocrática, fanerítica fina a média (0,5-3,0 mm) com foliação fraca a média. O plagioclásio é branco e o álcali-feldspato é cinza (0,5-2,5 mm) e estão estirados e inclusos em uma matriz máfica de biotita grossa ($\sim 3,0$ mm).

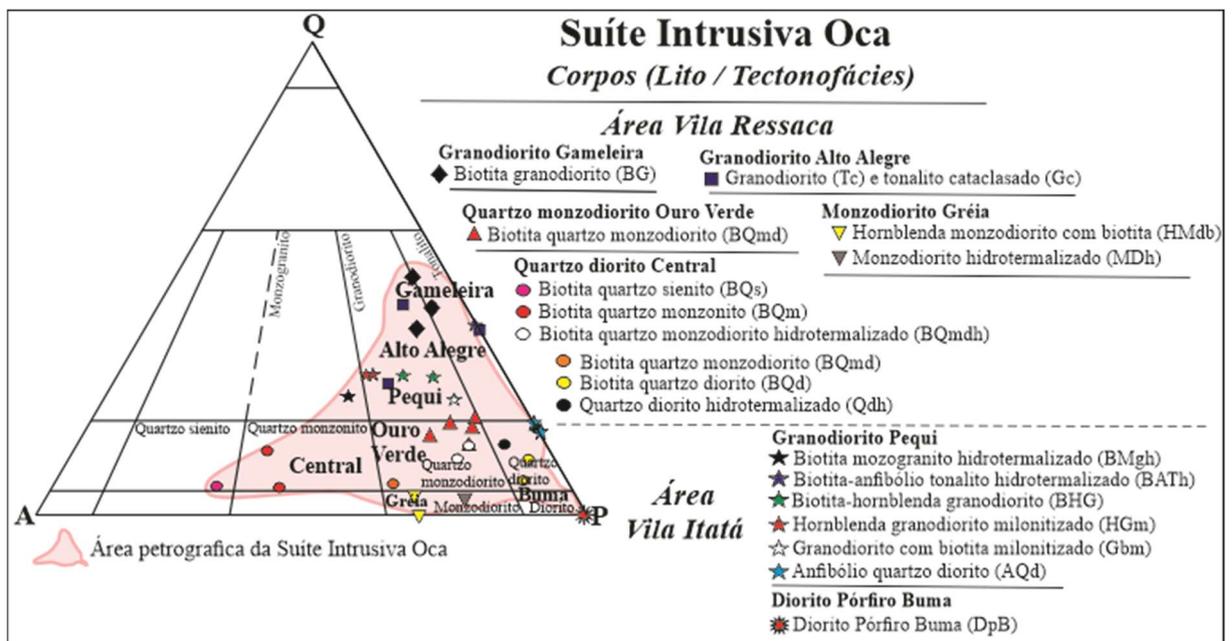


Figura 10 – Diagrama QAP (Streckeisen 1976) mostrando a composição mineralógica modal da Suíte Intrusiva Oca. A área rósea representa os corpos, litofácies e tectonofácies petrográficas.

Microscopicamente, a textura é granular hipidiomórfica, granoblástica a porfiroblástica, composta essencialmente de plagioclásio, microclína, quartzo, biotita e anfibólio. Os minerais

acessórios são representados por titanita, apatita, zircão, alanita e opacos. Os minerais secundários são clorita, epidoto, sericita, carbonato e argilomineral.

O plagioclásio é a labradorita (An_{52}), subédrica, prismática (0,7-1,0 mm) com maclamento *albita-carlsbad*. O álcali-feldspato é a microclina grossa (1,0-4,0 mm), subédrica, prismática, com maclamento xadrez reliquiar e textura pertítica.

O quartzo é subédrico (<0,5 mm). A biotita é fina a grossa (0,3-2,5 mm) de forma lamelar, anédrica a subédrica, com pleocroísmo fraco variando de amarelo pálido a marrom acastanhado. Inclusões de apatita (<0,4 mm), opacos prismáticos e granulares (<0,3 mm), titanita (<0,4 mm) e zircão (<0,3 mm) ocorrem inclusos na biotita ou em suas bordas.

A litofácies biotita quartzo diorito (BQd) é de cor cinza média a cinza escura esverdeada, de granulação fina a média, com cristais de plagioclásio brancos deformados dentro de uma matriz fina escura com raros sulfetos, associados a vênulas e *boudins* venulares milimétricos e irregulares de carbonato e quartzo.

Em lâmina, a rocha é granular grossa com textura granoblástica a granular hipidiomórfica, cataclasada, com fenocristais de quartzo, feldspato e biotita. O plagioclásio é do tipo albita e oligoclásio (An_{9-20}), os cristais de albita, são invasivos no oligoclásio. O quartzo é grosso (2,0-3,0 mm) e está muito fraturado. O álcali-feldspato é a microclina em cristais finos ($\leq 0,5$ mm). O anfibólio (actinolita?) é grosso ($\sim 2,5$ mm), pleocróico de incolor a verde pálido. A biotita é grossa ($\sim 3,0$ mm), lamelar, de pleocroísmo variando de marrom fraco acastanhado a amarelo pálido. O zircão é fino ($\sim 0,2$ mm) e provoca halos de alteração.

A litofácies biotita quartzo monzodiorito (BQmd) é de cor cinza média, granulação grossa, maciça, com cristais de plagioclásio branco. Microscopicamente, possui textura granular hipidiomórfica, a foliação anastomosada é incipiente denotada pelas lamelas de biotita e opaco. O plagioclásio é a andesina (An_{47}) e varia de grossa (1,0-2,5 mm) até fenocristais (4,0-6,0 mm), deformados, curvados e quebrados. A biotita é média ($\sim 2,0$ mm), com pleocroísmo forte variando de marrom escuro a marrom amarelado pálido. Titanita e opacos são minerais acessórios. A sericita é resultado de alteração dos feldspatos.

3.3.1.3 Quartzo monzodiorito Ouro Verde

Nesse corpo, identificou-se a litofácies biotita quartzo monzodiorito (BQmd) (Figura 11B) de cor cinza média, textura granular alotriomórfica, inequigranular de granulação média a grossa, hololeucocrática, com cristais de plagioclásio em uma matriz escura.

Microscopicamente, a textura é granoblástica com cristais de biotita preenchendo fraturas ou acompanhando a foliação e com forte cataclase. O plagioclásio é a

labradorita/bytownita (An_{66-76}), que se apresenta em cristais subédricos a euédricos, prismáticos (1,0-2,0 mm), com maclamentos do tipo *albita-carlsbad* e *albita-periclina*.

O feldspato alcalino é a microclina, subédrica a euédrica, prismática (~2,0 mm) e com maclamento xadrez. O quartzo é anédrico, granular (~1,0 mm). Os minerais varietais são biotita e horblenda. A biotita é marrom, lamelar, euédrica a subédrica (0,5-2,0 mm), com pleocroísmo variando de marrom acastanhado a amarelo pálido. Os cristais de anfibólio são verdes e apresentam-se prismáticos, anédricos a subédricos (~ 1,5 mm), associados à biotita primária.

O opaco é prismático ou granular (< 0,5 mm), e acompanha o anfibólio e a biotita. A titanita (< 0,25 mm) é anédrica, inclusa na biotita e no anfibólio. O zircão provoca halos de alteração e ocorre incluso na biotita. Como minerais secundários são encontrados a biotita e clorita, alteradas do anfibólio, sericita, argilominerais e o carbonato (< 0,5 mm), que ocorrem de maneira intersticial entre os cristais de plagioclásio.

3.3.1.4 Granodiorito Alto Alegre

O Granodiorito Alto Alegre varia de granodiorito (Gc) a tonalito (Tc), ambos cataclasados, de cor cinza média a cinza escura, de granulação média a grossa, maciço, com fenocristais de plagioclásio branco imersos numa matriz fina de minerais máficos de cor cinza esverdeado.

Microscopicamente, apresenta textura granular hipidiomórfica e granoblástica com fenocristais quartzo-feldspáticos, fraturados, e recristalizados em agregados policristalinos. O plagioclásio é a andesina (An_{32}) que varia de médio a fenocristais (1,5-5,0 mm), subédricos a euédricos, com maclamento polissintético. O quartzo é médio a grosso (1,5-3,5 mm), anédrico, com extinção ondulante forte. O álcali-feldspato é a microclina e varia de média a grossa (1,5-3,0 mm), com maclamento xadrez por vezes reliquiar. O opaco ocorre em ~5%.

3.3.1.5 Granodiorito Gameleira

O Granodiorito Gameleira é um biotita granodiorito (BG) (Figura 11C) de cor cinza média, leucocrático, inequigranular, de granulação médio a grosso com cristais grossos e fenocristais (~8,0 mm) de plagioclásio subédrico zonado; ao centro é cinza esbranquiçado e, na borda acinzentado, com matriz granular alotriomórfica de granulação fina.

Microscopicamente, a textura é granoblástica com cristais de plagioclásio (2,0-6,0 mm), biotita e opaco. O plagioclásio é do tipo andesina/labradorita (An_{32-70}). Na matriz, os cristais são finos (< 0,50 mm) e os fenocristais são prismáticos, anédricos a subédricos (2,0-6,0 mm) e apresentam maclamento do tipo *albita*, *albita-carlsbad* e *albita-periclina*, além de deformação

cataclástica. O quartzo é anédrico e granular (< 0,5 mm). O feldspato alcalino é a microclina anédrica a subédrica (< 0,4 mm), com maclamento xadrez.

O mineral varietal é a biotita lamelar, euédrica a subédrica (~0,25 mm), de cor marrom com pleocroísmo variando de verde pálido a marrom escuro. Os cristais encontram-se orientados e, por vezes, circundam os fenocristais de plagioclásio. Alguns desses cristais apresentam-se deformados.

Os minerais acessórios são o zircão e opacos (sulfetos) (< 0,3 mm), que ocorrem na forma prismática ou subédrica, comumente incluso na biotita. Argilomineral, clorita e sericita são minerais de alteração, além de carbonato fino anédrico a subédrico (< 0,5 mm).

Tabela 3 - Características mineralógicas da Suíte Intrusiva Oca – área Vila Itatá.

Corpos	Litofácies / Tectonofácies		Minerais essenciais (% modal)	Minerais Máficos (% modal)	Minerais Varietais (% modal)	Minerais acessórios	Minerais secundários	Pl Tipo
Granodiorito Pequeno	Monzogranito	BMGh	Qz ~20 Pl ~30 Kfs ~20	~30	Bt ~30 Hbl <1	Opq	Chl, Ep, Ser, Cm, Cb	Andesina
	Granodiorito	BHG	Qz ~20 Pl ~30 Kfs (10-20)	33-48	Hbl (23-38) Bt ~10	Ttn, Opq, Zrn	Act, Chl, Ep, Ser, Cb, Cm	Andesina
		HGm / Gbm	Qz (30-27) Pl (40-45) Kfs (10-20)	5-15	Bt (5-8) Hbl (3-15)	Ttn, Opq, Ap	Chl, Cb, Ep, Ser, Cm	Labradorita
	Tonalito	BATH	Qz ~20 Pl ~35	~20	Bt ~10	Ttn, Ap, Opq	Chl, Act, Cb, Ser, Cm	-
	Quartzo diorito	AQd	Qz (10-15) Pl (58-63) Kfs ~1	20-30	Hbl (15-25) Bt <5	Zrn, Opq, Ap, Ttn, Ep	Chl, Ep, Cb, Ser, Cm	Labradorita
Diorito Pórfiro Buma	Diorito Pórfiro	DB	Qz ~1 Pl ~70 Kfs ~1	~25	Bt (10-30) Hbl ≤3	Opq	Act, Cb, Cm	Andesina

Lito/Tectonofácies petrográficas e hidrotermais: BMGh - biotita monzogranito hidrotermalizado, BHG - biotita-hornblenda granodiorito, HGm - hornblenda granodiorito milonitizado, Gbm - granodiorito com biotita milonitizado, BATH - biotita-anfibólio tonalito hidrotermalizado, AQd - anfibólio quartzo diorito, DB - Diorito Buma. Minerais: Ap - apatita, Act - actinolita, Bt - biotita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Cm - argilominerais, Ep - epidoto, Kfs - álcali-feldspato, Hbl - hornblenda, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita, Ttn - titanita, Zrn - zircão.

3.3.2 Área Vila Itatá

Na área Vila Itatá, identificou-se dois corpos e seis lito/tectonofácies petrográficas da Suíte Intrusiva Oca (Tabela 3).

3.3.2.1 Diorito pórfiro Buma

O Diorito pórfiro Buma (DpB) é de cor cinza esverdeado escuro, fanerítico fino, com foliação incipiente a fraca, com fenocristais (~8,0 mm) de plagioclásio imersos numa matriz

cinza escura máfica, com raros níveis de sulfeto. A rocha é cortada por veios de carbonato e quartzo.

A biotita é marrom e fina (~0,2 mm), lamelar, com pleocroísmo forte, variando de marrom a amarelo pálido. O anfibólio é de alteração (hidrotermal), fino e lamelar, incolor a verde pálido no centro do cristal. Uma segunda geração de biotita é produto de alteração do anfibólio.

3.3.2.2 Granodiorito Pequi

O Granodiorito Pequi apresenta as fácies biotita monzogranito hidrotermalizado (BMGh), biotita-hornblenda granodiorito (BHG), hornblenda granodiorito milonitizado (HGm), granodiorito com biotita milonitizado (Gbm), biotita-anfibólio tonalito hidrotermalizado (BATH) e anfibólio quartzo diorito (AQd).

A litofácies biotita monzogranito hidrotermalizado (BMGh) é de cor vermelha a cinza avermelhado, com cristais grossos de álcali-feldspato (~0,7 mm) vermelho, biotita e anfibólio entre os interstícios, e vênulas carbonáticas.

Em lâmina, a rocha possui textura granular. O plagioclásio é a andesina (An₄₉), médio a grosso (0,5-3,5 mm), subédrico a euédrico, com extinção ondulante e maclas polissintéticas reliquiárias. A biotita é verde, fina (~2,0 mm) e anédrica. O quartzo ocorre em cristais finos (~0,3 mm), com extinção ondulante. A microclina varia de fina a grossa (0,5-4,0 mm), subédrica, com extinção ondulante e maclamento xadrez. O mineral opaco e o epidoto são minerais acessórios.

A litofácies biotita-hornblenda granodiorito (BHG) (Figuras 11D e 12E) é de cor cinza média a cinza escura com granulação fina a média e com cristais milimétricos de plagioclásio branco imersos em uma matriz escura de anfibólio e biotita.

Microscopicamente, a textura é granular hipidiomórfica, com fenocristais de feldspato (~3,0 mm). O plagioclásio é a andesina (An₄₂), é subédrico a euédrico, com extinção ondulante, maclas polissintéticas e cristais geminados.

O anfibólio (hornblenda?) é verde oliva, fino (~0,4 mm), anédrico a subédrico, com pleocroísmo forte, variando entre verde escuro a amarelo pálido. O quartzo ocorre em cristais finos (~0,3 mm), com extinção ondulante. A microclina é cinza, fina a grossa (0,3-3,0 mm), anédrica com extinção ondulante e maclamento xadrez. A biotita é anédrica, com pleocroísmo fraco de marrom amarelado a marrom escuro.

A titanita, opacos e zircão ocorrem como minerais acessórios. O anfibólio secundário (actinolita?) é de alteração do anfibólio primário. O anfibólio primário altera-se também, em

suas bordas, para clorita e biotita. O epídoto é anédrico e de coloração que varia de levemente amarronzado a verde amarelo pálido. A sericita e argilominerais são alterações dos feldspatos.

As tectonofácies hornblenda granodiorito milonitizado (HGm) e granodiorito com biotita milonitizado (Gbm) são de cor cinza clara a cinza média, granulação fina a média, com matriz fina escura constituída de minerais máficos e com granoblastos de plagioclásio. A foliação é denotada pelos minerais máficos orientados bordejando os granoblastos de plagioclásio e quartzo.

Em lâmina, a rocha possui textura granoblástica, com porfiroblastos de plagioclásio. O plagioclásio é a labradorita (An_{61}) que, na matriz, tem cristais médios a grossos (0,5-3,0 mm), com extinção ondulante e maclas polissintéticas. O quartzo é fino a médio (0,3-1,0 mm), pouco orientado. A microclina é fina a grossa (0,3-3,0 mm).

O anfibólio (hornblenda?) é verde oliva, fino (~0,2 mm), anédrico a subédrico, lamelar, com pleocroísmo forte variando entre verde escuro a amarelo pálido. A biotita tem pleocroísmo marrom escuro a marrom claro amarelado, bordeja cristais de quartzo e feldspato, e tem inclusões de minerais opacos.

A titanita, opacos, epídoto e apatita são acessórios. O epídoto é levemente amarronzado, e ocorre em cristais agregados subédricos. Os minerais de alteração são clorita, sericita e argilomineral.

A litofácies biotita-anfibólio tonalito hidrotermalizado (BATH) é cinza escuro, fanerítica fina com cristais grossos (~2,0 mm) de plagioclásio imersos numa matriz esverdeada, composta de anfibólio, clorita e biotita (~5% no visual), com raros sulfetos e porções azuladas de alteração provocadas por vênulas milimétricas de carbonato.

Microscopicamente, a textura é granoblástica e equigranular. O plagioclásio possui maclas polissintéticas em larguras variáveis, não permitindo identificar sua composição. O quartzo é fino a médio ($\leq 1,5$ mm), com extinção ondulante. A clorita é anédrica a subédrica, com forte pleocroísmo variando de verde claro a amarelado. O anfibólio (actinolita?) com pleocroísmo fraco variando de verde a amarelo pálido, ocorre em cristais anédricos a subédricos lamelares. A biotita é lamelar com pleocroísmo variando de verde claro a amarelo acastanhado. A titanita, apatita e opacos são acessórios e estão disseminados.

A litofácies anfibólio quartzodiorito (AQd) é de cor cinza média a cinza escura, leucocrática, fanerítica fina a média, inequigranular, com plagioclásio (~0,5 mm) imerso em uma matriz máfica com anfibólio e biotita. Apresenta textura granular hipidiomórfica, com feições de fluxo ígneo. A rocha é composta de plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, e álcali-feldspato.

Os minerais acessórios são representados pela apatita, zircão, epídoto, titanita e opacos. Como minerais secundários são encontrados clorita, sericita, carbonato, argilominerais e epídoto. O plagioclásio é o labradorita (An_{51}) em cristais finos a médios (0,4-0,8 mm), euédricos a subédricos, prismáticos, com extinção ondulante, maclamento albita, albita-periclina e albita-*carlsbad*; as maclas estão encurvadas, afinadas e alguns cristais estão geminados. O quartzo é médio (~0,3 mm), com extinção ondulante. O álcali-feldspato é subédrico, prismático, médio (0,5-0,8 mm), com maclamento xadrez ou *carlsbad*.

O anfibólio é verde, com pleocroísmo forte variando de verde musgo a amarelo pálido, fino a grosso (0,1-0,9 mm), anédrico a subédrico e prismático. A biotita é de cor marrom, lamelar, anédrica a subédrica (0,3-0,8 mm), com pleocroísmo fraco, marrom amarelado a marrom esverdeado.

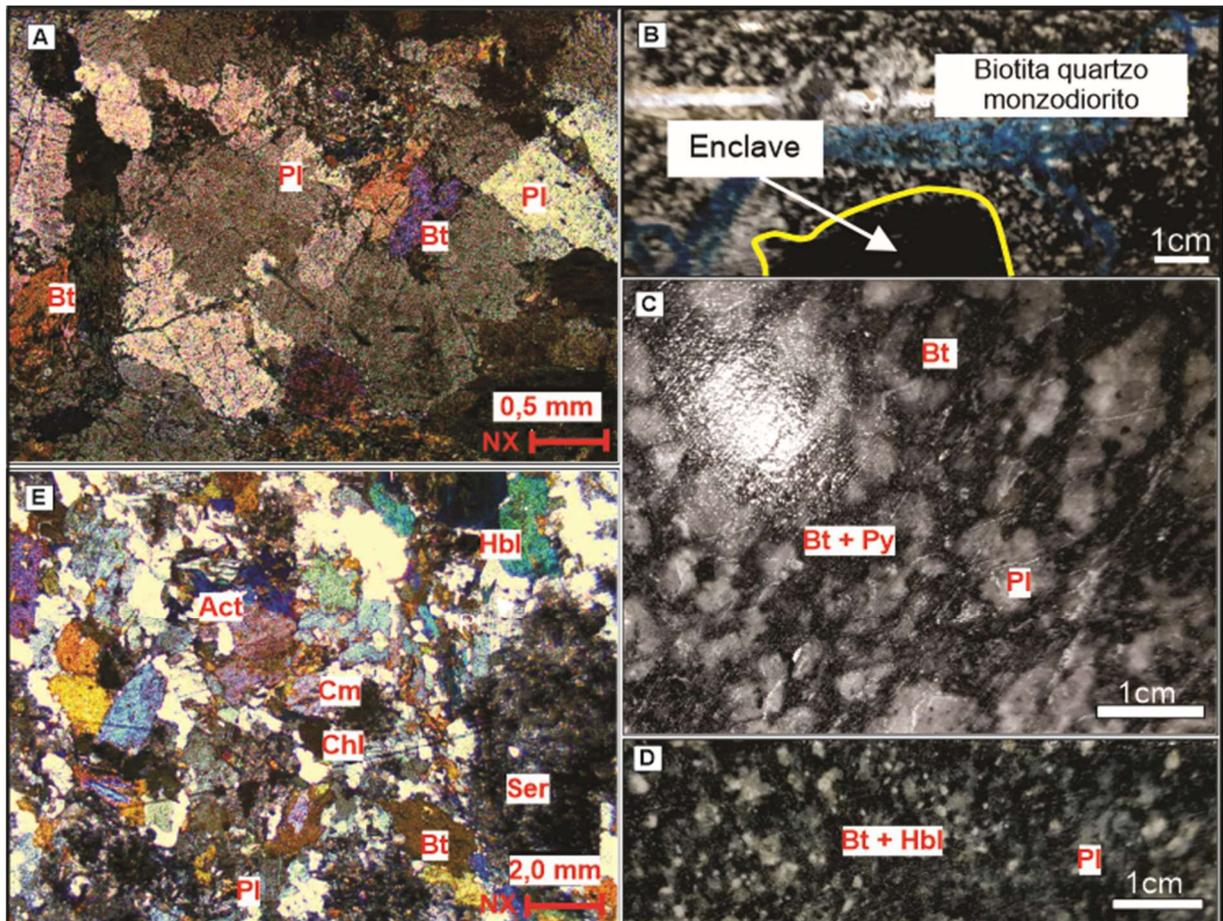


Figura 11 – Suíte Intrusiva Oca. A) Fotomicrografia (NX à esquerda) - textura granular hipidiomórfica da litofácies biotita quartzo monzonito (BQm) do corpo Quartzo diorito Central. B) Detalhe do “enclave de decantação”, linha em amarelo, na litofácies biotita quartzo monzodiorito (BQmd - à direita) do corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde. C) Visão macroscópica da rocha cinza média, com cristais de plagioclásio zonados e matriz escura de biotita e opacos da litofácies biotita granodiorito (BG), corpo Granodiorito Gameleira. D) Visão macroscópica mostrando a rocha cinza média, com plagioclásio branco e matriz de anfibólio e biotita. E) Fotomicrografia (NX à direita), que mostra formação de sericita no centro dos cristais de plagioclásio, da litofácies biotita hornblenda granodiorito (BHG). Ambas as figuras (D e E) são do corpo Granodiorito Pequi. Minerais: Act - actinolita, Bt - biotita, Chl - clorita, Cm - argilomineral, Hbl - hornblenda, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita.

Nessa litofácies, os minerais acessórios são representados pela apatita, zircão, epidoto, titanita e opacos. Como minerais secundários são encontrados clorita, sericita, carbonato, argilominerais e epidoto.

A apatita caracteriza-se por cristais euédricos a subédricos, prismáticos (0,2-0,4 mm), que ocorrem inclusos na biotita e no anfibólio. A titanita é euédrica a subédrica, prismática (0,2-0,5 mm) associada aos minerais opacos e inclusa na biotita e no anfibólio. O epidoto primário é euédrico a subédrico, prismático (<0,3 mm), incolor a levemente esverdeado e amarronzado, zonado e com maclamento simples, comumente incluso na biotita e no anfibólio. Os opacos são prismáticos e granulares (<0,5 mm). O zircão é raro.

A clorita é de alteração e levemente pleocroica, variando de verde claro amarelado a verde claro. O epidoto secundário ocorre como alteração da biotita.

3.4 ROCHAS GABRÓICAS

O gabro é uma rocha máfica mesocrática a melanocrática de cor verde-acinzentado, com textura afanítica a fanerítica fina e apresenta foliação incipiente e localmente anastomosada. Essas rochas são intrusivas nas rochas máficas da Formação Itatá e no Granodiorito Pequi na área da Vila Itatá. Macroscopicamente, o plagioclásio é branco, enquanto o anfibólio e a clorita são verdes (Figura 12A1).

Microscopicamente, a textura do gabro é equigranular, apresentando uma textura local cumulática com olivina, piroxênio e plagioclásio em cristais finos, bem como uma textura blastointergranular com arranjos irregulares entre os cristais (Figuras 12A2 e A3).

A composição mineral dessa rocha é principalmente constituída de piroxênio (60%), plagioclásio (An_{53-81}) (20%), quartzo (20%), além de anfibólio (5%) e acessórios como opacos (Tr-2%) e apatita. Também foram identificados produtos de alteração como clorita, sericita e argilominerais.

O piroxênio presente no gabro é incolor a amarelado, anédrico a subédrico, com tamanho fino a grosso (0,5-2,0 mm), relevo médio a alto e apresenta duas direções de clivagem. Além disso, é muito fraturado e apresenta extinção oblíqua (clinopiroxênio). As cores de interferência observadas são amarelo intenso, azul, roxo, vermelho e verde. O plagioclásio, por sua vez, é labradorita-bytownita, apresentando cristais finos a médios (0,2-0,8 mm), subédricos e alongados, com macla polissintética e extinção ondulante. Quanto ao quartzo, é fino (~0,2 mm), com extinção ondulante, mostrando faixas de extinção e agregados alongados de cristais recristalizados. O anfibólio é verde-oliva, médio a grosso (1,3-2,5 mm), subhedral, lamelar,

com pleocroísmo forte de verde claro a amarelo pálido. A clorita é verde, fina (~0,2 mm), anédrica a subédrica, fibrorradiada, com forte pleocroísmo que varia do verde ao verde amarelado. A clorita é um produto de alteração de piroxênio e anfíbólio.

3.5 ROCHAS ULTRAMÁFICAS

Na área da Vila Ressaca (Figura 5), foi identificada uma lente ou lasca de xisto máfico/ultramáfico, com cerca de 200 metros de largura e 120 metros de espessura, localizada entre os corpos de Quartzo diorito Central e Monzodiorito Grêia da Suíte Intrusiva Oca. Esse corpo foi identificado em subsuperfície por furos de sondagem e é considerada subordinada em relação às outras rochas presentes na região.

As rochas ultramáficas são classificadas como opaco-carbonato-tremolita/actinolita-talco xisto, de cor cinza escura, melanocrático, maciço, isotrópico com uma matriz de minerais eudrais opacos, como arsenopirita e magnetita, fraca carbonatação, veios e vênulas de carbonato (Figura 12B1). A textura varia de fibro-lamelar incipiente, lepidoblástica e cumulática reliquiar, com veios de cristais de carbonato euédrais. Mineralogicamente, a rocha é composta por talco (50%-55%), tremolita/actinolita (20%-30%), carbonato (10%-15%), minerais opacos (10%-15%), arsenopirita, magnetita e apatita (Figura 12B2, B3 e B4). Essa mineralogia foi confirmada por EDS.

O talco é incolor a verde amarelado na matriz. Tremolita/actinolita ocorre como uma massa, cristais finos a médios (0,3-1,6 mm), lamelares, incolores a verde amarelado pálido, com bordas castanhas fracamente pleocróica. O carbonato ocorre como cristais finos (<0,2 mm) entre as clivagens dos anfibólios. Nos veios, os cristais de carbonato são grossos (1,0 mm) e eudrais (Figura 12B5). Convém destacar que a composição dessa rocha ultramáfica foi induzida a partir da composição mineralógica desse produto de alteração.

As rochas ultramáficas são classificadas como opaco-carbonato-tremolita/actinolita-talco xisto, de cor cinza escura, melanocrático, maciço, isotrópico com uma matriz de minerais eudrais opacos, como arsenopirita e magnetita, fraca carbonatação, veios e vênulas de carbonato (Figura 12B1). A textura varia de fibro-lamelar incipiente, lepidoblástica e cumulática reliquiar, com veios de cristais de carbonato euédrais. Mineralogicamente, a rocha é composta por talco (50%-55%), tremolita/actinolita (20%-30%), carbonato (10%-15%), minerais opacos (10%-15%), arsenopirita, magnetita e apatita (Figura 12B2, B3 e B4). Essa mineralogia foi confirmada por EDS.

O talco é incolor a verde amarelado na matriz. Tremolita/actinolita ocorre como uma massa, cristais finos a médios (0,3-1,6 mm), lamelares, incolores a verde amarelado pálido, com

bordas castanhas fracamente pleocróica. O carbonato ocorre como cristais finos (<0,2 mm) entre as clivagens dos anfibólios. Nos veios, os cristais de carbonato são grossos (1,0 mm) e euedrais (Figura 12B5). Convém destacar que a composição dessa rocha ultramáfica foi induzida a partir da composição mineralógica desse produto de ateração.

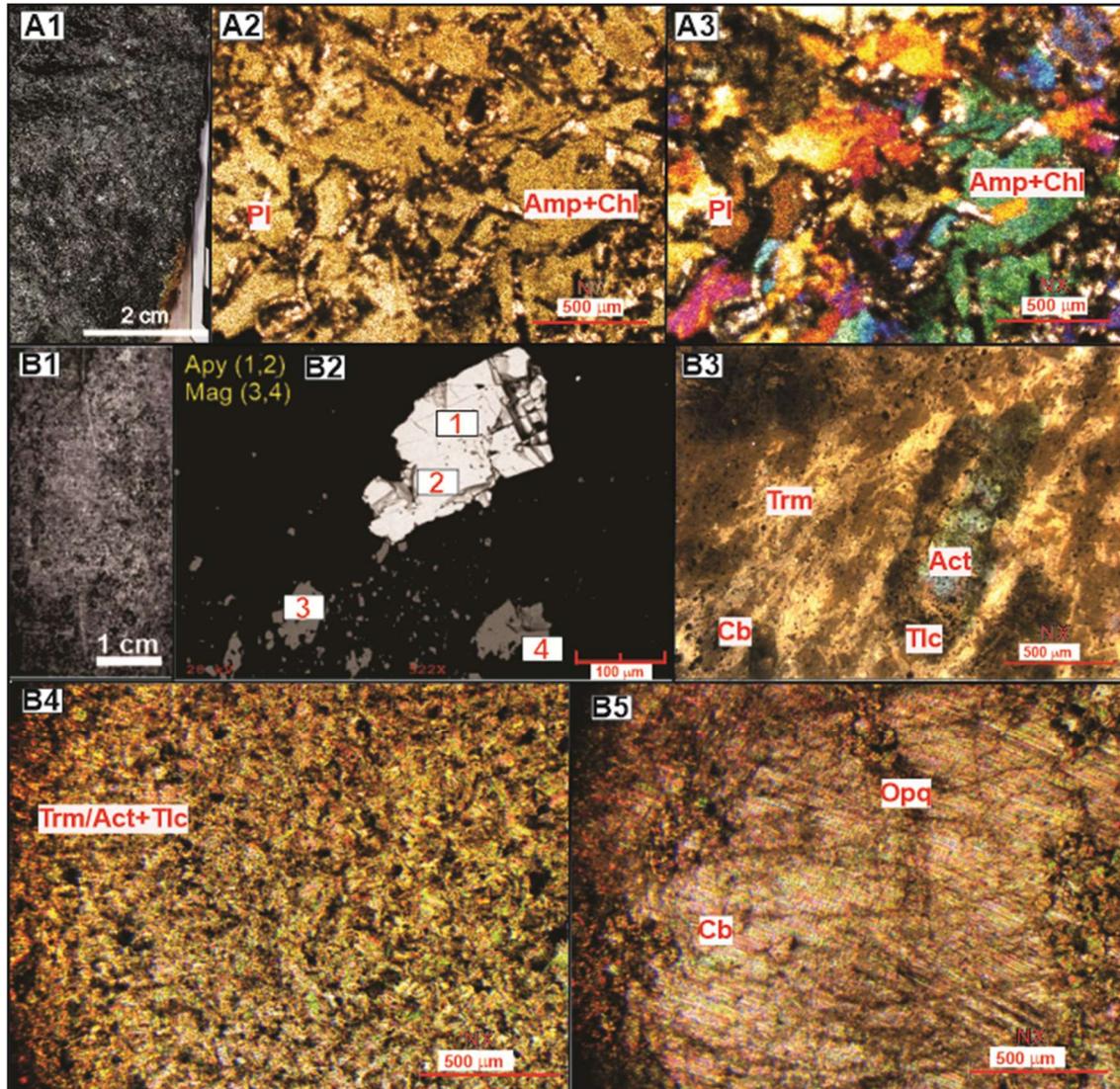


Figura 12 - A1, A2 e A3 (Amostra P20) - Gabro cinza a cinza-esverdeado, textura granular. B - Rocha ultramáfica (Amostra F573). Profundidade: 120,0 m, talco xisto, cinza escuro, minerais opacos euedrais, textura lepidoblástica. B1) Vista macroscópica; B2) Imagem MEV mostrando cristais euédricos de arsenopirita e magnetita; B3, B4 e B5) Fotomicrografias respectivamente de cristais de actinolita bordejaos por cristais de talco, massa de tremolita, actinolita e talco e cristais de carbonato em fraturas. Minerais: Act - actinolita, Amp - anfibólio, Apy - arsenopirita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Mag - magnetita, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Tlc - talco, Tr - tremolita. N // (direita) e NX (esquerda).

3.6 COMPLEXO BACAJAÍ

Correlação com estudos prévios indicam que o corpo intrusivo, aqui denominado informalmente de Granodiorito Paquiçamba, está relacionado ao Complexo Bacajaí, granitoides sin a tardi colisionais relacionados ao Ciclo Transamazônico (Vasquez 2008b). Esse corpo pode ser encontrado próximo a terra indígena Paquiçamba, ao longo do travessão do Km

27, no leito do rio Xingu (Figura 13A). O limite norte do corpo, em relação à Suite Intrusiva Arapari, foi definido por meio de sensores geofísicos de magnetometria e o limite sul é de contato intrusivo em anfibolitos do Grupo Três Palmeiras (ANEXO A, Figura 7). Petrograficamente, o corpo foi dividido em duas fácies: mesopertita granodiorito (MpG) e biotita monzogranito (BMg) (Figura 14).

3.6.1 Mesopertita granodiorito

A fácies mesopertita granodiorito (MpG) (Figura 13A) é de cor cinza clara a branca, fanerítica média a grossa, apresenta veios de quartzo euédricos, e bolsões de quartzo e álcali-feldspato, e de quartzo leitoso.

Tabela 4 - Características mineralógicas da Suíte Intrusiva Arapari e do Complexo Bacaja - área Volta Grande.

Un.	Unidade / Fácies		Minerais essenciais (% modal)	Minerais Máficos (% modal)	Minerais Varietais (% modal)	Minerais acessórios	Minerais secundários	PI Tipo	
Suite Intrusiva Arapari	Cobra Choca	Mesopertita Sienogranito	MpSgb	Qz (15-47) Pl (9-20) Kfs (35-60)	~5	Bt (1-8) Hbl <2	Aln, Opq, Ap, Ttn, Mnz, Zr	Ser, Chl, Ep	Andesina / Bytownita
		Monzogranito com biotita	Mgb	Qz ~44 Pl ~25 Kfs ~ 25	~5	Bt ~5 Hbl <1	Ttn, Zn, Ap, Opq	Chl, Cm	Andesina / Labradorita
	Enclave	Hornblenda Monzogranito	HMg	Qz ~20 Pl ~30 Kfs ~20	~25	Hbl ~25 Bt ~2	Ttn, Opq	-	Bytownita
Complexo Bacaja	Paquiçamba	Sienogranito com biotita	Sgb	Qz ~35 Pl ~10 Kfs ~50	~5	Bt ~5 Hbl <1	Ttn, Ap, Opq	Chl, Cm	Andesina
		Biotita Monzogranito	BMg	Qz ~25 Pl ~35 Kfs ~30	~10	Bt ~10 Hbl <1	Ttn	Chl, Cm	Andesina
		Mesopertita Granodiorito	MpG	Qz (45-48) Pl (35-38) Kfs ~15	~2	Bt ~3	Opq, Ttn, Ap, Zrn	Ep, Chl, Cm	Labradorita/ Bytonita

Fácies petrográficas: MpSgb - mesopertita sienogranito com biotita, Mgb - monzogranito com biotita, HMg - hornblenda monzogranito (enclave), Sgb - sienogranito com biotita, BMg - biotita monzogranito, MpG - mesopertita granodiorito. Minerais: Aln - alanita, Ap - apatita, Bt - biotita, Chl - clorita, Cm - argilominerais, Ep - epidoto, Kfs - álcali-feldspato, Hbl - hornblenda, Opq - opacos, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ser - sericita, Ttn - titanita, Zrn - zircão, Mnz - monazita.

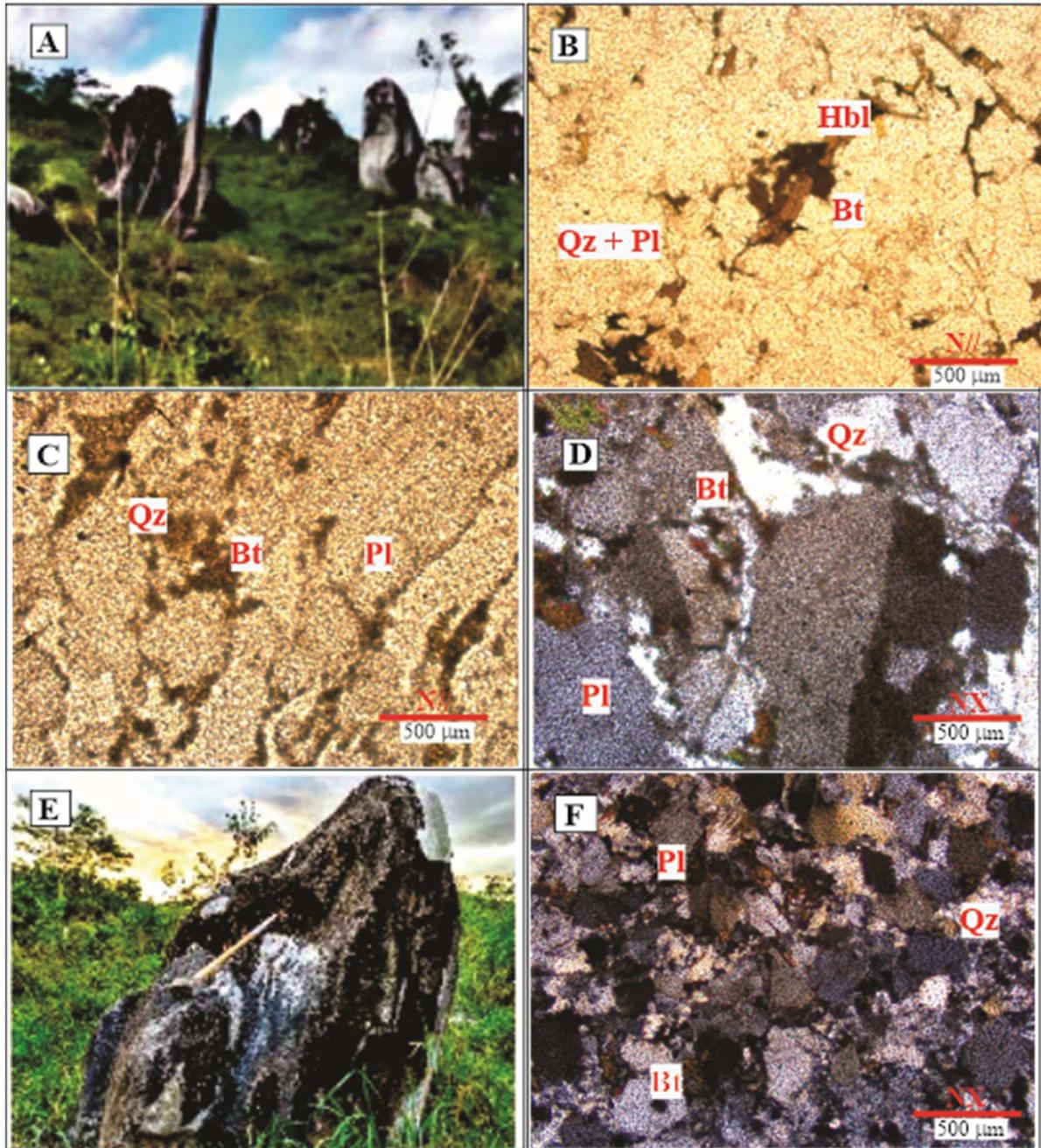


Figura 13 - Complexo Bacajaí, unidade informal Granodiorito Paquiçamba, na margem esquerda do rio Xingu. A e B (Amostra P12), respectivamente, afloramento de monólitos decamétricos e fotomicrografia em N// da fácies mesopertita granodiorito (MpG). C e D (Amostra P25), fotomicrografia em N// e NX, respectivamente; textura granular hipidiomórfica da fácies biotita monzogranito (BMg). E e F (Amostra P29), fácies sienogranito com biotita (Sgb), no bloco métrico orientado no *trend* regional NW-SE, e fotomicrografia (NX), mostrando as feições dos feldspatos e quartzo de textura granular. Minerais: Anf - anfíbólio, Bt - biotita, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo.

Microscopicamente, possui textura ígnea granoblástica, granoporfirítica, mimerquítica, pertítica e mesopertítica, com quartzo pouco deformado, recristalizado, com cristais neoformados, orientados por cataclase, e cristais de plagioclásio retorcidos e oftálmicos, bordejado por cristais de biotita.

O quartzo é grosso (~3,0 mm), euédrico, equigranular e com forte extinção ondulante. O plagioclásio é a labradorita/bytonita (An_{68-74}), com grão médio a grosso (1,5-3,0 mm), e os fenocristais (4,5 mm) são anédricos a subédricos, com extinção ondulante, maclamento polissintético e borda corroída. A microclina varia de grossa até fenocristais (2,5-4,5 mm) e é subédrica. A biotita é fina, subédrica, lamelar, com pleocroísmo verde amarronzado a verde.

Os minerais acessórios são opacos, titanita, apatita e zircão prismático com halos de alteração. O epidoto é incolor a amarelado; clorita verde e argilomineral completam os minerais de alteração.

3.6.2 Biotita monzogranito

A fácies biotita monzogranito (BMg) é cinza média, fanerítica grossa, equigranular, com cristais de plagioclásio branco, álcali-feldspato e quartzo, além de minerais máficos. A rocha está cortada por veios e bolsões métricos pegmatóides preenchendo fraturas. Apresenta também estrutura de fluxo ígneo.

Em lâmina, a textura é granular hipidiomórfica com contatos retilíneos, fraca deformação dúctil caracterizada por agregados quartzo-feldspáticos estirados, contornados por biotita (Figura 13B).

O plagioclásio é a andesina (An_{38}), média a grossa (1,5-2,5 mm), com maclas polissintéticas afinadas. A microclina é média a grossa (1,5-3,0 mm), sem e com maclamento xadrez. O quartzo é médio a grosso (1,5-3,0 mm), euédrico a subédrico, equigranular, com contornos serrilhados e média extinção ondulante.

A biotita é fina (0,3 mm), com forte pleocroísmo marrom claro a marrom escuro. A hornblenda é verde e fina (~0,3 mm). A titanita é amarronzada e com maclamento. A biotita e a clorita são alteração da hornblenda, e os argilominerais são produtos de alteração dos feldspatos.

3.6.3 Sienogranito com biotita

A fácies sienogranito com biotita (Sgb) (Figuras 13C e 13D) é fanerítica, média a grossa, cinza média a esbranquiçada, composta de quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato e minerais máficos. Possui textura ígnea granular hipidiomórfica, pouca textura pertítica (~3%) e poiquilítica, e fenocristais de feldspato. A foliação é nula a incipiente, denotada pela orientação dos minerais máficos, com quartzo recristalizado e plagioclásio deformado e encurvado.

A microclina é média a grossa (0,6-2,8 mm), com maclamento xadrez e bordas corroídas. O quartzo é médio a grosso (0,5-3,2 mm) com extinção ondulante e bandas de

extinção. O plagioclásio é o andesina (An_{39}), fino ($\sim 0,3$ mm), com maclamento polissintético e bordas corroídas. A biotita é de cor marrom a amarelo pálido e lamelar. A hornblenda é fina ($\sim 0,3$ mm) e verde, com pleocroísmo amarelo pálido.

Os minerais acessórios são titanita incolor a levemente marrom, opaco, e apatita incolor, prismática, e na forma de bastões com extremidades arredondadas. O argilomineral é produto da alteração de feldspatos e a clorita verde é produto de alteração de hornblenda.

3.7 SUÍTE INTRUSIVA ARAPARI

O corpo charnockítico individualizado pelo estudo petrográfico é correlacionado à Suite Intrusiva Arapari, que compõe as rochas plutônicas sin a tardi-colisionais do Ciclo Transamazônico (Vasquez 2008b), que ocorre na área da Volta Grande, na vila Cobra Choca e ao longo dos ramais no travessão do Km 27 (Figura 7).

As amostras de rocha intrusiva charnockítica foram individualizadas em duas fácies petrográficas (Tabela 4) e lançadas no diagrama QAP (Figura 14). As duas fácies são: monzogranito com biotita (Mgb) e mesopertíta sienogranito com biotita (MpSgb), que apresentam enclaves de hornblenda monzogranito (HMg).

3.7.1 Monzogranito com biotita

A fácies monzogranito com biotita (Mgb) (Figura 15A) é de cor cinza clara a cinza avermelhada, fanerítica média a grossa, isotrópica, maciça, com plagioclásio rosado e branco, álcali-feldspato avermelhado, quartzo e máficos.

Ao microscópio (Figuras 15B e 15C), a textura é granular hipidiomórfica, granoblástica a granoporfioblástica, pertítica em aproximadamente 5%-10%. O quartzo é médio (0,5-3,2 mm), euédrico a subédrico, com contornos serrilhados e média a forte extinção ondulante. O plagioclásio é a andesina/labradorita (An_{40-52}), com cristais finos a grossos (0,5-2,5 mm), anédricos a subédricos, maclados e geminados, com maclas afinadas e apagadas. A microclina é média a grossa (1,4-3,2 mm), subédrica, com e sem maclamento xadrez. A biotita é fina ($\sim 0,4$ mm), subédrica, lamelar, com pleocroísmo verde escuro, variando de verde claro a marrom escuro. A hornblenda é verde e varia de fina a grossa (0,3-2,0 mm).

Os minerais acessórios são a titanita fina a média (0,3 mm-0,8 mm), anédrica a subédrica, losangular-hexagonal e com leve pleocroísmo marrom a marrom claro, com maclas polissindéticas. O mineral opaco acompanha a biotita e a apatita acicular, e o zircão é amarelado, zonado e está incluso na biotita, causando halos de alteração. A hornblenda altera para biotita e clorita nas suas bordas, e os feldspatos estão pouco alterados para argilomineral.

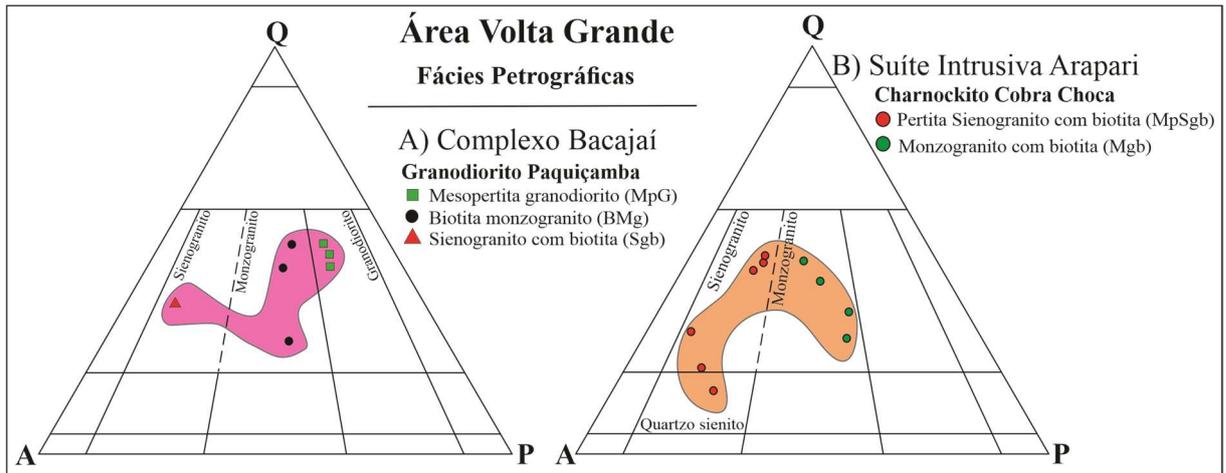


Figura 14 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) mostrando a composição mineralógica modal da unidade Complexo Bacajaí - Granodiorito Paquiçamba (A) e Suíte Intrusiva Arapari - Charnockito Cobra Choca (B), com a identificação das respectivas fácies petrográficas das duas unidades. As áreas coloridas representam o conjunto de fácies petrográficas para cada unidade.

3.7.2 Mesopertita sienogranito com biotita

A fácies mesopertita sienogranito com biotita (MpSgb) (Figura 15D), que varia para pertita sienogranito com biotita até mesopertita quartzosienito, é de cor cinza clara a cinza avermelhada, fanerítica, média a grossa, isotrópica, maciça, com fenocristais brancos de plagioclásio, álcali-feldspato rosado e quartzo hialino a acinzentado, além de minerais máficos e raros sulfetos.

Ao microscópio, a textura é granular hipidiomórfica, granoblástica, com fenocristais de feldspato de dimensões (3,0x1,0 mm) (Figuras 15E e 15F). O quartzo é incolor fino a grosso (0,3-4,0 mm) com extinção ondulante forte e contatos interlobados a poligonais. A microclina é média a grossa ($\leq 4,0$ mm), subédrica equigranular, com maclamento xadrez e *carlsbar*. O plagioclásio varia de andesina a bytownita (An_{41-72}), fino a grosso (0,2-3,2 mm), subédrico a euédrico, com maclamento polissindético e extinção ondulante.

A biotita é fina a média (0,3-1,8 mm), anédrica a subédrica, elipsoidal a lamelar, com pleocroísmo forte variando de marrom claro a verde escuro. A alanita é grossa ($\sim 2,0$ mm), marrom amarelada, euédrica, às vezes zonada e metamitizada com cristais muito fraturados. A hornblenda é verde com pleocroísmo forte variando de verde pálido a verde escuro, e com duas direções de clivagem bem definidas.

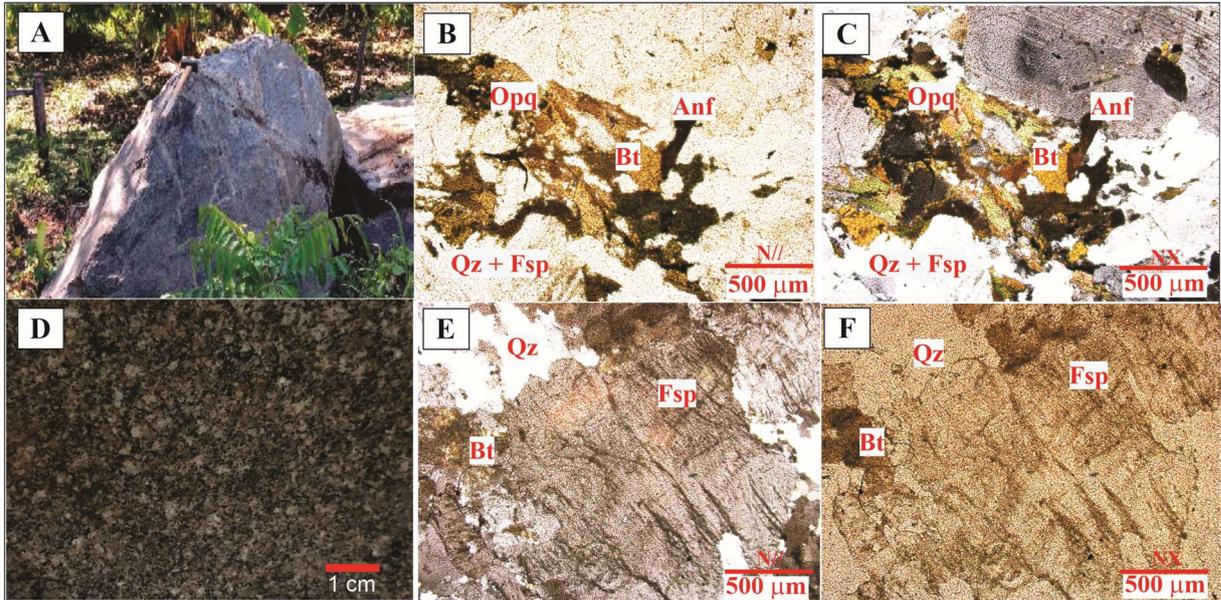


Figura 15 – Suíte Intrusiva Arapari, unidade informal Charnockito Cobra Choca, na margem esquerda do rio Xingu. A - Fácies monzogranito com biotita (Mgb): afloramento de bloco decamétrico (Afloramento Ponto 10), e fotomicrografias em N// (B) e NX (C) mostrando a mesma seção com cristais de feldspato de 1,5 mm, com textura granular hipidiomórfica e detalhe da transformação de anfibólio em biotita. D – Fácies mesoperthita sienogranito com biotita (MpSgb). Fotomicrografias em N// (E) e NX (F) mostrando cristais grossos de feldspato com textura granular hipidiomórfica (Afloramento Ponto 05). Minerais: Anf - anfibólio, Bt - biotita, Opq - opaco, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo.

Os minerais acessórios são representados pelo opacos finos a médios (0,3-1,4 mm), dispersos e acompanhando a biotita; apatita é grossa ($\leq 1,0$ mm), acicular e prismática; titanita é marrom clara, anédrica a euédrica e aglomerada; monazita é fina ($\sim 0,3$ mm), vermelha a esverdeada; e zircão tem halos de alteração. Os minerais de alteração são a biotita, que substituiu a hornblenda na sua borda; clorita e epidoto são verdes, produtos de alteração da biotita.

Na fácies mesoperthita sienogranito com biotita (MpSgb) ocorre "enclaves" de hornblenda monzogranito (HMg), de cor cinza escura, que são abundantes e variam de tamanho centimétrico a $\leq 1,0$ m, com textura fanerítica fina a média e compostos de minerais máficos.

Microscopicamente, o HMg possui textura granoblástica, com matriz granular hipidiomórfica, com encurvamento de cristais de plagioclásio e quartzo deformado e recristalizado. O plagioclásio é a bytownita (An_{75}), fina ($\leq 0,5$ mm), anédrica a subédrica, com maclamento polissindético em contato poligonal com o anfibólio.

A hornblenda é verde e grossa ($\sim 3,5$ mm), elipsoidal e subédrica. O quartzo é fino ($\sim 0,3$ mm) ocorre em agregados com forte extinção ondulante e com bordas serrilhadas. A microclina é média ($\sim 0,8$ mm) e com maclamento xadrez. A biotita é fina ($\sim 0,3$ mm), lamelar, com pleocroísmo variando de marrom clara a marrom avermelhado. Os acessórios são titanita, que é losangular e alongada, e opacos, que acompanham a biotita.

3.8 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área de estudo, a sequência do Grupo Três Palmeiras dispõe-se na direção NW-SE, abrangendo uma largura de aproximadamente 10,0 km, com uma forma sinuosa e dobrada, caracterizada por movimentação transcorrente sinistral. O Grupo Três Palmeiras exibe uma deformação rúptil-plástica caracterizada por uma foliação que varia de incipiente a média, destacada por anfibólitos finos, lamelares a prismáticos, estirados e anastomosados, dispostos de forma paralela e secundariamente por biotita, quartzo e plagioclásio, além de titanita orientada bordejando os cristais de anfibólito.

A sequência Três Palmeiras é reconhecida no mapa aerogeofísico de diagrama ternário U Th K (ANEXO A), principalmente na área azulada (U), e ocorre na direção NW-SE, abrangendo uma largura de aproximadamente 4,0 km nas proximidades da Vila Ressaca. Essa sequência apresenta uma forma sinuosa e dobrada entre as rochas granitoides intrusivas, que são identificadas na área avermelhada (K).

Localmente, é possível identificar a ZCB com largura variando entre 100 m e 1,0 km. As feições estruturais e de deformação afetam as rochas supracrustais do Grupo Três Palmeiras e os corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca, diminuindo em intensidade à medida que se afasta do contato intrusivo desses corpos granitoides.

Nas áreas Ressaca e Itatá a foliação das rochas máficas da Formação Itatá (Figura 16A, Ponto 17) e nas rochas metassedimentares da Formação Bacajá (Figura 16B, F525), é heterogênea com direções N50°W/80°NE, N60°E/59°SE e N64°W/56°NE.

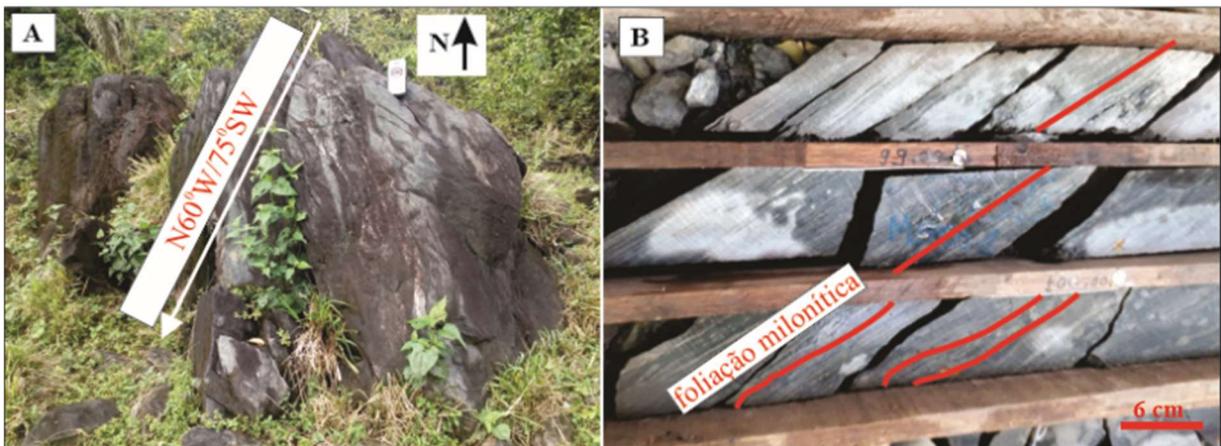


Figura 16 – Estruturas do Grupo Três Palmeiras. A) Visão macroscópica do anfibólito da Formação Itatá –Seção Tipo (Afloramento P17), mostrando orientação da foliação metamórfica com *trend* NW-SE. B) Foliação em rochas metassedimentares da Formação Bacajá (Amostra F525), destacada pela orientação dos minerais máficos e félsicos (100 m de profundidade).

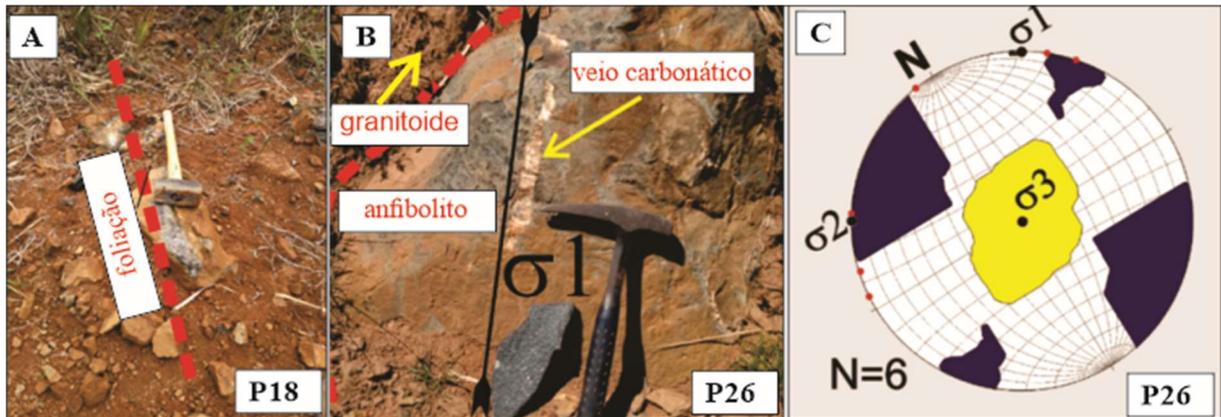


Figura 17 – Características estruturais do Grupo Três Palmeiras. A) Anfibolito Itatá mostrando a foliação S1 (Afloramento P17). B) Quartzo anfibolito (Afloramento P26), mostrando o contato com granitos sin a tardi-colisional com detalhe de veios quartzo-carbonáticos cruzando a foliação. C) Diagrama de pólos (P26) mostrando as direções da estrutura penetrativa.

A estrutura plástico-penetrativa, que ocorre em diferentes escalas na área de estudo. É caracterizada por uma foliação homogênea contínua, de geometria planar paralela e, localmente, apresenta ondulações. Essa foliação é definida pela orientação preferencial de minerais como biotita, anfibólios, titanita, quartzo e porfiroblastos de feldspato, podendo também ser caracterizada por recristalização e reorientação desses minerais. A direção principal da foliação varia entre N50°-80°W/65°-90°SW, conforme mostrado no mapa geofísico regional (ANEXO A). A presença da estrutura dúctil pode ser confirmada localmente (Figuras 17A e 17B), plotada no diagrama de pólos, que mostra a direção dos esforços em zonas de cisalhamento dúctil (Figura 17C).

Na área Volta Grande ao norte, evidencia-se o contato intrusivo do biotita sienogranito do Complexo Bacajá no litotipo quartzo anfibolito com titanita da Formação Itatá, representado por forte cataclase e veios de quartzo leitoso orientados nas direções NW-SE (133°Az) e N-S (06°Az), subverticais (Figura 17B). Enquanto ao sul nas rochas da Formação Bacajá, na área da Vila Ressaca ocorre como lentes sinuosas dentro das rochas metavulcânicas, ou ao longo do contato entre granitoides e as rochas metavulcânicas, de *trend* N70°-80°W/60°-70°SW. Quartzo microscópicos de metadacitos da Formação Bacajá, com estruturas de sombras de pressão e *ribbons*, são encontrados em conjunto com actinolita com feições *fish* e indicam movimentação transcorrente sinistral.

Na área da Vila Ressaca nos litotipos da Suíte Intrusiva Oca a ZCB apresenta uma tendência regional WNW-ESE e está relacionada a zonas de deformação rúptil-plástica menores, com espessura de até 3,0 m. A deformação é caracterizada pela presença de foliação milonítica (Figuras 18A e 18B) e cataclástica tardia, pois corta as zonas miloníticas. A foliação principal, de caráter sintectônico, é penetrativa, contínua e tem uma direção preferencial

variando entre $N50^{\circ}-85^{\circ}W/60^{\circ}-90^{\circ}SW$ (Figuras 18C e 18D). A foliação S/C, associada a cristais de quartzo e feldspato sigmoidais, e veios de quartzo extensivos, indica uma cinemática de movimento sinistral, associada a uma lineação mineral com um forte componente de alongamento vertical intenso. Em áreas menos deformadas, são comuns conjuntos rúpteis com orientação NW-SE, associados a fraturas nas direções N-S, NE-SW e E-W, frequentemente acompanhadas por zonas de quartzo recristalizado e áreas avermelhadas contendo hematita.

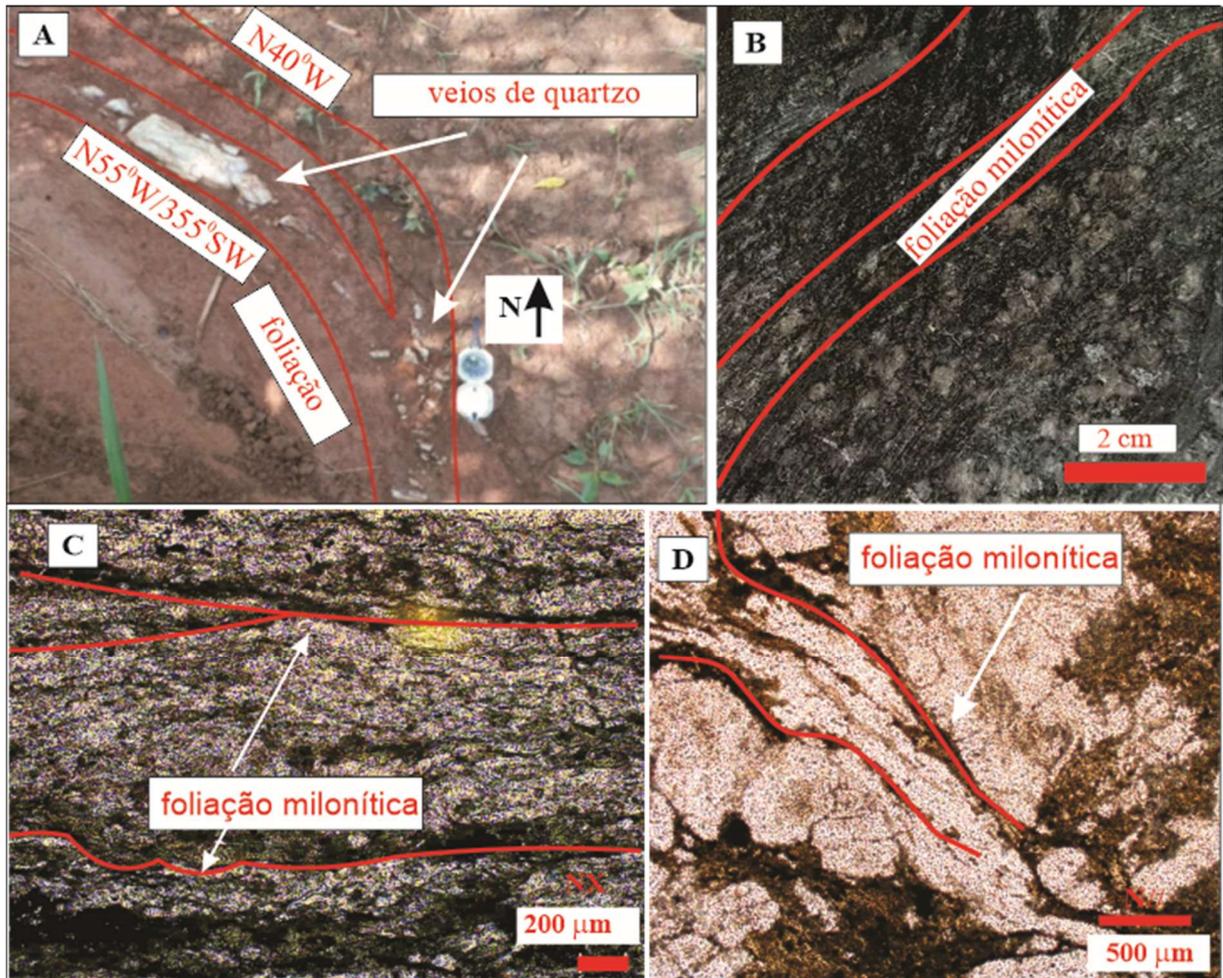


Figura 18 – Estruturas da Suíte Intrusiva Oca. A) Visão macroscópica do saprólito do corpo Quartzo diorito Central (Amostra F525). Detalhe de veios de quartzo decimétricos orientados segunda a foliação metamórfica de *trend* NW-SE. B) Visão macroscópica da foliação (Amostra F106), no corpo Quartzo diorito Central. C) Fotomicrografia NX do corpo Granodiorito Pequí milonitizado (Amostra F604). D) Foliação no corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde detalhada pela orientação de minerais máficos como biotita, anfibólio e opacos (Amostra F06).

3.9 ZONAS MINERALIZADAS

As observações de campo e as petrográficas, bem como análises dos perfis de sondagem, demonstram que a mineralização de ouro esta associada à ZCB e às zonas de cisalhamento secundárias, identificadas no contato entre as rochas supracrustais do Grupo Três Palmeiras e os corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca.

As rochas hospedam zonas mineralizadas de ouro com até 100 metros de espessura e até 350 metros de profundidade, com mergulhos de N50°W/75°S. A mineralização aurífera está principalmente associada geneticamente à presença de minerais como biotita, clorita, sericita, carbonato, epidoto, quartzo e sulfetos. A mineralização também se concentra nas zonas de cisalhamento rúptil-plástico, miloníticas a cataclásticas, com mergulho alto de N70°W/70°-85°SW.

Nas zonas mineralizadas, o ouro está disseminado nos sulfetos e os teores em média estão entre 0,02 e 1,09 ppm e nos veios de quartzo o teor chega a 7,31 ppm, enquanto o *cut-off* na área Volta Grande é de 0,5 ppm (Ravenelle & Nagy 2017). Além dessas ocorrências, tem-se brechas hidrotermais com veios de quartzo + carbonato, opacos e muscovita, onde observa-se o ouro visível com teor de 2,29 ppm. O ouro ocorre como inclusões nos sulfetos, identificados visualmente, como arsenopirita + pirita ± calcopirita ± pirrotita ± molibdenita.

Os estudos petrográficos das amostras de testemunhos de furos de sondagem que cruzam zonas mineralizadas possibilitaram a caracterização das zonas de alteração hidrotermal difusas, configurando variações contínuas do fluidos hidrotermais atuantes essencialmente nos corpos da Suíte Intrusiva Oca e, muito secundariamente, em rochas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras.

Com base nos estudos petrográficos, estruturais e geofísicos, além do Mapa Digital de Elevação (Figura 19A), elaboramos um perfil geológico, com dois furos de sondagem (F525 e F210) exemplificativo do modelo de mineralização no morro do Galo. Os perfis atravessam a ZCB, estendendo-se do sudoeste para o nordeste, na área da Vila Ressaca. Observa-se um zonamento da alteração hidrotermal, a partir do minério na zona mineralizada. Para distinguir entre o que identificamos como Zona Mineralizada Primária (ZMP) e Zona Mineralizada Secundária (ZMS), utilizamos dois critérios (Figura 19C).

Nesse local, a ZMP deve ter espessura maior que 10,0 m com teor de minério maior que 0,5 ppm ou ter espessura maior que 5,0 m e teor de minério maior que 1,0 ppm Au. A ZMS deve ter espessura entre 5,0 m até 10 m e o teor de minério deve estar entre 0,5 ppm até 1,0 ppm Au. Ademais, as texturas hidrotermais diminuem de intensidade na direção do centro dos plutons da Suíte Intrusiva Oca.

O perfil do furo de sondagem F525, inicia-se no morro do Galo, cota 176 m, direção SW-NE e ângulo de 60°/NE. Na profundidade de 0 m a -208 m encontra-se rochas da Formação Bacajá, sem mineralização. De 0 m a -100 m identifica-se rochas metassedimentares fortemente alteradas pelo intemperismo para um solo areno-argiloso de coloração amarelo-esverdeado. Na sequência, a partir de -100 m, em contato gradacional, descreve-se rochas metavulcânicas

ácidas até a profundidade de -208 m, raramente cortadas por vênulas de quartzo + carbonato + sulfetos.

Na profundidade de -208 m, observa-se o contato intrusivo do Quartzo monzonito Gréia, fortemente foliado. O corpo Gréia é cortado por veios e vênulas de quartzo e sulfetação de pirita + arsenopirita (~2%). Ademais, registra-se ouro visível na profundidade de -308 m e, finalmente alcançando a profundidade final em -350 m, ainda com mineralização aurífera.

No perfil do furo F525, encontra-se três ZMS: a primeira, iniciando na profundidade de -224 m, com 5,30 m de comprimento e teor 0,66 ppm de Au; a segunda, na profundidade de -243 m, com 8,20 m de comprimento e teor 0,67 ppm de Au, e a terceira, na profundidade -326 m, com 8,5 m de comprimento e teor 0,62 ppm de Au. Ademais, foram registradas duas ZMP: a primeira, na profundidade de -300 m, com 15,0 m de comprimento e teor 0,63 ppm de Au, e a segunda ZMP, na profundidade de -338 m, com 5,0 m de comprimento e teor 1,05 ppm de Au.

O perfil do furo de sondagem F210, inicia-se no morro do Galo na cota 168 m, direção SW-NE e ângulo de 60⁰/NE. Na profundidade de 0 até -276 m encontra-se o Quartzo monzonito Gréia, isotrópico a porfirítico, muito foliado, cortado por veios e vênulas de quartzo, veios de quartzo + carbonato concordantes com a foliação e sulfetação de pirita + arsenopirita (0,5% - 3%). Ademais, verifica-se ouro visível na profundidades de -71 m, e ausente até a profundidade final em -276 m.

No perfil do furo F210, uma ZMS ocorre no saprólito em -4 m, com 4,0 m de comprimento e teor 3,21 ppm de Au; seguida de cinco ZMS no quartzo monzonito (rocha sã) em -25 m, com 5,05 m de comprimento e teor de 0,53 ppm de Au; em -53 m, com 7,45 m de comprimento e teor de 0,71 ppm de Au; em -114 m, com 7,40 m de comprimento e teor de 0,81 ppm de Au; em -166 m, com 7,65 m de comprimento e teor de 0,50 ppm de Au. Uma última ZMS, em -231 m, com 20,0 m de comprimento e teor de 0,65 ppm de Au. Por fim, ocorre uma ZMP em -72 m, com 7,65 m de comprimento e teor de 1,59 ppm de Au.

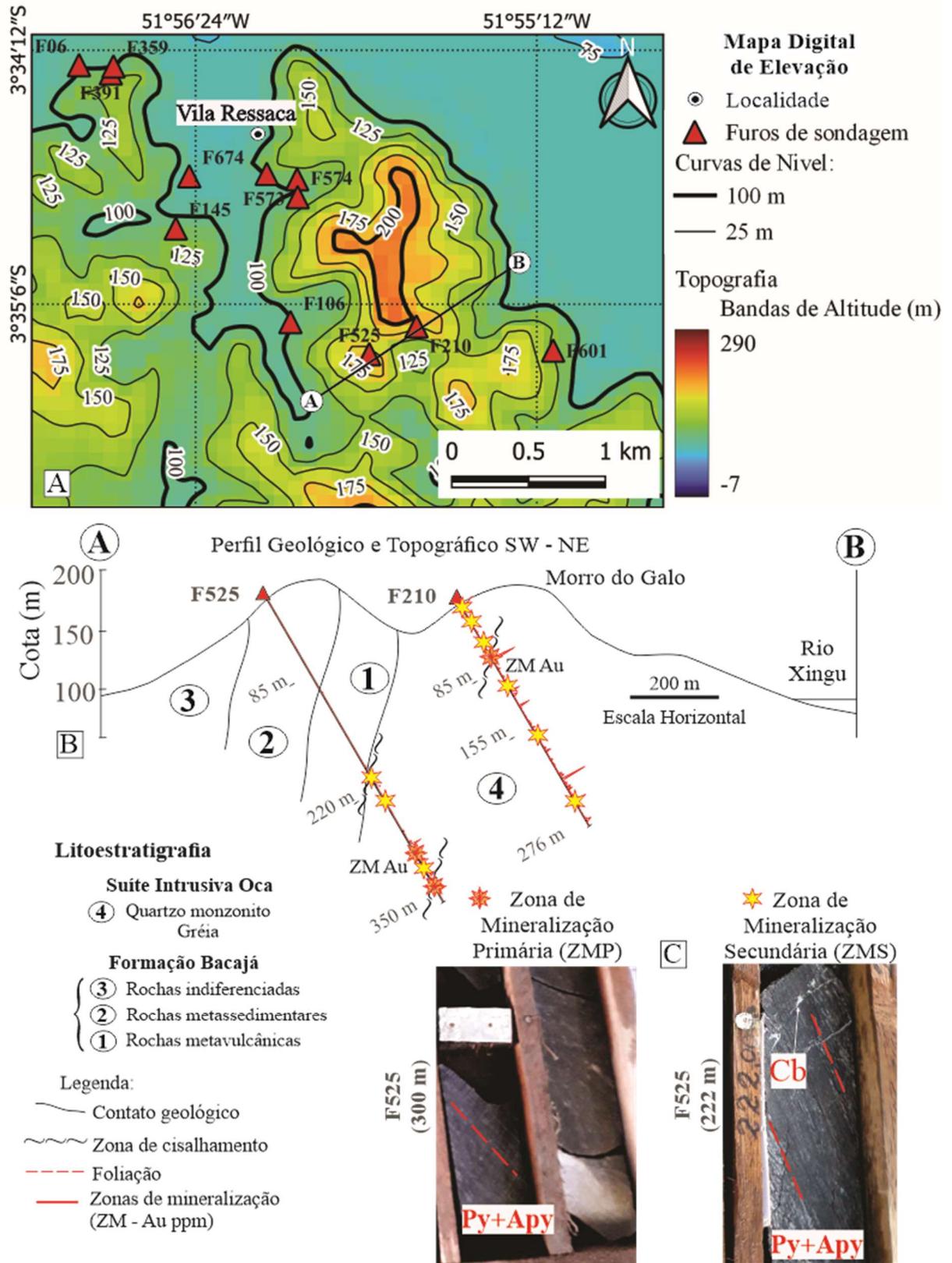


Figura 19 – A) Mapa Digital de Elevação na Vila Ressaca; B) Perfil geológico e topográfico das zonas mineralizadas do depósito de ouro Volta Grande; e C) Furo de sondagem F525 mostrando a foliação, veios de Cb e sulfetos de Py e Apy nas Zonas Mineralizadas. Abreviaturas: Apy - arsenopirita; Au - ouro; Cb - carbonato e Py - pirita.

CAPÍTULO 4 GEOQUÍMICA

Neste capítulo, serão apresentados os dados geoquímicos referentes às rochas siderianas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras, das rochas granitoides riacianas da Suíte Intrusiva Oca, bem como das rochas relacionadas às fases sin a tardi-colisionais do Complexo Bacajá e da Suíte Intrusiva Arapari. Também serão abordadas a geoquímica das rochas gabróicas e ultramáficas presentes na área de estudo. Além disso, serão discutidos os resultados dos estudos geoquímicos das rochas pertencentes à unidade Metatonalito Rio Bacajá. Os dados de química elemental serão utilizados para a construção de diagramas geológicos *TAS e Harker*, e geoquímicos *spiderdiagrams*, discriminantes de ambiente tectônico, bem como para as interpretações geotectônicas, amplamente reconhecidos na literatura científica.

4.1 GEOQUÍMICA DO GRUPO TRÊS PALMEIRAS, GABROS E ROCHAS ULTRAMÁFICAS

Na Tabela 5 são apresentados os resultados das análises das amostras do Grupo Três Palmeiras, além de rochas gabróica e ultramáfica (protólito metamorfozido para talco xisto), sem unidade formal definida e uma amostras granitoide do MTRB de idade sideriana são apresentadas neste item devido sua posição geográfica e correlações estruturais. As amostras do Grupo Três Palmeiras foram divididas nos grupos 1 e 2 de acordo com a interpretação petrográfica (Capítulo 3), e classificações geoquímicas como veremos neste capítulo.

A Tabela 5 mostra a variação dos óxidos de elementos maiores no grupo 1 do Grupo Três Palmeiras. Os teores de MgO variam de 4,97% a 7,67% e mostram uma relação inversa com SiO₂, que varia de 49,6% a 50,4%. O grupo 2, por outro lado, apresenta teores de MgO variando de 1,54% a 13,8%, que mostram uma relação inversa com SiO₂, que varia de 47,2% a 71,3%.

No grupo 1, as variações dos teores de TiO₂ são de 0,86% a 1,58%, Al₂O₃ de 14,0% a 15,0%, Fe₂O₃ de 13,0% a 16,1%, MnO de 0,19% a 0,23%, CaO de 9,54% a 11,4%, Na₂O de 1,50% a 2,49%, K₂O de 0,11% a 0,48% e P₂O₅ de 0,06% a 0,13%.

No grupo 2, os resultados dos teores de TiO₂ variam de 0,52% a 0,68%, Al₂O₃ de 9,31% a 14,9%, Fe₂O₃ de 5,97% a 12,3%, MnO de 0,07% a 0,20%, CaO de 2,16% a 8,47%, Na₂O de 1,10% a 3,36%, K₂O de 2,22% a 3,57% e P₂O₅ de 0,13% a 0,22%.

Altos teores de Cr, Cu e Ni (1150 ppm, 845 ppm e 442 ppm, respectivamente) são observados na amostra F359V do grupo 2. Em ambos os grupos, o índice de magnésio Mg[#] (%)

peso $\{100[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^{\text{t}} \text{ Ferro Total})]\}$) é baixo e varia de 19 a 53. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ é baixa e varia de 0,07 a 3,11.

Os teores dos ETR são baixos em ambos os grupos. No grupo 1, variam de 35,7 a 66 ppm, e no grupo 2 variam de 83,9 a 170 ppm. A relação $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$, no grupo 1, mostra fracionamento variando de 1,16 a 1,46; e no grupo 2 varia de 7,76 a 15,3.

As análises químicas das amostras apresentadas em Carneiro (2010) e Besser & Barros (2016), da região centro-leste do Domínio Bacajá, foram adicionadas nos diagramas geoquímicos (Figuras 20, 21 e 24). Os autores citados indicam a ocorrência de rochas máficas e ultramáficas na Formação Itatá.

Os diagramas de classificação *RI-R2* e *TAS* apresentados nas Figuras 20A e 20B, respectivamente por De la Roche *et al.* e Cox *et al.* (1979), revelam que o grupo 1 é composto de toleíto e andesito basáto, enquanto o grupo 2 engloba basalto, lati-andesito e riodacito.

Os gabros, por sua vez, pertencem à série subalcalina ou toleítica, conforme ilustrado na Figura 20B. Já as rochas ultramáficas contêm essencialmente minerais máficos normativos, como olivina, diopsídio, hiperstênio, ilmenita, hematita, titanita e rutilo (Tabela 5). No entanto, é importante notar que essas rochas ultrabásicas, representadas pela amostra F573, apresentam um valor alto de perda ao fogo (*LOI*) de 7,45%.

A Figura 20C ilustra a divisão de Irvine & Baragar (1971) no diagrama AFM $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{FeO}-\text{MgO}]$. De acordo com esse modelo, as amostras dos dois grupos são predominantemente classificadas como toleíticas, exceto a amostra F02 do grupo 2, que é classificada como cálcio-alcálica.

Utilizando a classificação de Miyashiro (1974) (Figura 20D), pode-se observar que duas amostras do grupo 1, P17 e P26, e uma amostra do grupo 2, F359V, são classificadas como pertencentes à série dos basaltos toleíticos. Por outro lado, as amostras F02 e F525V do grupo 2 estão situadas na série cálcio-alcálica.

Os diagramas de variação Harker para elementos maiores (Figura 21A) foram construídos utilizando o índice de diferenciação da magnésia (MgO) para representar os elementos maiores em % peso. A tendência observada é que o aumento do MgO está acompanhado pelo aumento da alumina (Al_2O_3) e do cal (CaO), bem como pela diminuição da sílica (SiO_2), ferro total (FeO^{t}), dióxido de titânio (TiO_2), potassa (K_2O), soda (Na_2O) e pentóxido de fósforo (P_2O_5).

Tabela 5 - Análises químicas das rochas do Grupo Três Palmeiras, MTRB, básicas e ultrabásicas indefinidas da região Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá. Elementos maiores em % de óxidos, elementos menores e traço, incluindo ETR, em ppm; e elementos normativos CIPW em %.

(continua)								
<i>Grupo Três Palmeiras</i>						<i>Unidade Indefinida</i>		<i>Metatonalito</i>
Unidade	<i>Grupo 1</i>		<i>Grupo 2</i>			<i>Básica</i>	<i>Ultrabásica</i>	<i>Ácida</i>
	<i>(Formação Itatá)</i>		<i>(Formação Bacajá)</i>					
Rocha	<i>toleíto</i>	<i>andesito</i>	<i>basalto</i>	<i>lati-</i>	<i>riodacito</i>	<i>gabro</i>	<i>talco xisto</i>	<i>granito</i>
Amostra	<i>basalto</i>			<i>andesito</i>				
	P17	P26	F359V	F02	F525V	F269V	F573	F04
Elementos maiores %								
SiO ₂	49,6	50,4	47,2	59,6	71,3	51,1	42,4	72,0
TiO ₂	0,86	1,58	0,68	0,52	0,64	0,83	0,37	0,21
Al ₂ O ₃	15,0	14,0	9,31	14,9	11,5	14,8	5,39	13,7
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,16	0,03	0,02	0,03	0,33	0,01
Fe ₂ O ₃	13,0	16,1	12,3	5,97	6,47	12,5	12,4	2,76
MnO	0,19	0,23	0,20	0,10	0,07	0,19	0,21	0,05
MgO	7,67	4,97	13,8	3,86	1,54	7,68	23,9	0,64
CaO	11,4	9,54	8,47	4,48	2,16	11,1	5,85	2,13
Na ₂ O	1,50	2,49	1,10	3,36	2,60	2,07	0,10	4,22
K ₂ O	0,11	0,48	3,42	3,57	2,22	0,31	1,00	2,40
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,22	0,17	0,13	0,06	0,16	0,05
BaO	<0,01	0,01	0,02	0,05	0,10	0,01	<0,01	0,08
SrO	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02
SO ₃	0,21	0,12	0,36	0,05	0,49	0,09	0,08	0,08
LOI	0,81	0,80	2,80	1,61	1,08	1,05	7,45	0,56
Total	100,5	101	100,3	98,3	99,4	101,9	99,8	98,9
Elementos-traço ppm								
Rb	3,10	13,8	277	111,5	72,8	14,5	49,6	76,2
Ba	18,8	118	214	535	931	48,1	66,6	714
Sr	71,4	152	236	383	274	103	186	214
Cs	0,31	0,76	35,1	6,37	6,79	1,38	12,4	1,76
Cr	290	80,0	1150	270	190	230	2340	20,0
Th	0,53	1,31	4,33	6,78	16,9	0,34	2,00	10,6
Nb	2,50	4,90	11,6	7,00	5,40	1,90	2,10	5,40
Zr	53,0	109	73,0	146	157	50,0	44,0	111
Y	18,6	31,2	14,3	14,0	17,3	17,9	8,00	10,6
Co	59,0	50,0	62,0	24,0	25,0	58,0	81,0	11,0
Ga	16,6	21,7	13,2	18,2	15,2	15,6	8,20	16,8
Sc	40,0	40,0	25,0	12,0	15,0	29,0	22,0	4,00
Sn	1,00	1,00	5,00	2,00	2,00	1,00	1,00	1,00
Ta	0,30	0,60	0,50	0,70	0,60	0,30	0,40	0,70
U	0,09	0,80	1,97	2,56	2,78	0,10	0,70	3,51
V	273	376	196	98,0	117	262	112	30,0
W	22,0	23,0	21,0	39,0	48,0	39,0	8,00	53,0
Mo	1,00	1,00	19,0	2,00	1,00	<1,0	13,0	1,00
Cu	183	91,0	845	40,0	47,0	160	66,0	10,0
Pb	<2,0	4,00	8,00	12,0	13,0	2,00	2,00	6,00

(conclusão)								
<i>Grupo Três Palmeiras</i>						<i>Unidade Indefinida</i>		<i>Metatonalito Rio Bacajá</i>
Unidade	<i>Grupo 1 (Formação Itatá)</i>		<i>Grupo 2 (Formação Bacajá)</i>			Básica	Ultrabásica	Ácida
	Rocha	<i>andesito basalto</i>	<i>basalto</i>	<i>lati- andesito</i>	<i>riodacito</i>			
Amostra	P17	P26	F359V	F02	F525V	F269V	F573	F04
Zn	95,0	127	146	63,0	54,0	81,0	96,0	29,0
Ni	172	41,0	442	73,0	59,0	144	828	7,00
Elementos Terras Raras - ETR ppm								
La	3,60	7,20	32,2	18,1	40,2	2,80	6,40	25,2
Ce	9,10	17,3	74,8	33,9	73,5	7,10	13,7	44,4
Pr	1,34	2,60	9,66	3,95	7,93	1,06	1,84	4,38
Nd	6,70	13,1	36,1	14,7	28,4	5,50	7,80	15,1
Sm	2,11	3,65	5,03	2,47	4,35	1,99	1,57	2,04
Eu	0,69	1,27	1,00	0,79	1,09	0,58	0,43	0,50
Gd	3,15	5,38	3,95	2,82	4,08	2,76	1,80	2,07
Tb	0,52	0,93	0,56	0,44	0,51	0,55	0,31	0,32
Dy	3,24	5,68	2,76	2,66	3,24	3,16	1,65	1,80
Ho	0,69	1,16	0,54	0,51	0,60	0,68	0,31	0,39
Er	1,97	3,49	1,49	1,64	1,78	2,04	0,96	1,21
Tm	0,32	0,44	0,24	0,24	0,28	0,29	0,14	0,19
Yb	1,94	3,28	1,32	1,46	1,60	1,89	0,82	1,19
Lu	0,32	0,53	0,22	0,25	0,27	0,29	0,12	0,17
ETR Total	35,7	66,0	170	83,9	168	30,7	37,9	99,0
Mg [#]	37	24	53	39	19	38	66	19
(La/Sm) _N	1,05	1,27	3,94	4,73	5,68	0,87	2,51	7,74
(Gd/Lu) _N	1,21	1,25	2,21	1,39	1,86	1,17	1,85	1,52
(La/Lu) _N	1,16	1,46	15,1	7,76	15,3	0,99	5,49	15,6
Eu _N /Eu*	0,82	0,88	0,69	0,91	0,80	0,76	0,79	0,74
Minerais Normativos – CIPW								
Quartzo	9,66	11,1	0,00	12,2	46,9	8,16	0,00	32,8
Coríndon	0,00	0,00	0,00	0,00	2,85	0,00	0,00	0,49
Ortoclássio	0,65	2,84	20,2	21,0	13,1	1,83	5,91	14,2
Albita	12,7	21,1	9,31	28,4	13,5	7,5	0,85	35,7
Anortita	33,8	25,7	10,4	15,0	9,87	0,1	11,3	10,2
Diopsídio	15,5	12,6	22,3	3,61	0,00	7,3	12,6	0,00
Hiperstênio	11,9	6,54	11,0	7,91	3,84	1,1	33,3	1,59
Olivina	0,00	0,00	9,16	0,00	0,00	0,00	14,3	0,00
Ilmenita	0,41	0,49	0,43	0,21	0,15	0,41	0,45	0,11
Hematita	13,0	16,01	12,3	5,97	6,50	2,5	12,4	2,76
Titanita	1,59	3,24	1,12	1,00	0,00	1,51	0,33	0,00
Rutilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	0,15
Apatita	0,14	0,31	0,52	0,40	0,31	0,14	0,38	0,12
Total	99,3	99,9	96,6	96,5	97,6	100,5	91,8	98,2

Legenda: Mg[#] - Índice de Magnésio; \sum ETR - Soma dos ETR; (La/Yb)_N - razão normalizada de ETR; (La/Sm)_N - razão dos ETRL; (Gd/Lu)_N - razão dos ETRP; Eu* - Média aritmética de Európio = $Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$; Eu_N / Eu^* -

Anomalia de Európio. A normalização é feita com base no condrito de Nakamura (1974), mas a amostra F04 foi normalizada pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

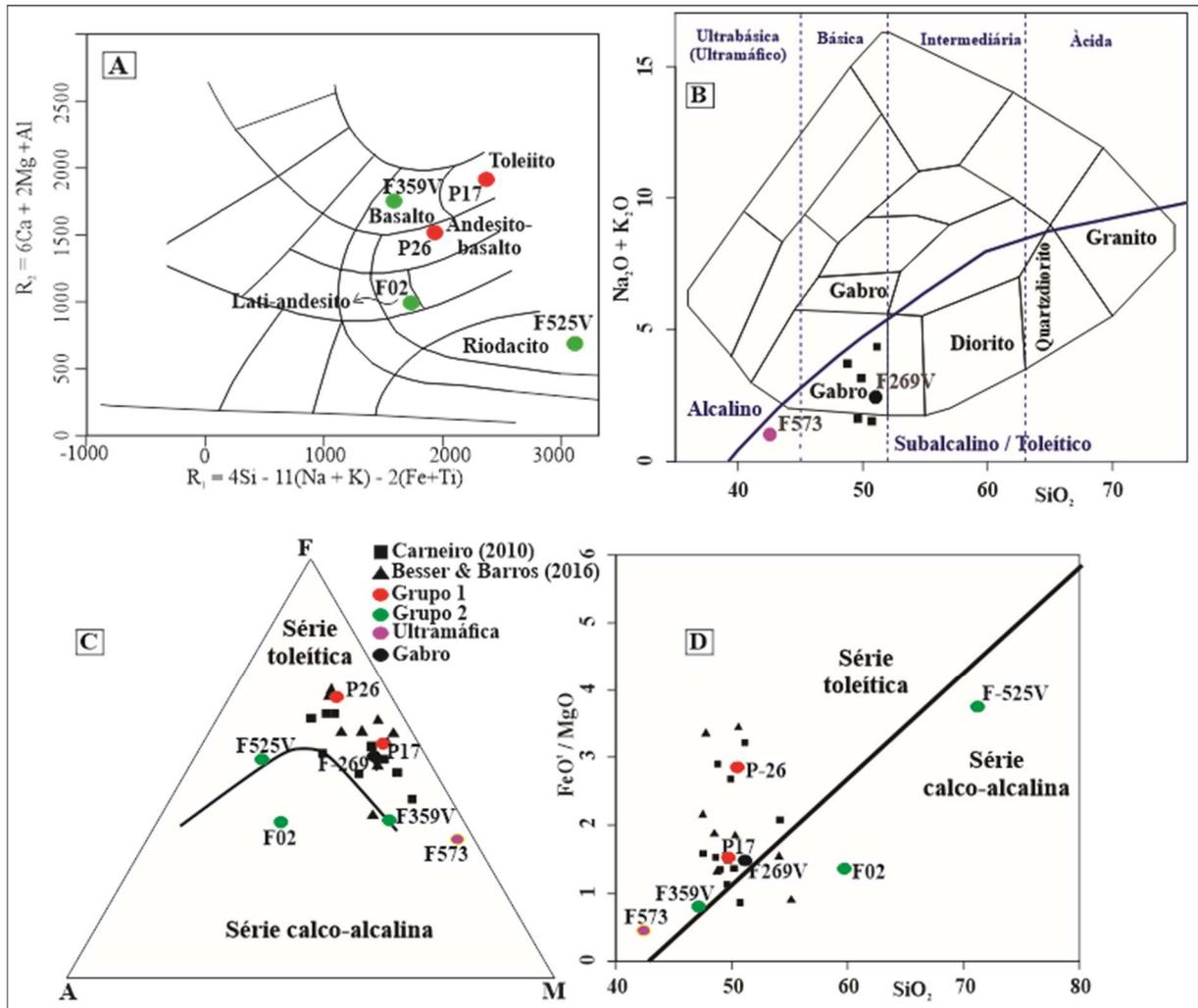


Figura 20 - A) Diagrama $R1-R2$ modificado de De la Roche *et al.* (1980) de classificação química para as rochas vulcânicas do Grupo Três Palmeiras. B) Diagramas TAS para classificação de rochas plutônicas por Cox *et al.* (1979). C) Diagrama AFM (Álcali-FeO-MgO) de Irvine & Baragar (1971). D) Diagrama de classificação de basaltos de Miyashiro (1974) para as rochas da área de Volta Grande. São apresentados também os resultados analíticos das rochas da área de Anapu-Tuerê (Carneiro 2010) e rochas metavulcânicas do rio Bacajá (Besser & Barros 2016). A legenda é válida para os quatro diagramas.

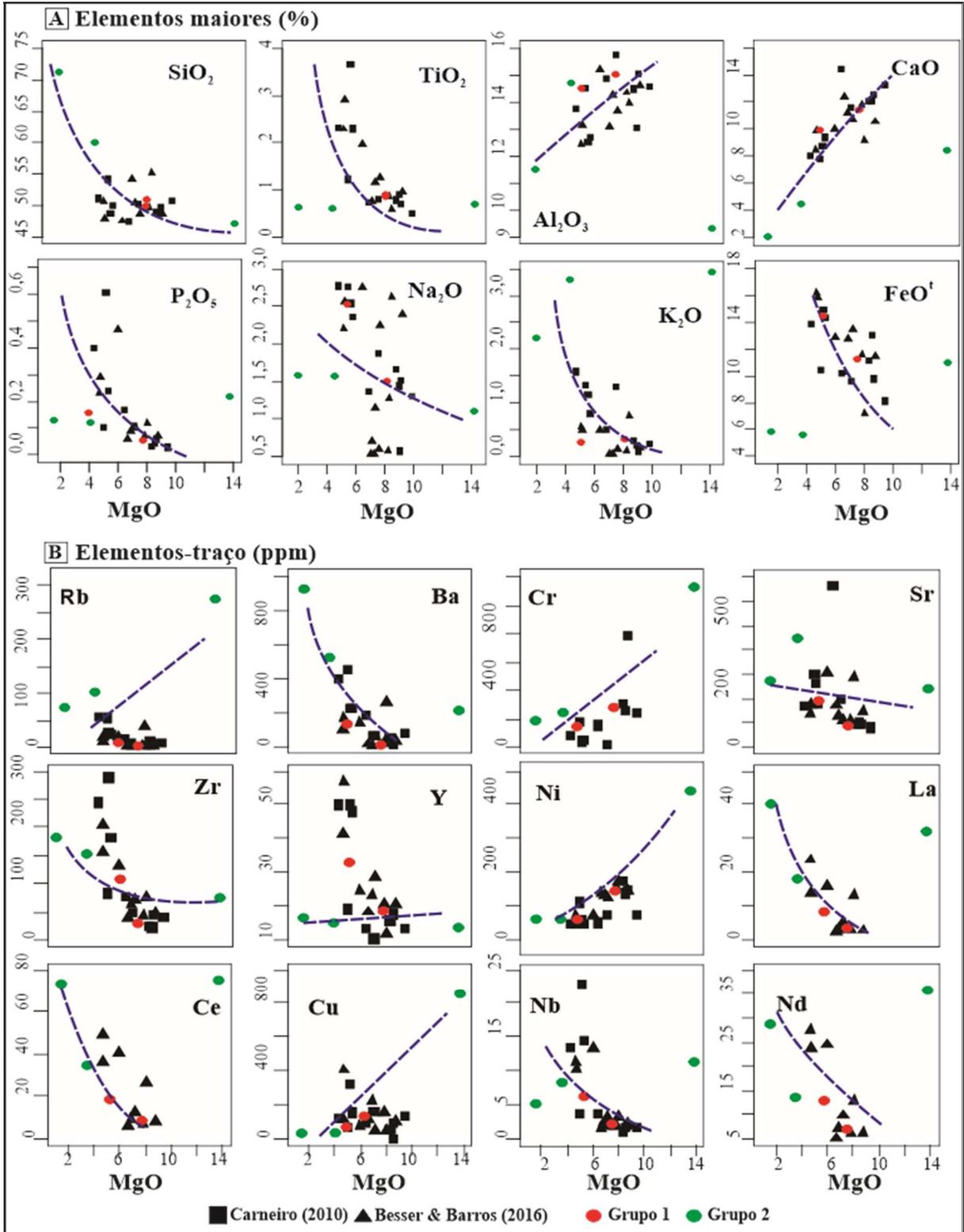


Figura 21 – Diagramas Harker para rochas máficas e ultramáficas da área Volta Grande. A) Variação dos elementos maiores (% peso) e B) Variação dos elementos-traço (ppm), em relação à % peso de MgO para as rochas da área de Volta Grande, segundo os dados apresentados na Tabela 5. FeO^t está em função de Fe₂O₃. Também são incluídas as análises de Carneiro (2010) e Besser & Barros (2016).

As amostras pertencentes ao grupo 1 exibem menor grau de fracionamento e apresentam teores mais elevados de Al₂O₃, TiO₂, FeO^t e CaO em comparação com as amostras do grupo 2. No entanto, possuem teores mais baixos de K₂O. Por outro lado, as amostras do grupo 2 são

mais fracionadas, geralmente apresentando teores mais altos de K_2O e menores teores de CaO . Os diagramas Al_2O_3 x MgO , CaO x MgO e K_2O x MgO permitem uma distinção clara entre os dois grupos.

Os diagramas de variação Harker para os elementos menores e traço (Figura 21B) apresentam dispersão para a maioria dos elementos. No entanto, observa-se que as amostras do grupo 1 têm baixos teores de *Low Field Strength Elements* (LFSE) e HFSE (Rb, Ba, Sr, Zr, La, Ce, Nb e Nd) e altos teores de Ni e Y em comparação com as amostras do grupo 2. As amostras do grupo 2 apresentam altos teores de elementos incompatíveis (Zr, La, Ce, Nb e Nd), o que as distingue consideravelmente. Na amostra F359V, basalto, observam-se quantidades significativas de Ni, com o valor mais alto de 477 ppm, e os valores de Cr e Cu de 1150 ppm e 845 ppm, respectivamente, também são notáveis.

Os elementos-traço, incluindo os ETR, são representados em *spiderdiagrams* (Figuras 22A e 22B). Os teores normalizados N-MORB de Sun & McDonough (1989) para as amostras do grupo 1 mostram enriquecimento em relação ao grupo 2. A assinatura dos ETR normalizados por condrito de Nakamura (1974) para as amostras do grupo 1 mostram um leve enriquecimento nas ETRP em relação às leves, e suas razões $(La/Lu)_N$ estão próximas de 1 (Tabela 5).

No grupo 1, o padrão das ETRL é subhorizontal, com a razão $(La/Sm)_N$ variando de 1,05 a 1,07. No grupo 2, o padrão das ETRL varia de 3,94 a 5,68, sendo moderadamente inclinado para a direita. O padrão dos teores de ETRP, dado pela razão $(Gd/Lu)_N$, no grupo 1 varia de 1,21 a 1,25 e no grupo 2 de 1,39 a 2,21. Ambos os grupos mostram uma inclinação subhorizontal.

As amostras dos grupos 1 e 2 não mostram anomalia significativa, ou é fracamente negativa. O diagrama de multielementos (Figura 22A) mostra anomalias negativas de Nb, P, Ti e anomalias positivas de K, Pb e Nd.

A rocha ultramáfica (Amostra F573) apresenta um padrão fracionado, com $(La/Lu)_N = 5,49$ em direção aos ETRP, muito diferente dos dois grupos com ETRP intermediária entre os grupos. Os ETRP estão mais empobrecidos em comparação com as rochas do Grupo Três Palmeiras. Já a amostra de gabro (Amostra F269V) apresenta assinatura geoquímica semelhante a rochas toleíticas do grupo 1.

O diagrama geoquímico discriminante de Jansen (1976) (Al, Mg, $Fe^{4+}Ti$) (Figura 23) foi utilizado para classificar os anfíbolitos do grupo 1. O anfíbolito P26 foi classificado como basalto toleítico rico em Fe, enquanto o quartzo anfíbolito P17 foi classificado como basalto toleítico rico em Mg. As rochas metavulcânicas do grupo 2 foram classificadas como cálcio-alcalinas (Amostra F02) e toleíticas (Amostra F525V), mas a amostra F359V se enquadrou no

campo do basalto komatiítico. O gabro (Amostra F269V) foi classificado como basalto toleítico rico em Mg. Por fim, a rocha ultramáfica (Amostra F573) se encaixou no campo de peridotito komatiítico.

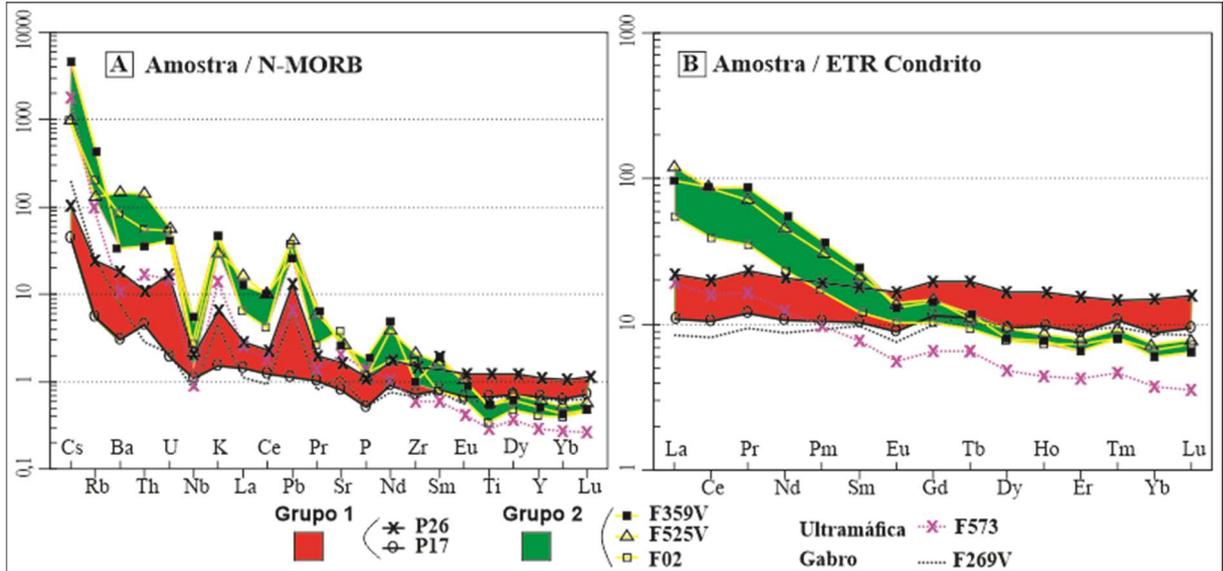


Figura 22 - Spiderdiagrams de elementos-traço, incluindo ETR, para rochas máficas e ultramáficas da área Volta Grande. A) Normalizado pelo N-MORB de Sun & McDonough (1989) e B) Normalizado pelo condrito de Nakamura (1974).

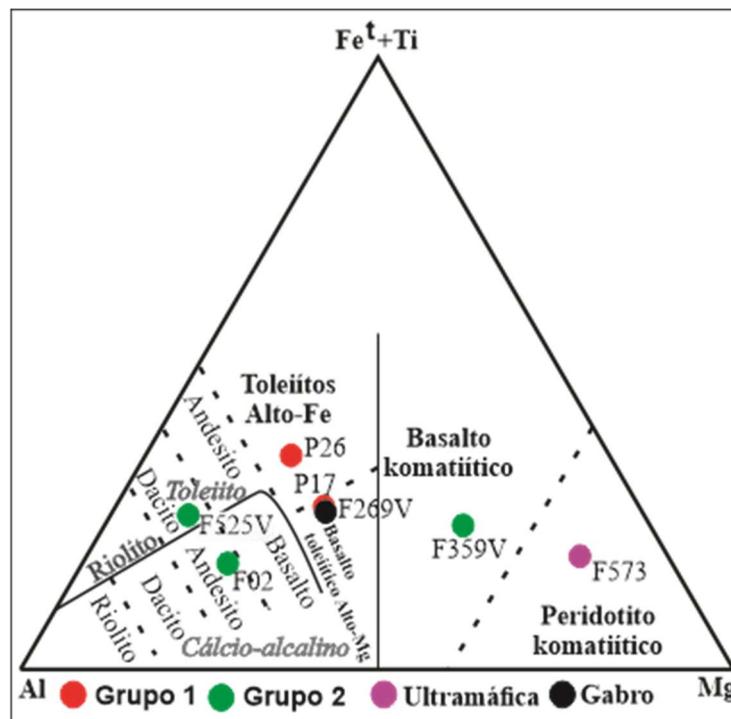


Figura 23 - Diagrama geoquímico de Jansen (1976) modificado por Rickwood (1989) em Rollinson (1993) para rochas máficas e ultramáficas da área Volta Grande.

O diagrama discriminante de Pearce & Norry (1979) ($Zr-Zr/Y$) (Figura 24A) para as rochas metavulcânicas do grupo 1 sugere um ambiente geotectônico de basalto de arco de ilha

(IOB) e basalto de cadeia mesoceânica (MORB), assim como para as rochas as gabróicas. Para as rochas do grupo 2 é indicado um ambiente geotectônico próximo ao de basalto de cadeia mesoceânica enriquecido (E-MORB) + intraplaca.

O diagrama de Pearce & Cann (1973) (Sr/2-Zr-Ti/100) (Figura 24B) sugere que as rochas metavulcânicas do grupo 1 e o gabro estão em um ambiente de MORB, enquanto o grupo 2 sugerem um ambiente de basaltos calco-alcalinos de arco continental.

O diagrama discriminante de Cabanis & Lecolle (1989) (Nb/8-La/10-Y/15) (Figura 24C) sugere que as rochas metavulcânicas do grupo 1 e o gabro são rochas toleíticas relacionadas a arcos vulcânicos de N-MORB, enquanto as do grupo 2 estão relacionadas a arcos vulcânicos calco-alcalinos em margens continentais ativas de domínio compressional.

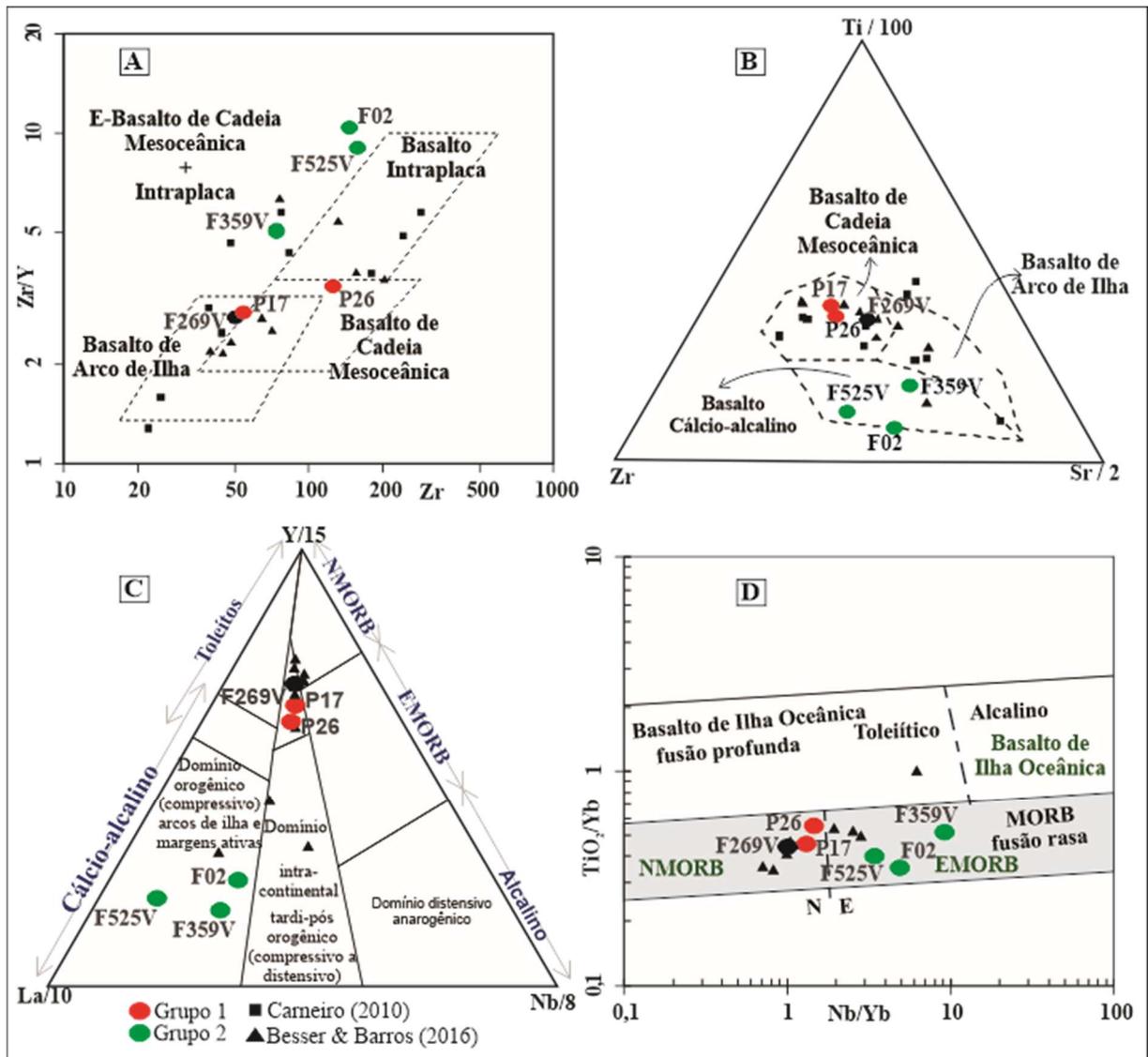


Figura 24 - Diagramas geoquímicos discriminantes: A) Pearce & Norry (1979), B) Pearce & Cann (1973), C) Cabanis & Lecolle (1989) e D) Pearce (2008) para as rochas do Grupo Três Palmeiras e gabro. As legendas são as mesmas para todos os diagramas. Legenda: basalto de cadeia mesoceânica enriquecido - E-MORB, basalto de cadeia mesoceânica normal - N-MORB.

O diagrama discriminante de Pearce (2008) ($\text{Nb/Yb-TiO}_2/\text{Yb}$) (Figura 24D) sugere que as rochas do grupo 1 e o gabro são rochas metavulcânicas de N-MORB relacionadas a arcos oceânicos gerados por magmas em ambiente raso, enquanto o grupo 2 são rochas metavulcânicas de E-MORB relacionadas a um ambiente de sobreposição de arco continental/oceânico, gerado em ambiente também raso.

4.2 GEOQUÍMICA DO METATONALITO RIO BACAJÁ

As rochas do MTRB foram identificadas no furo de sondagem regional F04, situado nas proximidades das margens do rio Bacajaí, na região conhecida como "Machado" (Figura 4).

As análises geoquímicas apresentadas na Tabela 5. Os cálculos normativos *CIPW* e o índice de $\text{Mg}^\#$ da amostra F04 indicam uma mineralogia compatível com rochas ácidas graníticas plutônicas. Além disso, de acordo com as classificações de discriminação geoquímica, a rocha é classificada como um granito magnesiano, peraluminoso e cálcico como mostrado, respectivamente nas Figuras 25A, 25B, 25C e 25D. De fato, o índice A/CNK (razão de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) é maior que 1 e o índice A/NK (razão de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) também é maior que 1. Adicionalmente, segundo essas classificações, a rocha pertence à série cálcio-alcalina e conforme a norma *CIPW* (Ab-An-Or) possui características trondhjemiticas.

Os ETR presentes nas rochas do MTRB exibem somatório de 98,97 ppm. O diagrama multielementos normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) revela características de enriquecimento em LILE e HFSE em relação aos ETRP, com a presença de anomalias negativas de Nb, P e Ti, como representado na Figura 25E.

As relações de ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995) mostram uma anomalia de Eu negativa de 0,74, sugerindo uma depleção de Eu nos granitoides. Nota-se ainda, uma alta relação $(\text{La/Lu})_N$ de 15,6, indicando uma forte tendência para o enriquecimento relativo de (La) em comparação ao (Lu). A relação $(\text{La/Sm})_N$ é alta de 7,74, e a relação $(\text{Ga/Lu})_N$ é baixa de 1,52. Além disso, as curvas de ETRL exibem uma inclinação pronunciada, enquanto as curvas de ETRP são subhorizontais, características típicas de granitos de arco magmático (Figura 25F). Essas observações sugerem uma assinatura geoquímica consistente com a formação desses granitoides em um ambiente de arco magmático.

No diagrama de discriminação tectônica de granitos proposto por Pearce *et al.* (1984), a amostra F04 se enquadra na área correspondente aos "granitos de arcos vulcânicos" (Figura 25G). Esses ambientes são frequentemente relacionados a processos de subducção de placas tectônicas e atividade vulcânica.

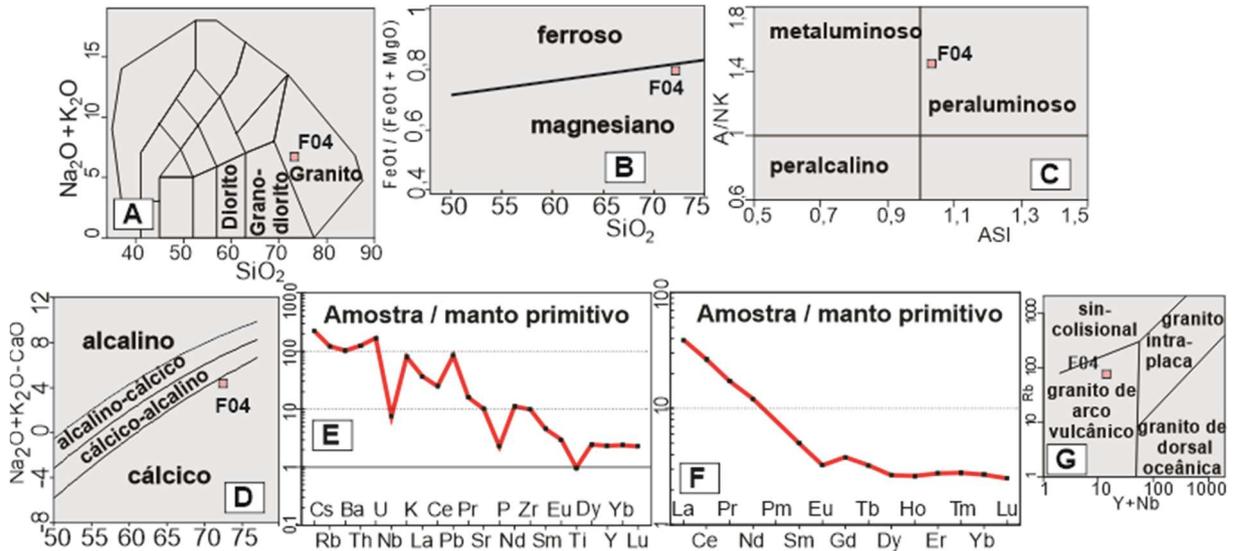


Figura 25 – Diagramas de classificação, discriminação geoquímica e geotectônica do granito do MTRB (Amostra F04). A) *TAS* Middlemost (1994); B), C) e D) Diagramas de Frost *et al.* (2001); E) Diagrama multielementos de Sun & McDonough (1989); F) Diagrama de ETR de McDonough & Sun (1995) ambos normalizados pelo Manto Primitivo e; G) Diagrama Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984).

4.3 GEOQUÍMICA DO ARCO MAGMÁTICO BACAJÁ

O estudo geoquímico do arco magmático Bacajá, na área da Volta Grande (Tabela 1), engloba dois tipos de granitoides: o primeiro é pré-sintectônico, pertencente à Suíte Intrusiva Oca; e o segundo é sin a tardi-tectônico, associado ao Complexo Bacajá e à Suíte Intrusiva Arapari, como veremos a seguir.

4.3.1 Geoquímica da Suíte Intrusiva Oca

Foram realizadas análises geoquímicas em 16 amostras dos granitoides pré-colisionais da Suíte Intrusiva Oca, envolvendo elementos maiores, menores, traço, incluindo ETR. Os resultados analíticos, juntamente com os cálculos normativos *CIPW*, estão apresentados na Tabela 6.

É importante observar que o teor de *LOI* (perda ao fogo) é relativamente baixo em ambas as categorias de amostras, variando de 0,03% a 2,40%. Isso sugere que as amostras foram selecionadas com o mínimo possível de alteração hidrotermal e fora das zonas de cisalhamento, o que é crucial para manter a integridade dos dados geoquímicos e garantir interpretações precisas sobre a composição e evolução dessas rochas ácidas.

Os teores de SiO₂ abrangem desde rochas intermediárias até ácidas, conforme demonstrado no diagrama *R1-R2* de De la Roche *et al.* (1980) (Figura 26A). Além disso, a classificação das rochas no diagrama *TAS* de Middlemost (1994) também indica uma variedade de composições (Figura 26B).

As amostras de rochas intermediárias (F269, MV125A, F06, F01 e F106) exibem uma diversidade de composições no diagrama $R1-R2$, sendo classificadas como sienodiorito, tonalito, monzonito e gabro-diorito. No diagrama TAS , essas mesmas amostras são categorizadas como monzonito, quartzo monzonito, diorito gabróico e diorito.

Os teores de SiO_2 variam entre 55,2% e 62,8%, indicando uma faixa de composições desde rochas intermediárias até rochas ácidas. Os valores de TiO_2 variam de 0,46% a 0,56%, enquanto Al_2O_3 varia de 13,6% a 16,6%. Os teores de $Fe_2O_3^t$ variam de 4,52% a 8,16%, MgO de 3,24% a 6,18%, CaO de 3,79% a 8,96%, Na_2O de 1,58% a 5,06%, K_2O de 0,98% a 4,44% e P_2O_5 de 0,09% a 0,22%.

As amostras de rochas ácidas (F23, AV171, AV154, F160, JL76, MV127A, AV153, AV168, JL77, AV27 e AV25) estão predominantemente concentradas nos campos dos granodioritos e granitos, com destaque para a presença de monzogranitos e uma amostra de sienogranito (F160).

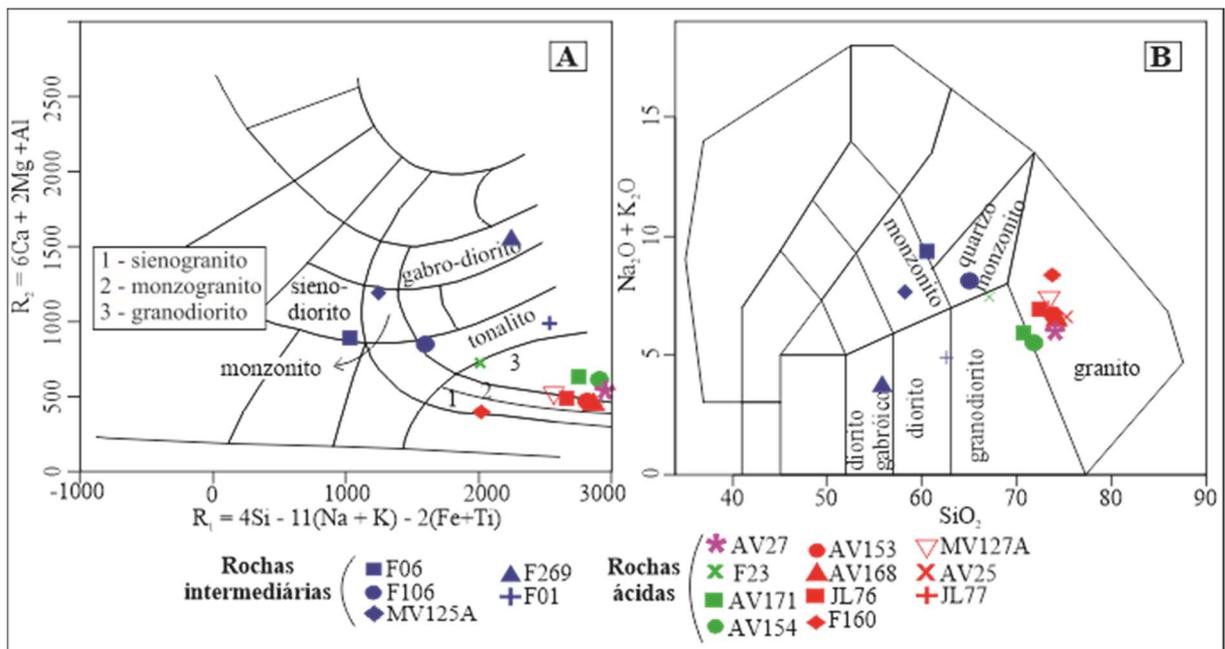


Figura 26 – A) Diagrama $R1-R2$ modificado de De la Roche *et al.* (1980) de classificação química de rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. B) Diagrama TAS de classificação de rochas ígneas plutônicas de Middlemost (1994). Legenda para os dois gráficos.

Em termos gerais, a análise dos elementos-traço das amostras revela o seguinte comportamento: a) concentrações relativamente baixas de Nb, variando de 9,50 ppm a 23,2 ppm; b) concentrações variáveis de Rb, com valores entre 31 ppm e 196 ppm; c) concentrações moderadas de Y, variando de 4,4 ppm a 15,6 ppm; de Zr, com valores variando de 92 ppm a 272 ppm; e também moderadas de Ga, variando de 12,2 ppm a 21,2 ppm; d) concentrações moderadas a altas de Ba, com valores variando de 211 ppm a 777 ppm, e de Sr, variando de 30

ppm a 528 ppm. É importante notar que as rochas intermediárias tem uma tendência a apresentar teores mais elevados de elementos-traço, como 528 ppm de Sr e 15,6 ppm de Y.

A somatória dos ETR é relativamente baixa, variando de 61,9 a 134 ppm. O fracionamento dos ETRL em relação aos pesados, expresso como $(La/Lu)_N$, é alto, variando de 6,4 a 34,2. Esse alto valor indica uma clara tendência de enriquecimento relativo de ETRL em relação aos ETRP. A variação dos ETRL $(La/Sm)_N$ é moderada, variando de 3,1 a 7,9. Isso sugere uma distribuição moderada dos ETRL nas amostras. A variação dos ETRP $(Gd/Lu)_N$ é baixa, variando de 1,5 a 2,7, que indica uma concentração relativamente uniforme dos ETRP nas amostras.

A anomalia de europio (Eu/Eu^*) é negativa a levemente positiva, variando de 0,65 a 1,06.

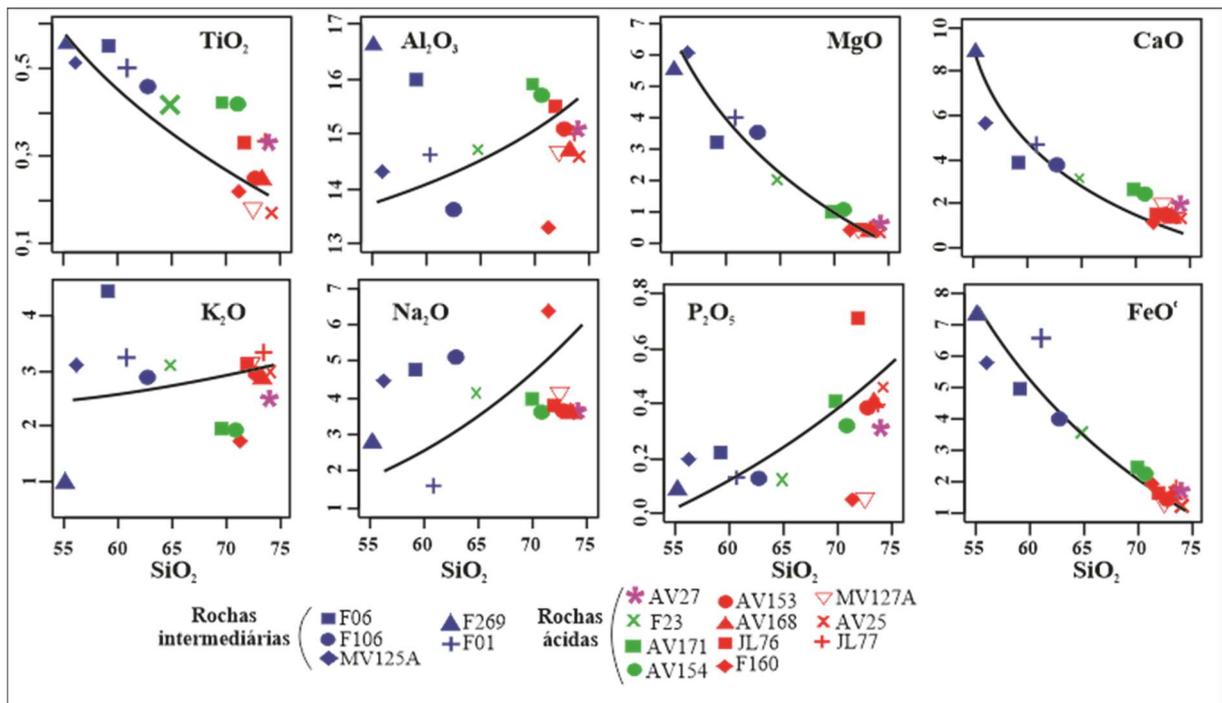


Figura 27 – Diagrama Harker de variação de % óxidos maiores *versus* % sílica dos corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca, conforme análises químicas da Tabela 6. Legenda para todos os gráficos.

Os elementos normativos *CIPW* indicam uma composição que reflete a riqueza em teores de quartzo, plagioclásio ($Ab \gg An$) e ortoclásio normativos, com pobreza em minerais máficos normativos ($< 5,0\%$). Essa composição é característica de rochas granodioríticas e graníticas, com exceção da rocha diorito gabro (F269), que é classificada como máfica.

Com base na análise abrangente de dados apresentados na Tabela 6, observamos padrões distintos nos diagramas Harker para elementos maiores dos óxidos em relação à sílica, conforme ilustrado na Figura 27. Nesses diagramas, observa-se uma tendência geral negativa nas concentrações de TiO_2 , MgO , CaO e FeO^t , que diminuem à medida que a concentração de

SiO₂ aumenta. Por outro lado, nota-se uma tendência positiva nas concentrações de Al₂O₃, K₂O, Na₂O e P₂O₅, que aumentam à medida que a concentração de SiO₂ se eleva.

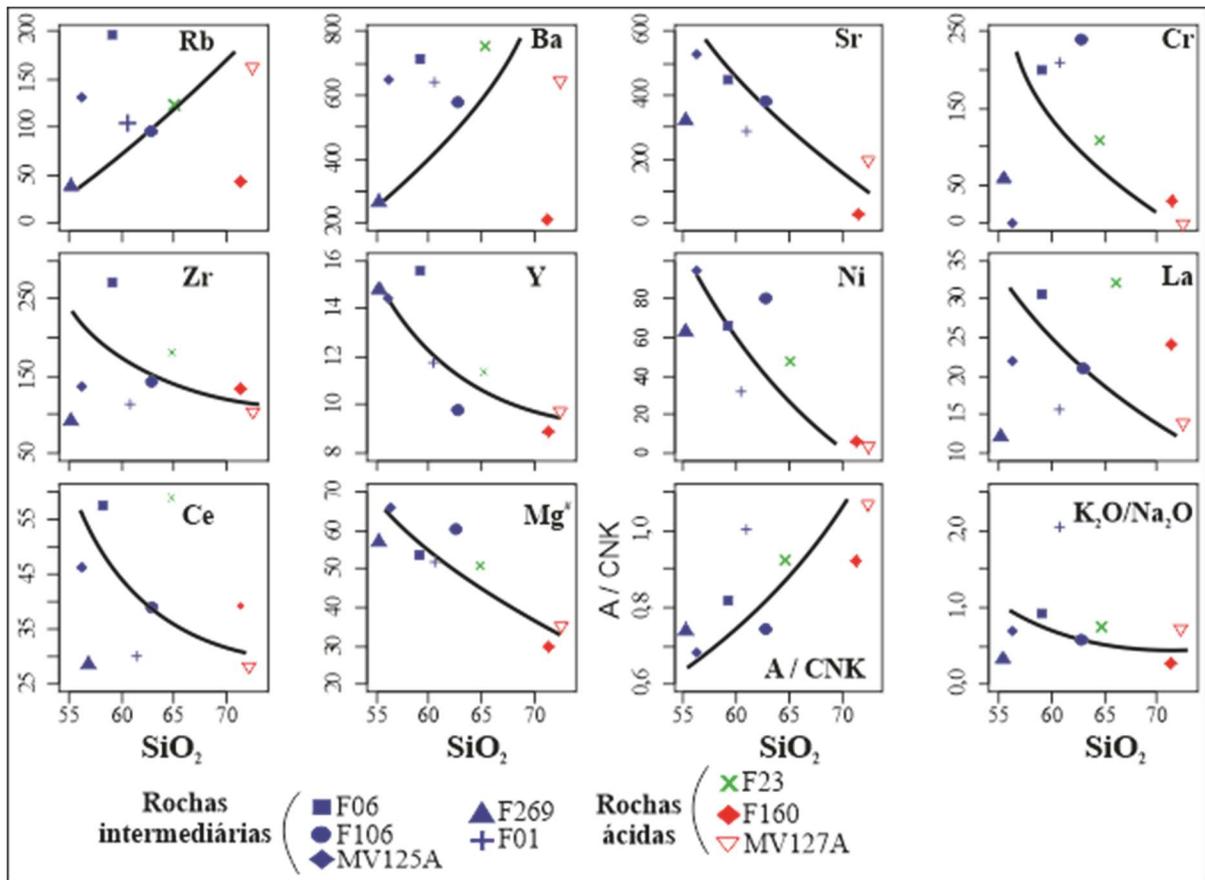


Figura 28 – Diagrama Harker de variação em ppm de elementos menores, traço, índices de Mg[#], A/CNK e K₂O/Na₂O *versus* % sílica dos corpos granitoides da Suíte Intrusiva Oca conforme análises químicas da Tabela 6. Legenda para todos os gráficos.

Da mesma forma, considerando as análises apresentadas na Tabela 6 e os diagramas Harker para elementos menores em relação à sílica (Figura 28), nota-se que as tendências gerais são mais dispersas. No entanto, destacam-se as seguintes tendências: o Rb, Ba e o índice A/CNK [= % molecular Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)] aumentam à medida que a concentração de sílica aumenta, enquanto o Sr, Cr, Zr, Y, Ni, La, Ce, Mg[#] e a relação K₂O/Na₂O diminuem com o aumento da concentração de SiO₂.

No diagrama de AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 29A), os litotipos são classificados como rochas de afinidade da série cálcio-alcálica, onde os pontos indicam menores % Fe₂O₃^t em relação aos outros dois componentes. O fracionamento encurva para valores inferiores a 50% de Fe₂O₃^t, diferenciando as rochas intermediárias (monzonito, diorito gabro e diorito), seguido das rochas saturadas em SiO₂ (granodiorito e monzogranito). Já o diagrama de Miyashiro (1974) (Figura 29B), também mostra que as rochas analisadas pertencem à série cálcio-alcálica.

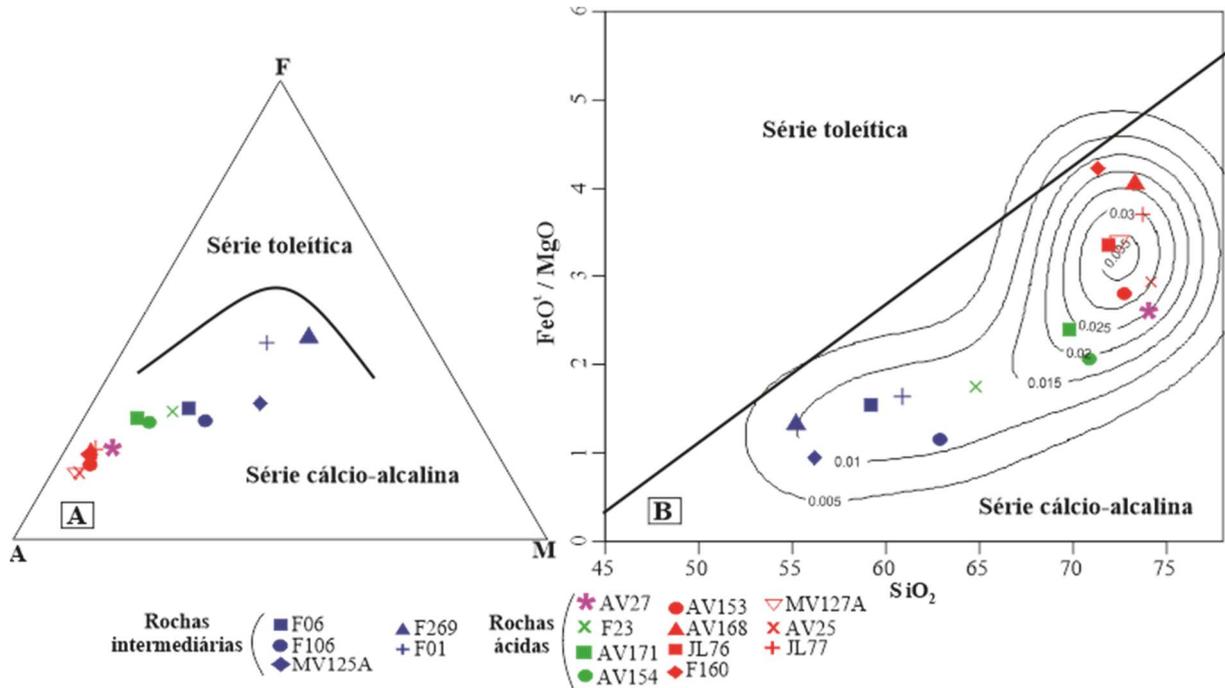


Figura 29 – A) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. B) Diagrama de Miyashiro (1974) com curvas de isoconcentração. Dados referentes as análises químicas das amostras conforme Tabela 6. Legenda para os dois gráficos.

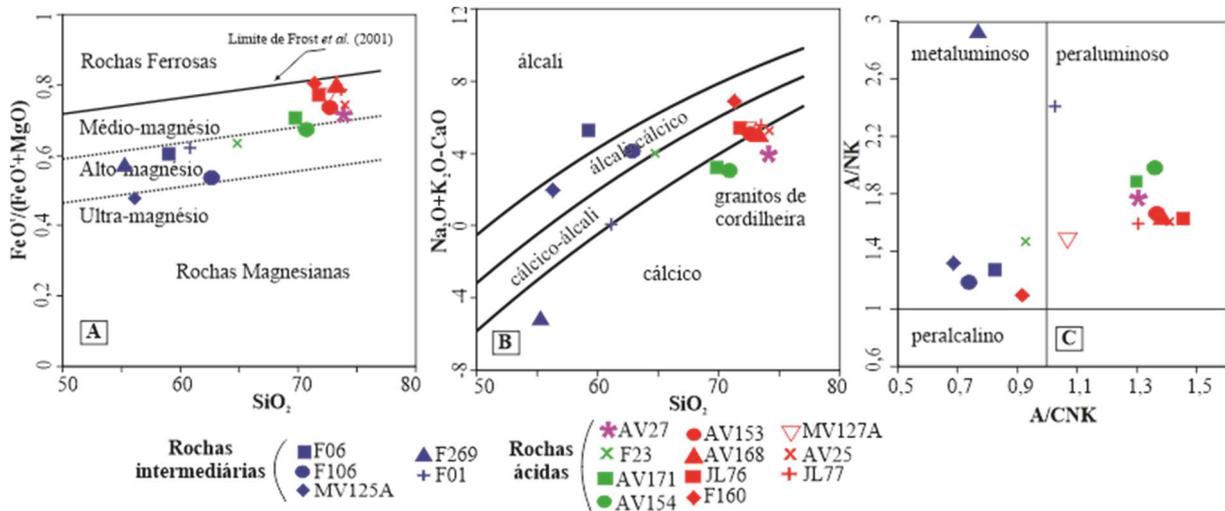


Figura 30 – Diagramas de Frost *et al.* (2001) para as amostras de rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. A) Diagrama Fe^* modificado por Terentiev & Santosh (2018); B) Diagrama *MALI*, e C) Diagrama *ASI*. FeO^t calculado como Fe_2O_3 . Dados das análises químicas conforme Tabela 6. Legenda para os três gráficos.

Nos diagramas de discriminação de Frost *et al.* (2001), o diagrama Fe^* (Índice de Ferro) $[(FeO^t/(FeO^t+MgO))] versus SiO_2(\%)$, modificado por Terentiev & Santosh (2018), as amostras se comportam desde ultramagnesianos até o campo médio magnésiano (Figura 30A), predominantemente no campo dos granitos de cordilheira. Destaca-se a amostra de monzonito (MV125A), que apresenta valores mais baixos de Fe^* em relação ao granodiorito e monzogranito. No diagrama *MALI* (*Modified alkali-lime index*) $(Na_2O+K_2O-CaO) versus SiO_2(\%)$ as rochas graníticas ácidas (granodiorito, monzogranito e sienogranitos) são cálcico a

cálcico-álcali e apresentam-se como granitos de cordilheira (Figura 30B); já as amostras de rochas intermedirárias plotam no campo de cálcico até álcali. O diagrama *ASI* (*Aluminum Saturation Index*) [$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO - 3,33P_2O_5)$] versus SiO_2 (%) (Figura 30C), mostra que as rochas ácidas graníticas são peraluminosas, em relação às rochas intermediárias, que são de caráter metaluminoso. As amostras de diorito-gabro (F-269) e diortio (F01) apresentam as maiores razões A/NK.

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) (Figuras 31A e 31B) as rochas apresentam-se no campo dos granitos de arcos vulcânicos na relação Rb versus Y+Nb, e sincolisional + arco vulcânico, na relação Nb versus Y. As potenciais fontes da Suíte Intrusiva Oca, de acordo com o diagrama de Laurent *et al.* (2014) (Figura 31C), para os granitoides intermediários são: rochas máficas com alto-K e secundariamente rochas máficas com baixo-K; e para as rochas ácidas, a fonte estaria no campo das rochas tonalíticas. Não há, em ambos os grupos, nenhuma contribuição de metassedimentos.

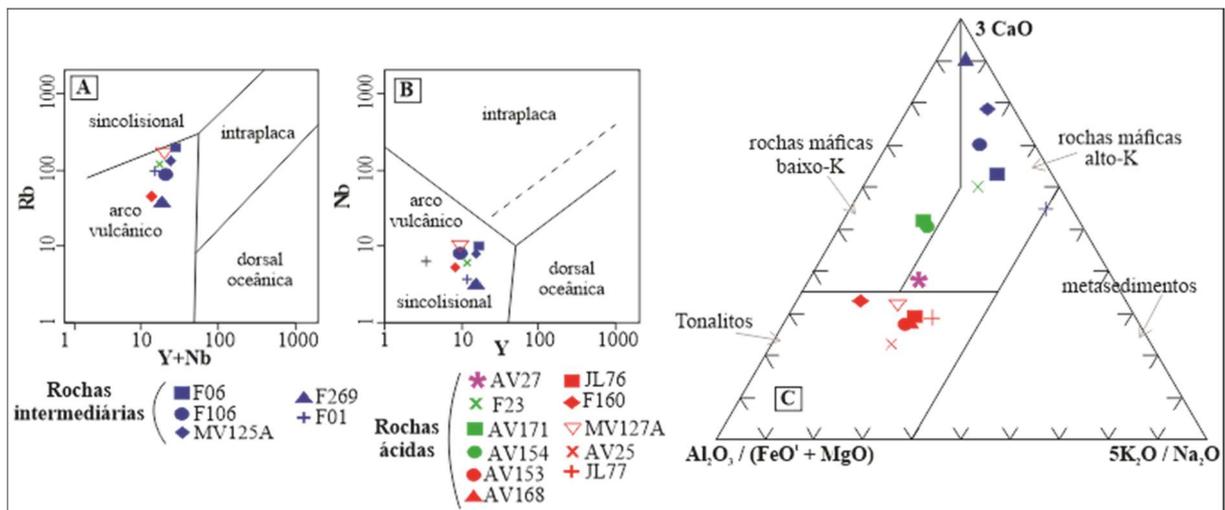


Figura 31 – Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. A) Diagrama Rb (ppm) versus Y+Nb (ppm). B) Nb versus Y (ppm). C) Diagrama de fonte magmática de Laurent *et al.* (2014). Legenda para os dois gráficos.

O padrão geral de distribuição multielementos normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) (Figura 32A), apresenta um enriquecimento em LILE e ETRL, e anomalias negativas de Ni, P e Ti, e redução em HFSE, típicos de granitos orogênicos de arcos vulcânicos.

O diagrama de ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995) (Figura 32B) mostra altas concentrações de ETRL em relação aos ETRP, resultando em um forte fracionamento magmático, evidenciado pela alta razão $(La/Lu)_N$ (Tabela 6). Os ETRL exibem padrões moderados a altos, criando um perfil inclinado à direita, enquanto os teores de ETRP são baixos, apresentam um padrão mais horizontal (Tabela 6).

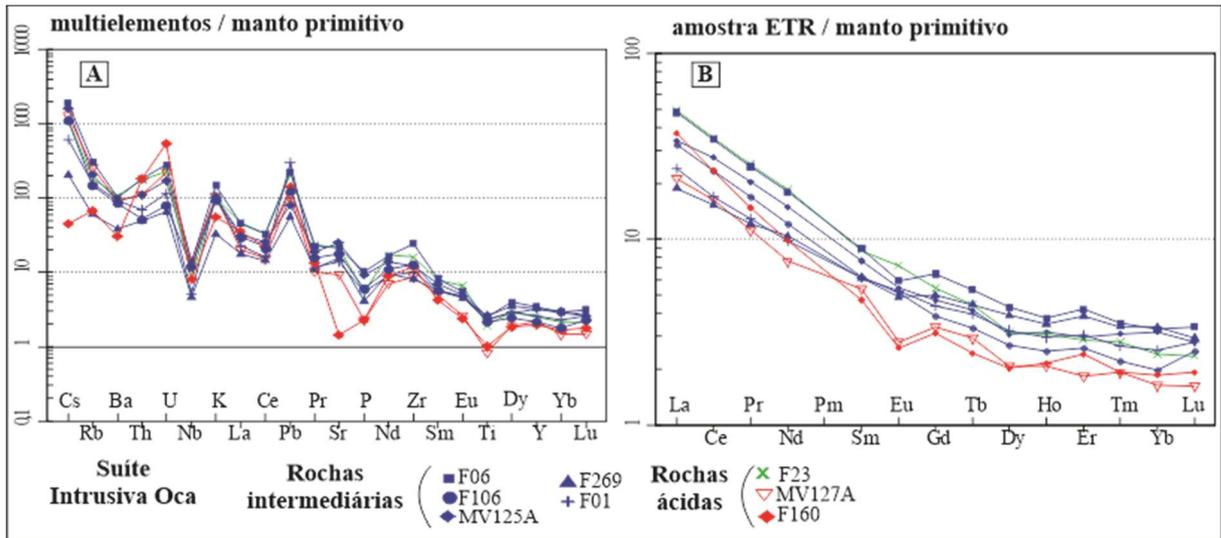


Figura 32 – Diagramas para rochas dos corpos da Suíte Intrusiva Oca. A) Diagrama *spiderdiagram* multielementos, normalização pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Diagrama ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Dados das análises químicas conforme Tabela 6. Legenda para os dois gráficos.

Não se observa anomalia significativa de Eu nas amostras intermediárias, mas nas amostras ácidas, como MV127A e F160, pode-se notar uma leve anomalia de Eu com tendência negativa, embora pouco acentuada.

4.3.2 Geoquímica dos granitoides do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari

Neste item, apresentam-se dados geoquímicos do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari, seus comportamentos geoquímicos e definição da tipologia dos corpos descritos petrograficamente, visando à interpretação de sua origem e fonte, bem como ao ambiente tectônico de formação, por meio dos diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), conforme os dados apresentados na Tabela 7.

Os dados analíticos dos granitoides mostram variação nos teores dos elementos químicos entre as amostras, refletindo a composição das rochas ígneas com comportamentos que variam nos teores de SiO₂, indo de rochas intermediárias a ácidas, conforme observado no diagrama *TAS* de Middlemost (1994) na Figura 33A. Assim, as quatro amostras (P25, P29, P12 e P16) do Complexo Bacajaí são classificadas geoquimicamente como granitos, enquanto as duas amostras (P10 e P07) da Suíte Intrusiva Arapari são classificadas como quartzo monzonito e granodiorito, respectivamente.

Tabela 6 - Análises químicas das rochas da Suíte Intrusiva Oca. Elementos maiores (% de óxidos), elementos menores, traço e ETR (ppm) e normativos *CIPW* (%).

(continua)

Amostra	F269	MV125A	F06	F01	F106	F23	AV171	AV154	F160	JL76	MV127A	AV153	AV168	JL77	AV27	AV25
Elementos maiores %																
SiO ₂	55,2	56,2	59,2	60,9	62,8	64,8	69,8	70,8	71,3	71,9	72,5	72,7	73,3	73,7	74,0	74,1
TiO ₂	0,56	0,51	0,55	0,50	0,46	0,42	0,42	0,42	0,22	0,33	0,18	0,25	0,25	0,33	0,33	0,17
Al ₂ O ₃	16,6	14,3	16,0	14,6	13,6	14,7	15,9	15,7	13,3	15,5	14,7	15,1	14,7	15,0	15,1	14,6
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,05	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	<0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃ ^T	8,16	6,42	5,54	7,42	4,52	3,98	6,00	5,20	2,16	1,86	1,47	3,28	3,33	3,70	4,36	2,82
MnO	0,13	0,11	0,09	0,21	0,08	0,06	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05
MgO	5,55	6,18	3,24	4,05	3,50	2,05	1,00	1,10	0,46	0,50	0,39	0,50	0,41	0,50	0,66	0,41
CaO	8,96	5,60	3,84	4,68	3,79	3,18	2,60	2,40	1,14	1,50	1,98	1,50	1,40	1,50	2,00	1,30
Na ₂ O	0,98	3,11	4,44	3,23	2,88	3,09	1,90	1,90	1,70	3,10	3,15	3,00	2,90	3,30	2,50	3,00
K ₂ O	2,80	4,50	4,77	1,58	5,06	4,14	3,90	3,60	6,38	3,80	4,13	3,60	3,60	3,60	3,60	3,60
P ₂ O ₅	0,09	0,20	0,22	0,12	0,13	0,12	0,41	0,32	0,05	0,71	0,05	0,38	0,41	0,40	0,31	0,46
H ₂ O	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
LOI	1,54	2,20	2,18	1,90	2,40	1,38	0,60	0,20	1,36	0,10	0,80	0,50	0,30	0,60	0,50	0,20
Total	100,6	99,5	100,1	99,2	99,3	98,0	102,7	101,8	98,1	99,4	99,4	100,9	100,7	102,8	103,5	100,8
Elementos-traços ppm																
Rb	38,0	131	196	100	95,0	118				43,0						162
Ba	268	651	701	652	580	743				211						647
Be	0,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00				0,00						2,00
Sr	328	528	450	292	380	445				30,1						197
Cs	1,62	12,9	15,0	4,90	8,88	8,80				0,36						10,2
Cr	60,0	0,00	200	210	240	110				30,0						0,00
Th	4,24	9,40	15,5	5,95	4,52	15,0				15,7						9,50

(continua)

Amostra	F269	MV125A	F06	F01	F106	F23	AV171	AV154	F160	JL76	MV127A	AV153	AV168	JL77	AV27	AV25
Nb	3,30	8,50	9,80	3,70	8,50	6,10			5,60		10,2					
Ga	17,5	16,2	20,3	17,4	17,3	21,2			12,2		21,0					
Zr	92,0	136	272	113	143	180			132		98,2					
Y	14,8	14,40	15,6	11,7	9,80	11,4			8,90		9,70					
Co	42,0	36,30	22,0	26,0	16,0	12,0			11,0		52,0					
Hf	2,50	3,60	6,30	3,00	3,20	4,40			3,70		3,60					
Sc	23,0	13,0	10,0	16,0	8,00	7,00			3,00		3,00					
Sn	1,00	2,00	3,00	3,00	3,00	2,00			2,00		6,00					
Ta	0,50	1,10	0,80	0,40	0,60	0,70			1,50		5,50					
U	1,36	3,60	5,90	2,43	1,68	4,83			11,3		4,60					
V	153	106	87,0	119	73,0	54,0			27,0		11,0					
W	51,0	112	49,0	27,0	210	14,0			32,0		463					
Mo	<1	1,30	5,00	2,00	10,0	1,00			1,00		0,20					
Cu	49,0	97,2	28,0	43,0	22,0	12,0			9,00		3,10					
Pb	4,00	5,80	16,0	21,0	9,00	15,0			10,0		7,60					
Zn	65,0	37,0	66,0	371	43,0	48,0			13,0		35,0					
Ni	62,0	95,3	64,0	33,0	80,0	47,0			6,00		2,20					
As	<5	101	35,0	413	276	16,0			5,00		0,80					
Cd	<0,5	0,10	<0,5	0,60	<0,5	<0,5			<0,5		<,1					
Sb	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00		<,1					
Bi	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00		0,70					
Ag	<0,5	0,20	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5			<0,5		0,10					
Au	0,00	36,9	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00		1,40					

(continua)

Amostra	F269	MV125A	F06	F01	F106	F23	AV171	AV154	F160	JL76	MV127A	AV153	AV168	JL77	AV27	AV25
Hg	0,00	<,01	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00		0,04					
Tl	<10	0,70	<10	<10	<10	<10			<10		0,40					
Se	0,00	<,5	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00		<,5					
<i>Elementos Terras Raras - ETR ppm</i>																
La	12,2	21,9	31,2	15,5	20,9	32,0			24,1		13,8					
Ce	25,7	46,3	57,9	28,4	39,0	59,0			39,2		27,5					
Pr	3,08	5,16	6,25	3,27	4,28	6,43			3,75		2,84					
Nd	13,0	18,6	22,4	12,3	15,1	23,2			12,3		9,50					
Sm	2,51	3,10	3,61	2,50	2,54	3,52			1,91		2,20					
Eu	0,75	0,84	0,92	0,81	0,79	1,11			0,40		0,43					
Gd	2,71	2,55	3,54	2,38	2,10	2,97			1,70		1,84					
Tb	0,44	0,41	0,53	0,39	0,33	0,44			0,24		0,29					
Dy	2,62	2,07	2,90	2,17	1,81	2,14			1,36		1,40					
Ho	0,52	0,47	0,56	0,44	0,37	0,46			0,32		0,31					
Er	1,69	1,30	1,84	1,33	1,14	1,26			1,05		0,80					
Tm	0,23	0,21	0,24	0,18	0,15	0,19			0,13		0,13					
Yb	1,48	1,40	1,44	1,12	0,87	1,06			0,82		0,72					
Lu	0,20	0,19	0,23	0,19	0,17	0,16			0,13		0,11					
ETR Total	67.1	105	134	71.0	89.6	134			87.4		61,9					
(La/Lu) _N	6,40	12,1	14,2	8,57	12,9	21,0			19,9		13,1					
(La/Sm) _N	3,05	4,43	5,41	3,88	5,16	5,70			7,91		3,93					
(Gd/Lu) _N	1,69	1,68	1,54	1,57	1,54	2,32			1,63		3,09					
Eu/Eu*	0.88	0.91	0.79	1.01	1.04	1.05			0.68		0.65					

(conclusão)

Amostra	F269	MV125A	F06	F01	F106	F23	AV171	AV154	F160	JL76	MV127A	AV153	AV168	JL77	AV27	AV25
Elementos normativos – CIPW %																
Quartzo	13,8	10,4	8,65	29,6	17,2	23,0	35,4	38,4	26,0	36,8	39,4	34,3	39,4	33,8	32,3	40,1
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	3,68	4,12	0,00	1,33	4,08	0,94	4,08	0,66	1,04	3,58
Ortoclásio	0,00	4,15	18,8	9,76	8,96	13,5	7,99	8,29	8,99	10,8	16,2	25,6	16,2	5,76	17,7	12,6
Albita	23,7	38,1	40,4	13,4	42,8	35,0	33,0	30,5	54,0	31,5	30,5	27,1	30,5	36,4	34,9	30,5
Anortita	29,9	9,72	9,13	22,4	5,97	12,5	10,2	9,82	2,66	14,0	4,27	7,98	4,27	16,0	9,50	7,90
Wolastonita	2,34	7,00	3,54	0,00	5,00	1,06	0,00	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Magnetita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,45	1,74	0,00	0,00	1,53	1,01	1,53	1,45	0,00	1,00
Ilmenita	0,28	0,24	0,19	0,45	0,17	0,13	0,80	0,80	0,04	0,06	0,48	0,63	0,48	0,80	0,06	0,63
Hematita	8,16	6,42	5,54	7,42	4,52	3,98	0,00	0,00	2,16	2,15	0,04	0,26	0,04	0,00	1,47	0,00
Apatita	0,21	0,47	0,52	0,28	0,31	0,28	0,97	0,76	0,12	0,17	0,97	0,17	0,97	0,33	0,12	0,73
Biotita	8,31	20,4	10,7	13,4	11,6	6,77	4,96	4,35	1,52	1,65	1,35	1,35	1,35	4,86	1,29	3,43
Hornblenda	12,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,67	96,8	97,4	97,0	96,5	96,2	98,5	98,7	96,7	98,5	98,8	99,4	98,8	100,0	98,4	100,4

Legenda: $(La/Yb)_N$ – Razão dos ETR normalizada pelo condrito; $(La/Sm)_N$ – Razão dos ETRL normalizada pelo condrito; $(Gd/Lu)_N$ - Razão dos ETRP normalizada pelo condrito; Eu/Eu^* - Anomalia de európio. As amostras SBG-CPRM/BE com iniciais MV são relativas as coletas e análises químicas realizadas em 2004 e as demais amostras com iniciais JL e AV são relativas à coleta e análises químicas SBG-CPRM/BE realizadas em 1987. Dados normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

Tabela 7 - Análises químicas das rochas do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari. Elementos maiores em % de óxidos, elementos menores, traço, incluindo ETR, em ppm, além de elementos normativos *CIPW* em %.
(continua)

Unidades	Suíte Intrusiva Arapari		Complexo Bacajá			
	Charnockito Cobra Choca		Granodiorito Paquiçamba			
	Rochas	<i>quartzo monzonito</i>	<i>granodiorito</i>	<i>granito</i>	<i>granito</i>	<i>granito</i>
Amostras	P10	P07	P25	P29	P12	P16
<i>Elementos maiores %</i>						
SiO ₂	62,8	67,3	70,0	70,9	71,2	71,9
TiO ₂	1,34	0,44	0,37	0,30	0,25	0,25
Al ₂ O ₃	15,0	15,2	15,4	14,9	13,9	14,6
Cr ₂ O ₃	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
Fe ₂ O ₃	6,39	4,26	3,24	2,66	2,73	2,93
MnO	0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	1,78	1,42	0,85	0,82	0,40	0,67
CaO	3,87	3,11	2,95	1,96	1,49	2,70
Na ₂ O	3,60	3,86	4,65	4,75	3,49	4,42
K ₂ O	4,01	3,24	1,56	3,14	4,92	1,76
P ₂ O ₅	0,61	0,17	0,10	0,09	0,06	0,08
BaO	0,24	0,14	0,03	0,11	0,12	0,05
SrO	0,08	0,06	0,03	0,06	0,02	0,02
SO ₃	0,24	0,05	<0,01	<0,01	0,05	<0,01
<i>LOI</i>	0,71	0,72	0,40	0,49	0,55	0,38
Total	101,0	99,99	99,65	100,3	99,26	99,77
<i>Elementos-traço ppm</i>						
Rb	112	126	201	65,3	158	133
Ba	278	961	1140	397	2080	1280
Sr	273	508	211	216	691	581
Cs	15,4	10,4	6,84	2,23	2,31	2,12
Cr	40,0	50,0	30,0	30,0	50,0	30,0
Th	11,7	12,0	22,9	3,29	21,2	14,1
Nb	6,40	5,30	8,90	5,30	25,6	7,90
Zr	191	148	237	138	686	132
Y	5,50	14,5	40,4	4,50	22,1	14,0
Co	7,00	7,00	10,0	12,0	14,0	16,0
Ga	22,8	21,7	19,2	19,4	22,9	20,0
Sc	4,00	4,00	3,00	3,00	8,00	8,00
Sn	3,00	2,00	7,00	2,00	4,00	2,00
Ta	0,80	0,60	2,30	0,70	2,20	0,90
U	2,38	2,84	3,18	0,61	3,17	1,81
V	32,0	33,0	18,0	25,0	87,0	64,0
W	1,00	1,00	1,00	1,00	3,00	1,00
Mo	10,0	7,00	25,0	5,00	20,0	4,00
Cu	12,0	23,0	28,0	5,00	27,0	25,0
Pb	54,0	46,0	45,0	48,0	104	75,0

(continua)

Zn	14,0	19,0	5,00	10,0	13,0	12,0
Ni	112	126	201	65,3	158	133
Hf	4,7	3,5	6,0	4,0	13,6	3,60
W	6,00	10,0	44,0	48,0	9,00	56,0
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<5	5,00	<5	<5	6,00	10,0
Cd	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Li	110	40,0	50,0	30,0	30,0	30,0
Tl	<10	<10	<10	<10	10,0	<10

Elementos Terras Raras - ETR ppm

La	25,9	44,2	63,3	14,1	123	37,8
Ce	44,1	70,4	119	27,8	252	67,6
Pr	4,22	7,88	12,6	3,19	28,5	7,70
Nd	14,3	27,1	42,9	12,2	103	29,1
Sm	2,35	3,96	7,24	2,16	14,0	4,97
Eu	0,63	0,97	0,93	0,65	2,89	1,00
Gd	2,01	3,34	7,50	1,67	8,71	3,66
Tb	0,23	0,46	1,30	0,25	1,04	0,51
Dy	0,98	2,26	7,42	0,95	4,60	2,54
Ho	0,19	0,45	1,43	0,17	0,78	0,50
Er	0,55	1,30	4,01	0,45	1,88	1,40

Elementos maiores %

Tm	0,07	0,17	0,57	0,06	0,29	0,18
Yb	0,33	0,80	3,24	0,23	1,72	0,99
Lu	0,05	0,13	0,44	0,05	0,27	0,15
ETR Total	542	158	95,9	163	272	639
Mg [#]	22	25	21	24	13	19
(La/Sm) _N	5,48	4,77	6,91	6,99	5,48	4,09
(Gd/Lu) _N	4,03	3,05	4,99	3,21	2,13	4,15
(La/Lu) _N	47,6	26,4	54,0	35,7	15,1	29,4
Eu _N /Eu*	0,80	0,72	0,88	0,81	0,39	1,04

Minerais normativos – CIPW %

Quartzo	17,8	24,1	29,7	26,1	28,5	32,9
Coríndon	0,00	0,05	0,97	0,38	0,23	0,67
Ortoclásio	23,7	19,1	9,22	18,6	29,1	10,4
Albita	30,5	32,7	39,3	40,2	29,5	37,4
Anortita	13,0	14,3	14,0	9,14	7,00	12,9
Hiperstênio	4,43	3,54	2,12	2,04	1,00	1,67
Ilmenita	0,17	0,15	0,11	0,11	0,11	0,11
Hematita	6,39	4,26	3,24	2,66	2,73	2,93
Titanita	1,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rutilo	0,61	0,36	0,31	0,24	0,19	0,19
Apatita	1,45	0,40	0,24	0,21	0,14	0,19

(conclusão)

Unidades	Suíte Intrusiva Arapari		Complexo Bacajaí			
	Charnockito Cobra Choca		Granodiorito Paquiçamba			
Rochas	quartzo monzonito	granodiorito	granito	granito	granito	granito
Amostras	P10	P07	P25	P29	P12	P16
Total	99,6	99,0	99,2	99,6	98,5	99,3

Legenda: $Mg^{\#}$ - Índice de Magnésio; $\sum ETR$ - Soma dos ETR; $(La/Yb)_N$ - razão normalizada de ETR; $(La/Sm)_N$ - razão dos ETRL; $(Gd/Lu)_N$ - razão dos ETRP; Eu^* - Média aritmética de európio = $Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$; Eu_N / Eu^* - Anomalia de európio. A normalização dos ETRs é feita com base Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

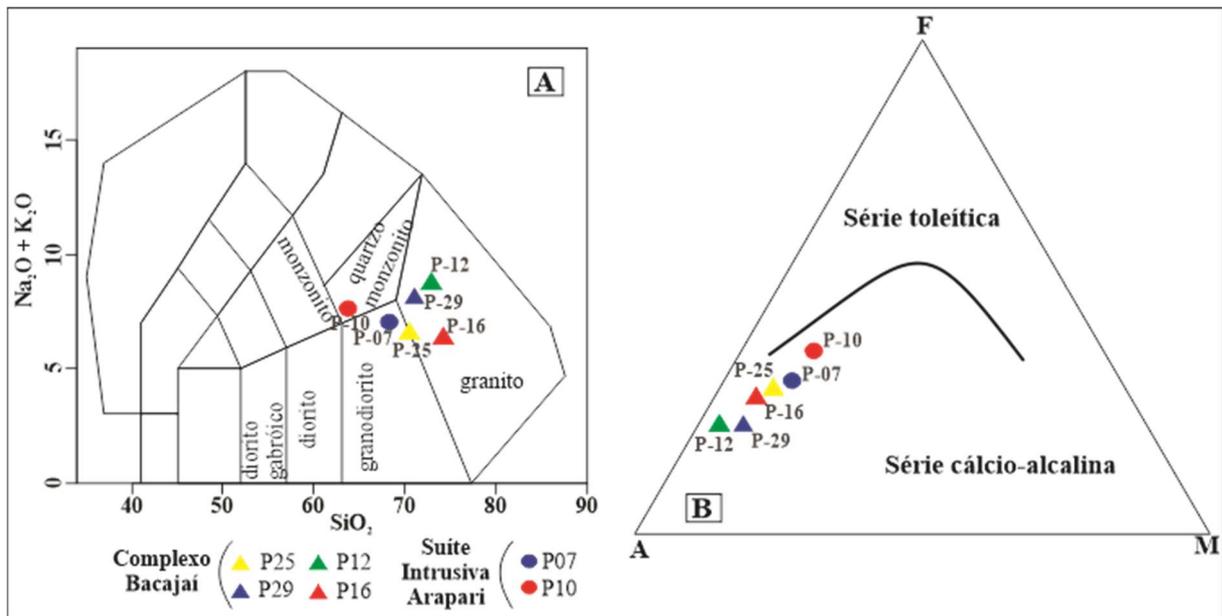


Figura 33 – Diagramas de classificação geoquímica dos corpos do Complexo Bacajaí da Suíte Intrusiva Arapari. A) Diagrama *TAS* de classificação de rochas ígneas plutônicas de Middlemost (1994). B) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Dados referentes às análises químicas das amostras conforme Tabela 7. Legenda para os dois gráficos.

No diagrama de AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 33B), todas as amostras dos granitoides sin a tardi-colisionais são classificadas como rochas de afinidade do *trend* da série cálcio-alcalino.

As amostras do Complexo Bacajaí são incluídas petrograficamente ao corpo informal Granodiorito Paquiçamba. Nas amostras P25, P29, P12 e P16 tem-se teores variáveis de SiO_2 de 70,0% a 71,9%, TiO_2 de 0,25% a 0,37%, Al_2O_3 de 13,9% a 15,4%, $Fe_2O_3^T$ de 2,66% a 3,24%, MgO de 0,40% a 0,85%, CaO de 1,49% a 2,95%, Na_2O de 3,49% a 4,75%, K_2O de 1,56% a 4,92% e P_2O_5 de 0,06% a 0,10%. O *LOI* é relativamente baixo e varia de 0,38% a 0,55% (Tabela 7).

No geral, o comportamento de elementos-traço analisados (Tabela 7) é marcado por baixas concentrações de Nb, de 5,30 ppm a 25,6 ppm, Rb de 65,3 ppm a 201 ppm e Y de 4,5

ppm a 40,4 ppm, por moderados valores de Zr de 132 ppm a 686 ppm e Ga de 19,2 ppm a 22,9 ppm, e altas concentrações de Ba, de 397 ppm a 2080 ppm e Sr de 211 ppm a 691 ppm.

A somatória dos ETR é baixa e varia de 63,9 a 272 ppm. O fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP $(La/Lu)_N$ é alto e varia de 15,1 a 54,0. Os ETRL $(La/Sm)_N$ variam moderadamente de 4,1 a 7,0. Os teores de ETRP $(Gd/Lu)_N$ são baixos e variam de 2,1 a 5,0. A anomalia de europio (Eu/Eu^*) é negativa a levemente positiva que varia de 0,39 a 1,04 (Tabela 7).

As amostras P10 e P07, pertencem ao corpo Charnockítico Cobra Choca da Suíte Intrusiva Arapari. Entre as amostras tem-se teores variáveis de SiO_2 de 62,8% a 67,3%, TiO_2 de 0,44% a 1,34%, Al_2O_3 de 15,0% a 15,2%, $Fe_2O_3^T$ de 4,26% a 6,39%, MgO de 1,42% a 1,78%, CaO de 3,11% a 3,87%, Na_2O de 3,60% a 6,86%, K_2O de 3,24% a 4,01% e P_2O_5 de 0,17% a 0,61%. O *LOI* é relativamente baixo e varia de 0,71% a 0,72%.

Em geral, o comportamento de elementos-traço é marcado por baixas concentrações de Nb, de 5,30 ppm a 23,2 ppm, Rb de 112 ppm a 126 ppm e Y de 5,5 ppm a 14,5 ppm, por moderados valores de Zr de 148 ppm a 191 ppm e Ga de 21,7 ppm a 22,8 ppm, e moderadas a altas concentrações de Ba de 278 ppm a 961 ppm e Sr de 273 ppm a 508 ppm.

A somatória dos ETR é baixa a moderada e varia de 158 a 542 ppm. O fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados $(La/Lu)_N$ é alto e varia de 26,4 a 47,6 ppm. A variação dos ETRL $(La/Sm)_N$ é moderada de 4,8 a 5,5. A variação dos ETRP $(Gd/Lu)_N$ é baixa e varia de 3,1 a 4,0. A anomalia de europio (Eu/Eu^*) é negativa e varia de 0,72 a 0,80.

Os minerais normativos *CIPW* refletem a riqueza em teores de quartzo, plagioclásio $(Ab \gg An)$ e ortoclásio normativos, e pobreza em minerais máficos normativos como hiperstênio e hematita, característicos de rochas graníticas (Tabela 7).

As análises da Tabela 7 foram avaliadas segundo os diagramas Harker para elementos maiores. A Figura 34A mostra uma diferença nos teores de SiO_2 , entre os dois conjuntos sin a tardi-tectônicos. Os teores de sílica das amostras do Complexo Bacajaí são maiores em relação aos teores de sílica da Suíte Intrusiva Arapari.

No geral, as amostras do Complexo Bacajaí apresentam teores Al_2O_3 , K_2O e Na_2O com um padrão disperso, e os teores de TiO_2 , MgO , CaO , FeO^t e P_2O_5 são menores que nas amostras da Suíte Intrusiva Arapari (Figura 34A).

As amostras da Suíte Intrusiva Arapari mostram um padrão decrescente para os óxidos de TiO_2 , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 e FeO^t em relação ao teor de sílica, enquanto que os teores de Al_2O_3 e Na_2O mostram com um padrão crescente (Figura 34A).

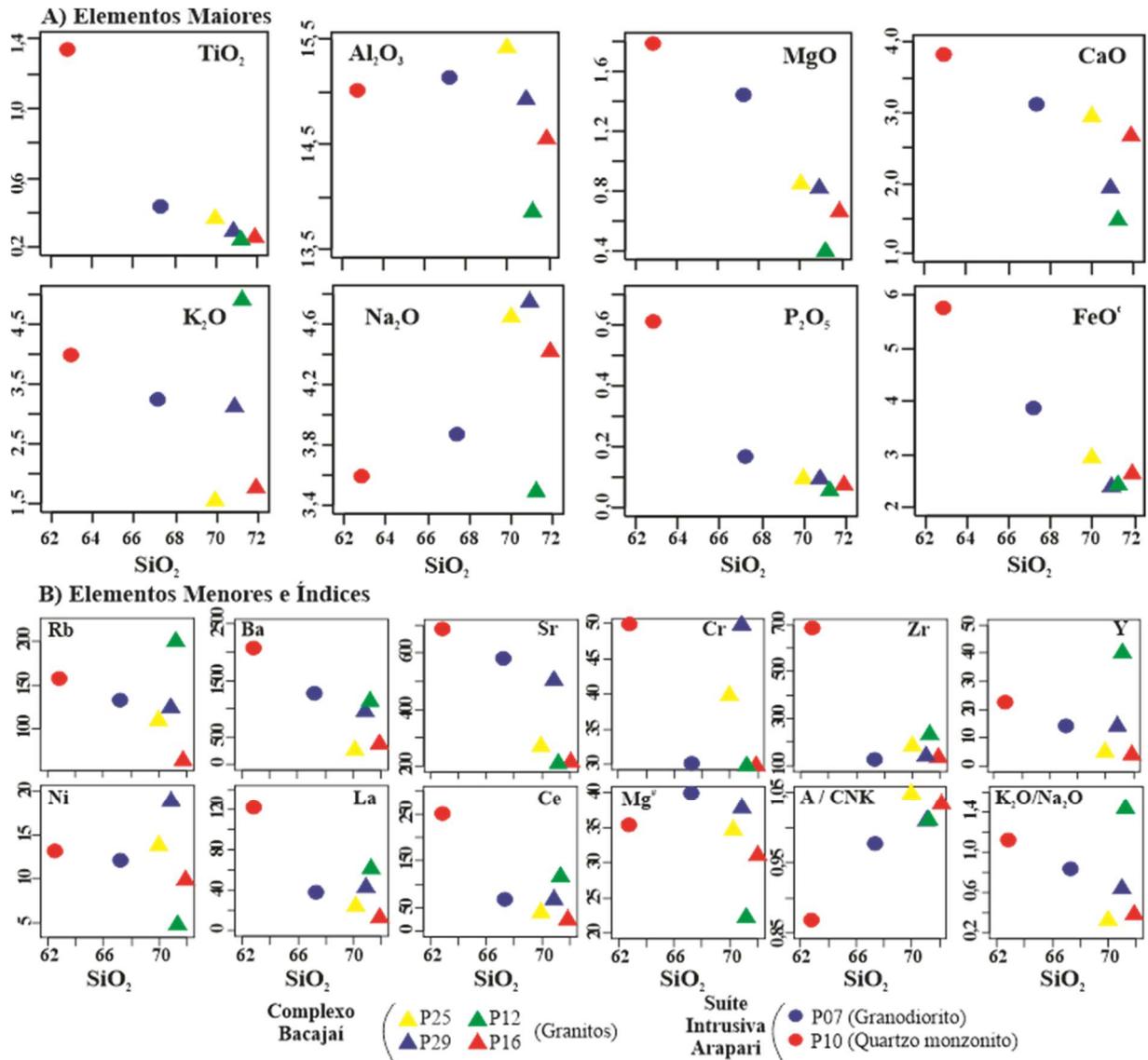


Figura 34 – Diagramas Harker dos corpos do Complexo Bacajai e Suíte Intrusiva Arapari, conforme análises químicas da Tabela 7. A) Variação de % óxidos maiores *versus* % sílica. B) Variação de % óxidos menores, traços, índice de $Mg^{\#}$, A/CNK e K_2O/Na_2O *versus* % sílica (SiO_2). Legenda para todos os gráficos.

Os diagramas Harker para elementos menores, traço e índices (Figura 34B) mostram uma variação de óxidos com a sílica SiO_2 dispersa. Porém, ocorre uma concentração fraca em relação aos teores de Ba, Zr, La e Ce nas amostras do Complexo Bacajai. No entanto, os teores de Rb, Ba, Sr, Cr, Zr, Y, Ni, La e Ce mostram uma concentração maior no quartzo monzonito (Amostra P07) em relação ao granodiorito (Amostra P10) da Suíte Intrusiva Arapari. Todas as amostras possuem $Mg^{\#}$ menor que 40, indicando que as amostras são essencialmente félsicas. A razão A/CNK está próxima de 1 para todas as amostras, exceto para a amostra de quartzo monzonito, que apresenta valor mais baixo de aproximadamente 0,85.

Nos diagramas de discriminação de Frost *et al.* (2001) (Figuras 35A, B e C), as amostras dos granitos do Complexo Bacajai, plotadas no diagrama Fe^* modificado por Terentiev &

Santosh (2018) são médio-magnesianas, mas uma única amostra de granito (P12) apresenta caráter ferroso. No diagrama *MALI* as amostras plotam nos campos que varia de cálcico a álcali-cálcico, sendo que as amostras P25 e P26 correspondem ao campo dos granitos de cordilheira. O diagrama *ASI*, mostra que as rochas sin a tardi-colisionais plotam no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso, contudo as rochas da Complexo Bacajaí são de caráter mais próximo a rochas peraluminosas.

Analisando os diagramas de discriminação de Frost *et al.* (2001), as amostras da Suíte Intrusiva Arapari, plotadas no diagrama Fe* modificado por Terentiev & Santosh (2018), são médio-magnesianas (Figura 35A). No diagrama *MALI* as amostras ocorrem entre os campos cálcio-álcali a álcali-cálcico (Figura 35B). No diagrama *ASI* (Figura 35C), as rochas sin a tardi-colisionais plotam no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso, contudo as rochas da Suíte Intrusiva Arapari são mais de caráter metaluminoso.

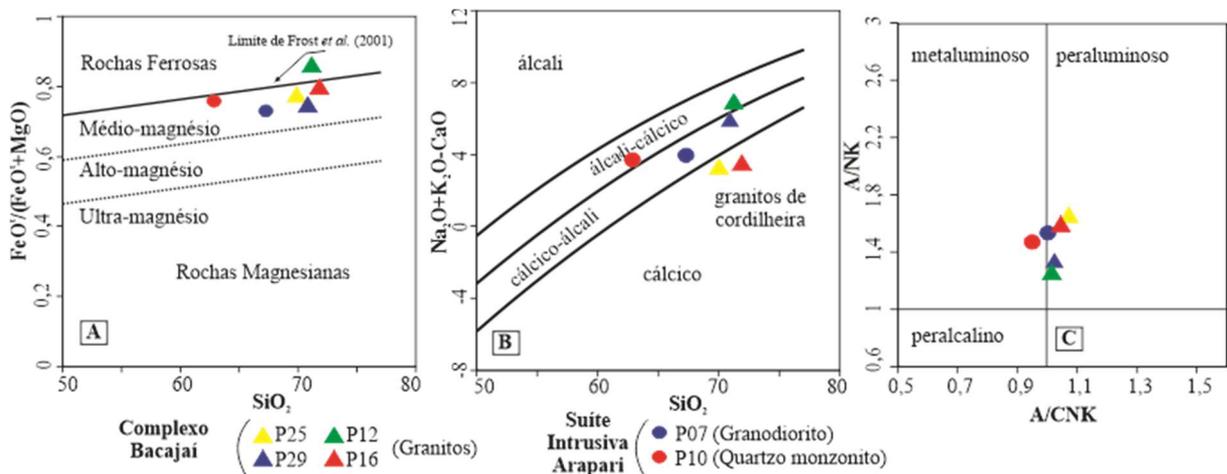


Figura 35 – Diagramas de discriminação geotectônica de rochas dos corpos do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari. A, B, C) Diagramas de Frost *et al.* (2001), respectivamente, diagrama Fe* modificado por Terentiev & Santosh (2018); diagrama *MALI*; e diagrama *ASI*. Dados das análises químicas conforme Tabela 7. Legenda para os três gráficos.

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) (Figuras 36A e 36B) as rochas sin a tardi-colisionais apresentam-se no campo dos granitos de arcos vulcânicos, na relação Rb *versus* Y+Nb, e na sincolisional + arco vulcânico, na relação Nb *versus* Y, exceto o quartzo monzonito (Amostra P10) da Suíte Intrusiva Arapari, que plota próximo ao limite de granitos intraplaca.

De acordo com os diagramas de Laurent *et al.* (2014) (Figura 36C), as potenciais fontes do Complexo Bacajaí são rochas máficas com baixo-K e alto-K com alguma contribuição de metassedimentos. Já as possíveis fontes da Suíte Intrusiva Arapari são rochas máficas com alto-K.

A Figura 37A apresenta o padrão geral de distribuição de multielementos normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). Nota-se um enriquecimento em LILE e ETRL, anomalias negativas significativas de Ni, P e Ti, e depletação em HFSE, típicos de granitos orogênicos de arcos vulcânicos. Os elementos HFSE do Complexo Bacajaí apresentam teores mais altos em relação às amostras da Suíte Intrusiva Arapari. Também nota-se uma anomalia positiva significativa de Pb em ambos os grupos de granitoides.

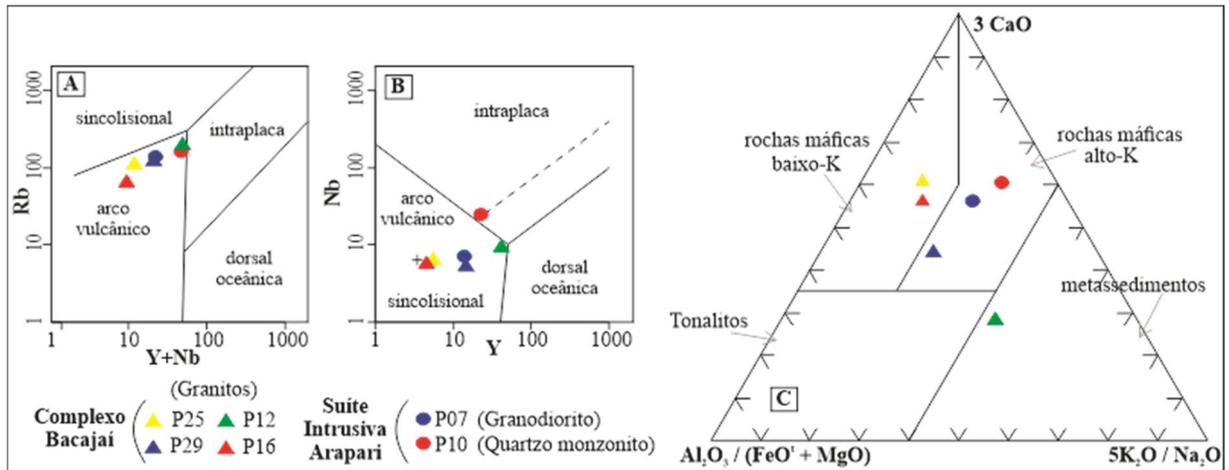


Figura 36 – Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de rochas dos corpos do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari. A) Diagrama Rb (ppm) versus Y+Nb (ppm); e B) Nb versus Y. C) Diagrama de fonte magmática de Laurent *et al.* (2014). Legenda para os três gráficos.

As amostras do Complexo Bacajaí, plotadas no diagrama de ETRs normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995) (Figura 37B), marcam maiores concentrações de ETRL em relação aos ETRP, o que sugere em um fracionamento magmático forte, traduzido pela razão $(La/Lu)_N$ (Tabela 7). Os padrões dos ETRL são moderados, gerando um padrão escarpado/inclinado para direita, e os teores de ETRP são baixos e apresentam um padrão subhorizontal. As anomalias de Eu são negativas a neutras. Porém, na amostra de granito P12 a anomalia de Eu é negativa e acentuada. Ademais, o granito (P12) apresenta o maior enriquecimento em ETRP entre os granitos do Complexo Bacajaí.

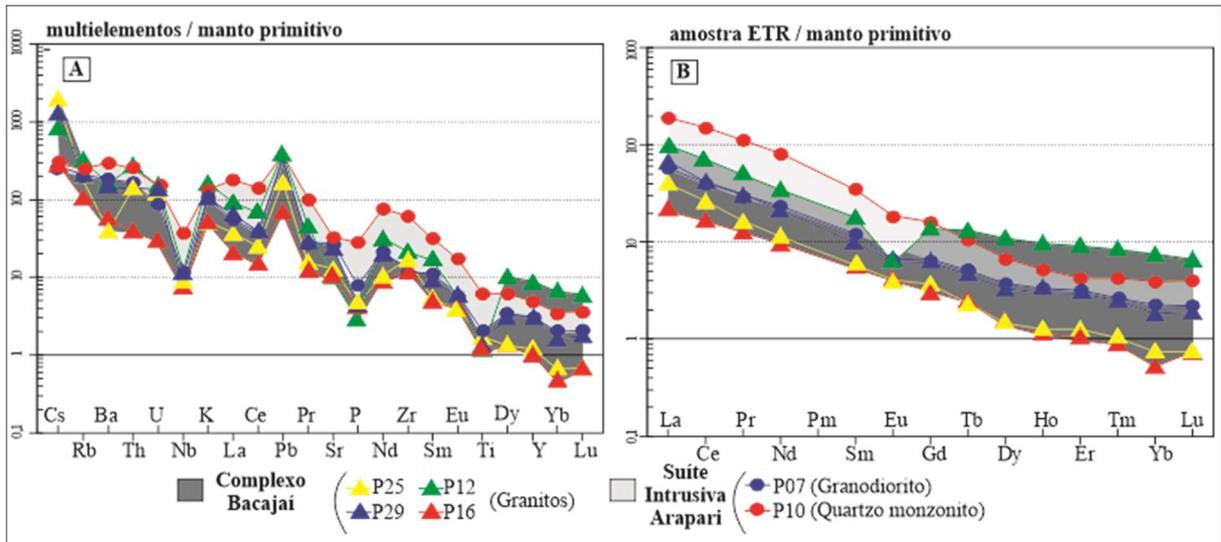


Figura 37 – Diagramas para rochas dos corpos do Complexo Bacajai e da Suíte Intrusiva Arapari (áreas hachuriadas). A) Diagrama *spiderdiagram* multielementos, normalização pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Diagrama ETR normalizado pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Dados das análises químicas conforme Tabela 7. Legenda para os dois gráficos.

As amostras da Suíte Intrusiva Arapari plotadas no diagrama de ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995) (Figura 36B), mostram que os ETRL possuem um fracionamento magmático alto em relação aos ETRP, traduzido pela razão $(La/Lu)_N$ (Tabela 7). O padrão dos ETRL são moderados, gerando um padrão inclinado para direita e os teores de ETRP são baixos e apresentam um padrão subhorizontal e a anomalia de Eu é negativa.

CAPÍTULO 5 GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Este capítulo apresenta os dados resultantes das análises de geocronologia U-Pb SHRIMP e ICP-LA-MS em cristais de zircão e ICP-LA-MS em cristais de titanita, geoquímica isotópica Lu-Hf *in situ* em zircão e Sm-Nd em rocha total das unidades do Domínio Bacajá, na área Volta Grande.

5.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb E Lu-Hf

Nesta seção, apresentamos os resultados isotópicos por meio de análises pontuais U-Pb, Lu-Hf em cristais de zircão e U-Pb em titanita previamente estudados em imagens de CL (Figuras 38, 39 e 40). As amostras foram coletadas em três unidades litoestratigráficas da região ocidental do Domínio Bacajá, sendo três amostras da Suíte Oca, uma amostra do Complexo Bacajá e uma amostra da Suíte Arapari. Os pontos selecionados para análise U-Pb foram escolhidos de modo a evitar áreas metamórficas, inclusões e fraturas. Os resultados das análises pontuais são listados nas Tabelas 8, 9, 10 e 11, e são apresentados nos diagramas Concórdia (Figuras 40 e 41) e $\epsilon\text{Hf}(t)$ (Figura 42) e $\epsilon\text{Nd}(t)$ (Figura 43) *versus* tempo.

Para garantir a qualidade dos dados no diagrama Concórdia, utilizamos apenas idades de zircão e titanita que apresentaram resultados MSWD satisfatórios na faixa aceitável em relação ao número de análises realizadas para cálculo de 2σ , seguindo os critérios descritos por Spencer *et al.* (2016). Para o método Lu-Hf, foram selecionados os cristais que apresentaram idades de cristalização U-Pb em zircão concordantes ou subconcordantes no diagrama Concórdia.

5.1.1 Suíte Intrusiva Oca

5.1.1.1 Corpo Ouro Verde

A amostra F06 é um quartzo monzodiorito e foi coletada na zona mineralizada a noroeste da Vila da Ressaca (Figura 5). Os cristais de zircão são euédricos, marrons escuros, opacos, de tamanho de 125 a 175 μm , subédricos e subarrendados. Nas imagens em CL (Figura 38), os cristais apresentam zoneamento fraco ou nulo, baixa luminescência e raras inclusões. Além disso, esses cristais são fraturados e parcialmente metamórficos, com padrões de alteração complexos.

Foram analisados 80 cristais de zircão pelo método U-Pb, dos quais 62 foram utilizados para a obtenção da idade de intercepto superior da curva discordância, que foi de 2073 ± 28 Ma. Contudo, a grande maioria dos resultados é discordante e mostra alguma dispersão, gerando uma

distribuição complexa no diagrama Concórdia, dificultando resultados estatisticamente razoável (MSWD = 5,6; 2σ ; Figura 41A).

A idade Concórdia de 05 resultados concordantes é de 2203 ± 23 Ma (2σ , MSWD = 1,9; 2σ ; Figura 41A), interpretada e considerada como idade de cristalização da rocha no Mesoriaciano. Foram obtidos também resultados concordantes que apresentam dois *clusters* no diagrama Concórdia: um, composto por três grãos, gerando uma idade Concórdia de 2221 ± 14 Ma (MSWD = 0,71; 2σ ; Figura 40A), a qual analiticamente coincide com intervalo da idade de cristalização e outro, com quatro grãos, indicando uma idade Concórdia de 2152 ± 26 Ma (MSWD = 4,2; 2σ), demonstrando, possivelmente, um pulso magmático de cristais mais jovens ou uma discreta perda de Pb radiogênico.

Da amostra F06 foram analisados pelo método Lu-Hf cinco cristais de zircão que se mostraram concordantes e subconcordantes no diagrama Concórdia. Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,20\text{Ga})}$ são, na maioria, positivos a baixos negativos e variam entre -0,4 a +5,2, com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre 2,43 e 2,78 Ga (Tabela 9, Figura 42), sugerindo que a rocha foi extraída de uma fonte mantélica com pouca contribuição crustal sideriana a neoarqueana.

5.1.1.2 Corpo Central

A amostra F106 é um quartzo diorito e foi coletada na área mineralizada cortada pela ZCB, ao sul da Vila da Ressaca (Figura 5). Os cristais de zircão são de cor marrom-escuro, opacos, e variam de comprimento entre 45 e 350 μm e apresentam uma forma subédrica e subarrendada. Na imagem em CL, é possível observar que esses cristais apresentam zoneamento, com raras inclusões e baixa luminescência (Figura 38).

Foram analisados 15 cristais pelo método U-Pb em zircão e obtida uma idade através do intercepto superior da discórdia de 2167 ± 7 Ma (MSWD = 1,3; 2σ ; Figura 41B). Além disso, a partir do resultado de oito cristais de zircão concordantes, foi obtida uma idade Concórdia de 2173 ± 7 Ma (MSWD = 0,0029; 2σ ; Figura 41B), interpretada como a idade de cristalização da rocha, que a posiciona no Mesoriaciano.

Onze cristais de zircão concordantes e subconcordantes no diagrama Concórdia foram analisados pelo método Lu-Hf, resultando em valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,17\text{Ga})}$ que variam entre dois intervalos positivos: O primeiro varia de +6,3 a +7,7; com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre 2,25 e 2,33 Ga, o segundo intervalo varia entre +2,0 e +3,8, com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,60 a 2,49 Ga. A fonte primitiva dessa rocha é interpretada como tendo uma origem com contribuição mantélica de idade riaciana/sideriana a neoarqueana entre 2,3 e 2,6 Ga (Tabela 8, Figura 38).

O quartzo diorito apresenta cristais de titanita com 200–300 μm de tamanho, predominantemente anédricos a subédricos e secundariamente prismáticos, incolores a marrom claro. As imagens de CL (Figura 40A) mostram que os cristais apresentam aspecto homogêneo, sem zoneamento interno e alguns cristais possuem microfraturas e inclusões finas.

Foram conduzidas 27 análises pontuais U-Pb em titanita (Tabela 11, Figura 40). As análises mostraram conteúdo de Pb comum heterogêneo, com valores de fracionamento variando entre 2,8 e 15,2% nos cristais concordantes, isto é, com discordância $< 1\%$, que geraram dois *clusters*. O primeiro, com três cristais indicou uma idade Concórdia de 2171 ± 17 Ma (MSWD = 0,11; 2σ), compatível a idade de cristalização U-Pb em zircão, e uma segunda idade, com cinco cristais concordantes, de 2332 ± 11 Ma (MSWD = 0,043; 2σ) (Figura 41B), interpretada como idade de cristal herdado. Essas mesmas análises foram utilizadas no cálculo das médias ponderadas das idades $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, respectivamente de 2163 ± 63 Ma (MSWD = 0,099; $2s$) e 2335 ± 65 Ma (MSWD = 0,061; 2σ).

5.1.1.3 Corpo Buma

O diorito pórfiro F01 foi coletado na borda do batólito, a nordeste da Vila Itatá (Figura 6). Os cristais de zircão extraídos possuem características variadas, com tonalidades que vão de marrom claro a opaco e transparente, medem entre 80 e 250 μm , apresentam formas subédricas, subarredondadas, e, secundariamente, euédricas, prismáticas e aciculares.

Nas imagens em CL, os cristais apresentam zoneamento, com luminescência variando de baixa a alta, poucas inclusões e fraturas, e bordas e núcleos escuros bem formados, com poucas estruturas convolutas (Figura 38).

As análises U-Pb de 42 cristais de zircão resultaram na obtenção da idade discórdia com intercepto superior em 2194 ± 12 Ma (MSWD = 1,3; 2σ ; Figura 41C). A idade Concórdia de 2171 ± 13 Ma (2σ , MSWD = 1,16; Figura 41C) foi obtida a partir de quatro cristais de zircão concordantes, dentro do erro analítico, e foi interpretada como a idade de cristalização da rocha. Além disso, um cristal de zircão herdado e concordante apresentou a idade de 2965 ± 30 Ma (2σ ; Figura 41C).

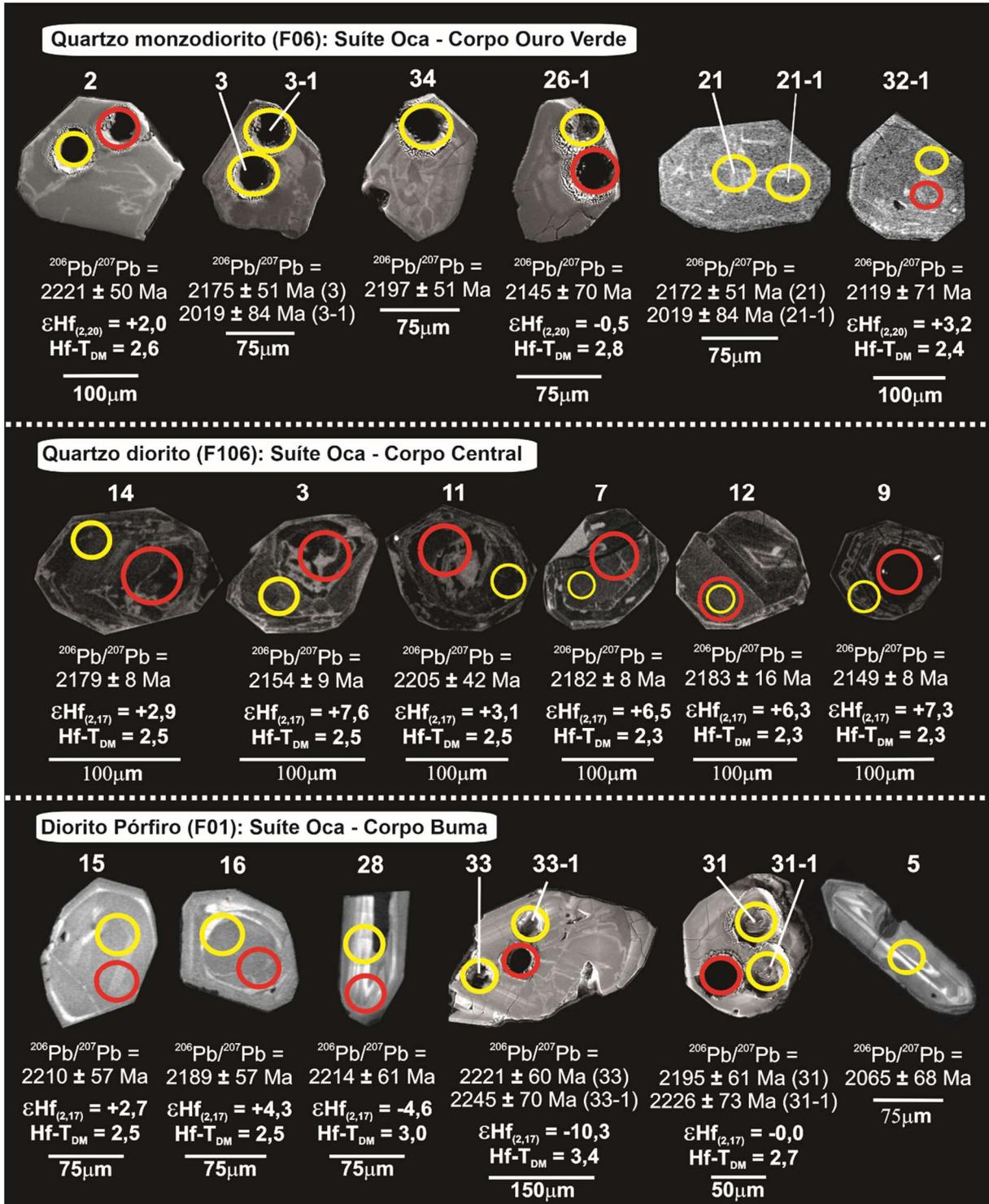


Figura 38 - Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos da Suíte Intrusiva Oca no Domínio Bacajá. Os círculos amarelos e vermelhos indicam os pontos das análises pontuais *laser* realizadas pelos métodos U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

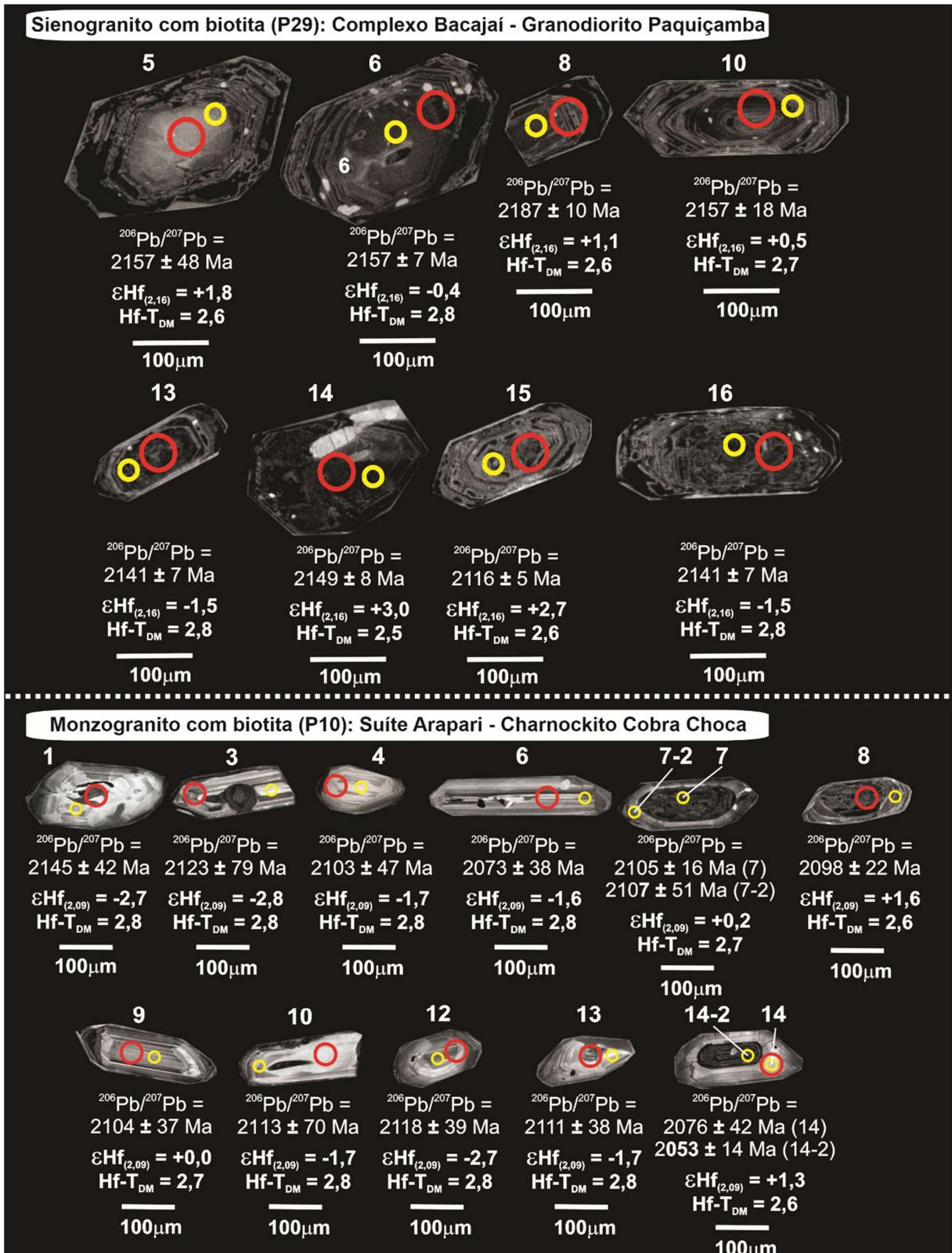


Figura 39 - Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão representativos do Complexo Bacajá e da Suíte Intrusiva Arapari no Domínio Bacajá. Os círculos amarelos e vermelhos indicam os pontos das análises pontuais a laser realizadas pelos métodos U-Pb e Lu-Hf, respectivamente.

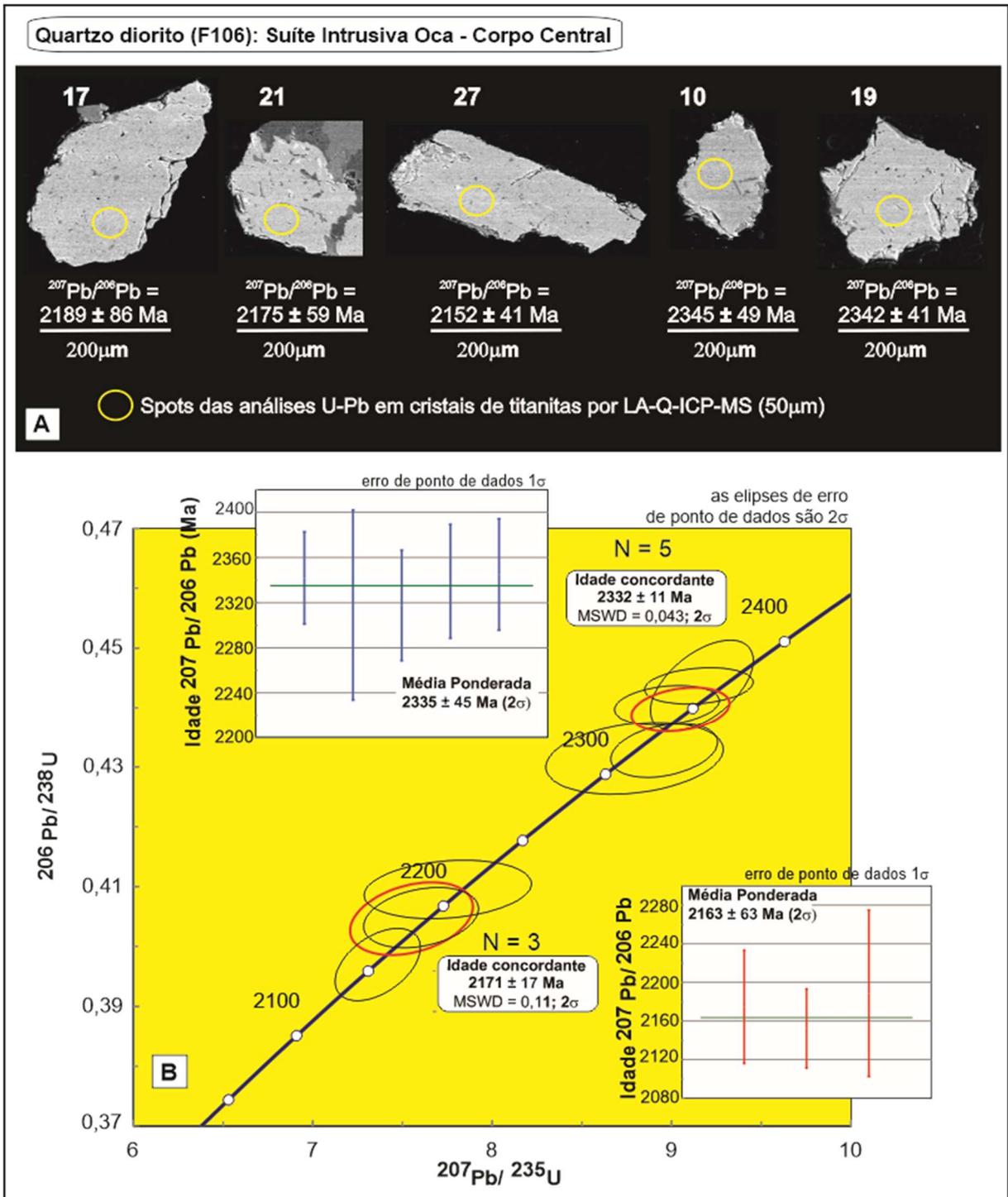


Figura 40 – Titanita do Quartzo diorito do Corpo Central da Suíte Intrusiva Oca (Amostra F106) analisada por LA-MC-ICP-MS. A) Imagens de ERE de cristais representativos (Tabela 11), com a posição das análises pontuais (spots). B) Diagrama Concórdia com resultados U–Pb obtidos. Dados corrigidos para Pb comum, mostrando idade concordante e média ponderada das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$. As elipses em vermelho são as idades concordantes calculadas.

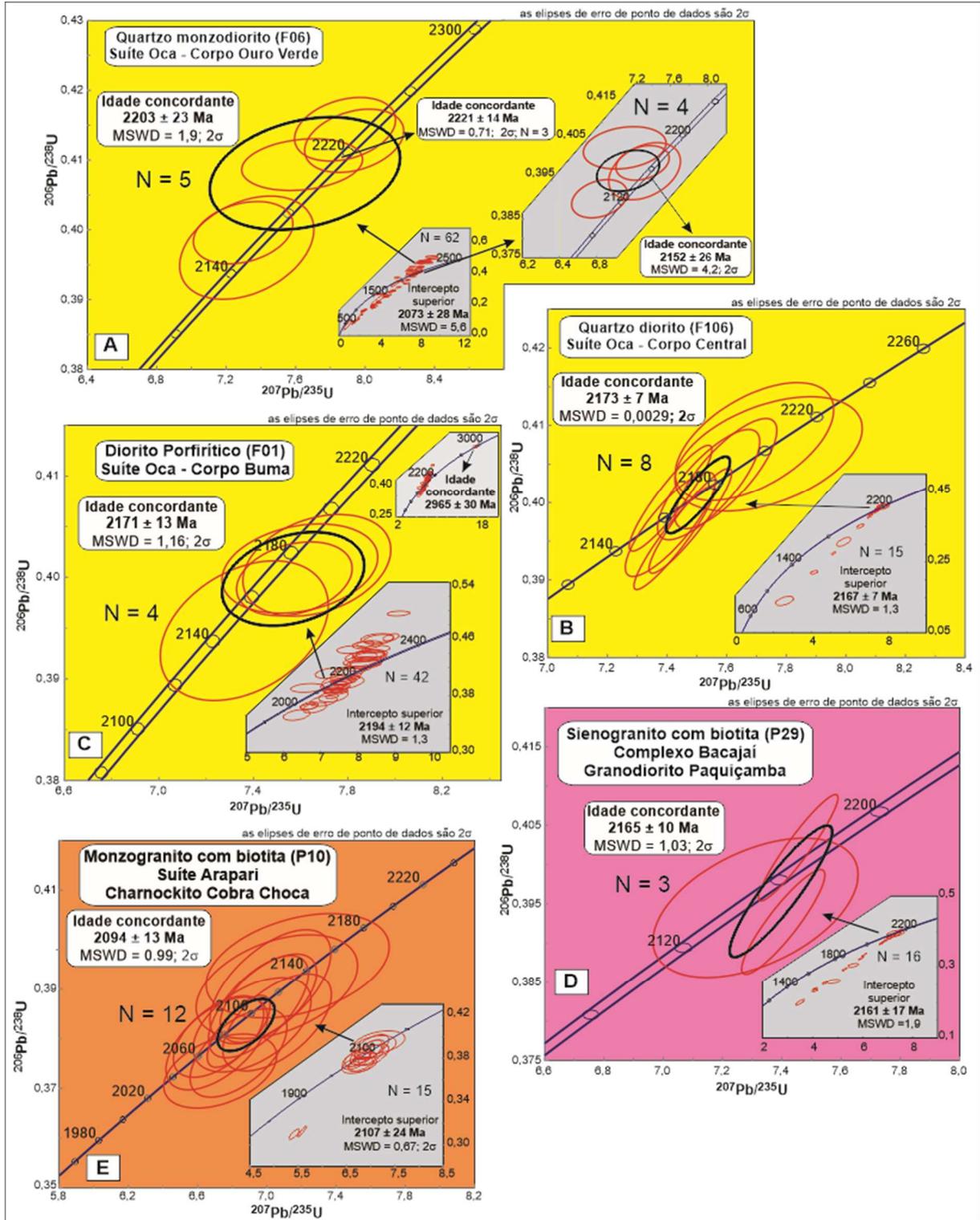


Figura 41 – Diagramas Concórdia mostrando os resultados das análises isotópicas U-Pb em cristais de zircão por LA-MC-ICP-MS (A e C) e SHRIMP (B, D e E) para unidades na área Volta Grande representantes do Domínio Bacajá. As elipses de cor vermelha representam as idades individuais dos cristais e as elipses de cor preta representam a idade média Concórdia.

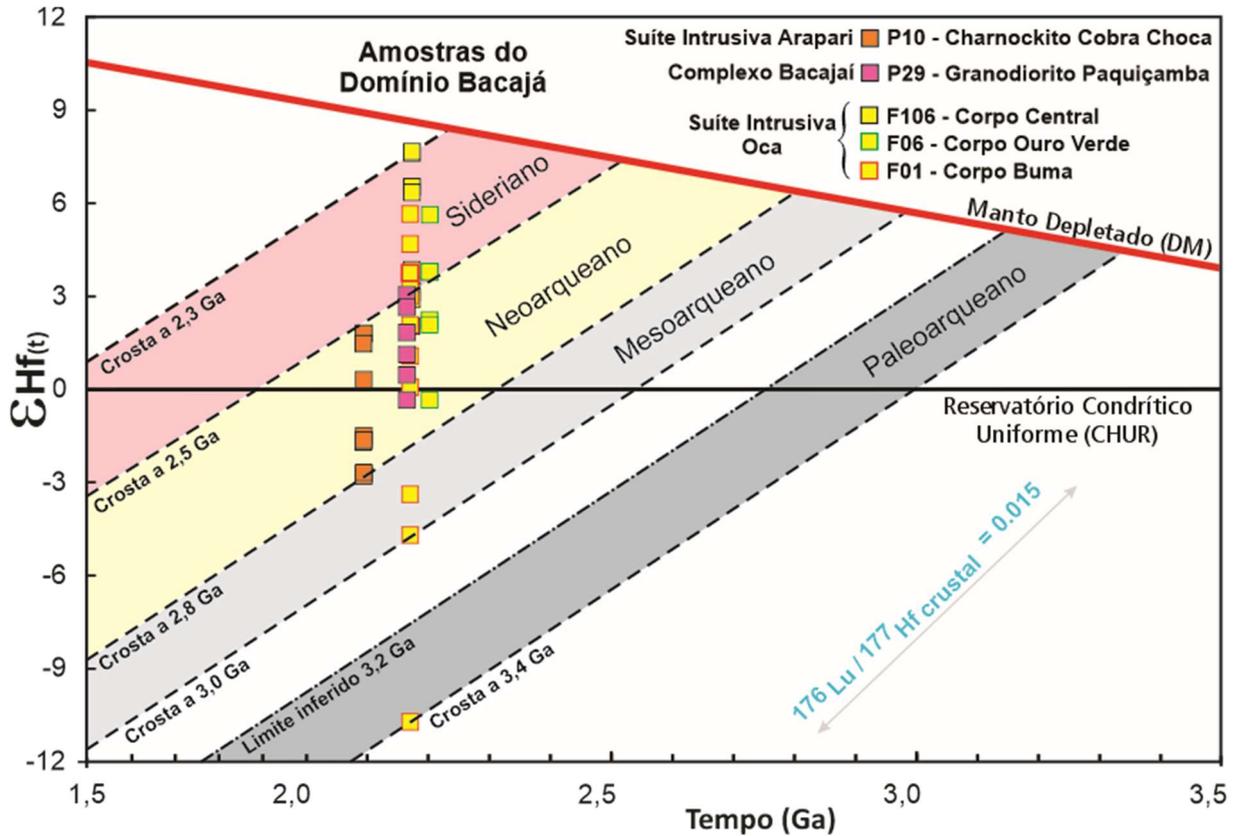


Figura 42 – Diagrama $\epsilon\text{Hf}(t)$ versus tempo geológico em bilhões de anos para as unidades representativas do Domínio Bacajá na área Volta Grande.

Onze cristais de zircão concordantes e subconcordantes no diagrama Concórdia da amostra F01 foram igualmente analisados pelo método Lu-Hf. Os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(2,17\text{Ga})}$ se concentraram em dois intervalos, sendo o primeiro positivo, variando de +0,9 a +5,3, e o segundo negativo, variando de -0,1 a -10,3. O $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ no primeiro intervalo varia de 2,40 a 2,73 Ga, enquanto no segundo intervalo, o $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ varia de 2,73 a 3,37 Ga (Tabela 9, Figura 38).

5.1.2 Complexo Bacajá

A amostra P29 foi coletada na porção central da área de estudo, próxima a Terra Indígena Paquiçamba, no corpo denominado informalmente de Granodiorito Paquiçamba (Figura 7). É um sienogranito com biotita, cujos cristais de zircão variam de 100 a 250 μm . Esses cristais são euédricos a subédricos, opacos a transparentes, alongados e prismáticos, com tonalidade marrom. Além disso, apresentam um zoneamento ígneo oscilatório bem desenvolvido e poucas inclusões. Na zona central, alguns cristais exibem núcleos escuros nas imagens de CL (Figura 39). Foram analisados 16 cristais de zircão pelo método U-Pb, os quais apresentaram uma idade discordia no intercepto superior de 2161 ± 17 Ma (MSWD = 1,9; 2σ ; Figura 41D). Entretanto, a partir da análise de três cristais de zircão concordantes, foi obtida

uma idade Concórdia de 2165 ± 10 Ma (MSWD = 1,03; 2σ ; Figura 41D). Essas idades são idênticas dentro dos limites de erro e foram consideradas como a idade de cristalização do corpo Granodiorito Paquiçamba, posicionando-o no Mesoriaciano.

No que diz respeito ao método Lu-Hf, foram analisados oito cristais de zircão concordantes e subconcordantes no diagrama Concórdia. Os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(2,16\text{Ga})}$ são essencialmente positivos a pouco negativo, variando de -0,4 a +3,0, enquanto $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variam entre 2,54 e 2,82 Ga (Tabela 9, Figura 41).

5.1.3 Suíte Intrusiva Arapari

A amostra analisada foi coletada às margens do Travessão do Km-27, próximo à localidade Cobra Choca, no corpo denominado informalmente de Charnockito Cobra Choca, no entroncamento do barramento Sítio Pimental da Usina Hidrelétrica Belo Monte. A rocha foi classificada como um monzogranito com biotita (Amostra P10), cujos cristais de zircão são transparentes e marrons claros, variam de 125 a 250 μm e são anédricos a subédricos, alongados, prismáticos e aciculares. Na imagem em CL apresentam zoneamento ígneo, com raras inclusões, bordas desenvolvidas e alta luminescência (Figura 38).

Foram analisados 16 cristais de zircão pelo método U-Pb, dos quais 15 apresentaram uma idade discordante com intercepto superior em 2107 ± 24 Ma (MSWD = 0,67; 2σ ; Figura 41E). A partir dos resultados de 12 cristais de zircão concordantes foi obtida uma idade Concórdia de 2094 ± 13 Ma (MSWD = 0,99; 2σ ; Figura 41E), interpretada como a idade de cristalização da rocha, que a posiciona no Neoriaciano (2,10 Ga).

Foram analisados pelo método Lu-Hf, 11 cristais de zircão concordantes no diagrama Concórdia. Os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(2,09\text{Ga})}$ estão entre -2,8 e +1,6 e $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variam entre 2,57 e 2,84 Ga (Tabela 9, Figura 42).

5.2 ANÁLISES Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Nesta seção, apresentamos os resultados das análises isotópicas Sm-Nd realizadas em 14 amostras de rochas vulcânicas da sequência Três Palmeiras, de rochas plutônicas intrusivas do metatonalito Rio Bacajá e os granitoides das suítes intrusivas Oca e Arapari. Os resultados dessas análises estão apresentados na Tabela 10 e foram representados graficamente no diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ versus tempo geológico (Figura 43).

Vale ressaltar que os resultados referentes aos litotipos quartzo anfíbolito da Formação Itatá (P26), biotita monzogranito (P25), sienogranito com biotita (P29) do Complexo Bacajá e

o gabro (269V) foram tratados em modelo de evolução em dois estágios (Sato *et al.* 1995) devido ao fracionamento do par Sm-Nd. Na análise interpretativa, no entanto, concluiu-se que esses dados possuem significado geológico duvidoso. Portanto, optou-se por não plotar na representação gráfica da Figura 43.

5.2.1 Grupo Três Palmeiras

Foram analisados rochas das duas formações do Grupo Três Palmeiras, um amostra de rocha da Formação Itatá e três amostras de rochas da Formação Bacajá.

O anfibolito (Amostra P26) de protólito vulcânico toleítico (andesito basalto) da Formação Itatá indicou Nd- T_{DM} de 2,58 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ +3,20, representando uma fonte juvenil neoarqueano (Tabela 10).

Analisou-se três amostras da Formação Bacajá: lati-andesito, basalto e riodacito. O lati-andesito (F02) foi coletado próximo ao contato com o corpo diorito pórfiro Buma e apresenta Nd- T_{DM} de 2,51 Ga e valor negativo próximo a zero de $\epsilon Nd_{(t)}$ de -0,41. Os dados sugerem uma fonte juvenil, mesmo apresentando um valor baixo negativo. Já o basalto (F359V) e o riodacito (F525V), são de fontes mais jovem - Nd- T_{DM} de 2,35 e 2,43 Ga - e apresentam valores positivos de $\epsilon Nd_{(t)}$ que correspondem, respectivamente, a +0,54 e +2,75, com fonte de origem juvenil. Em síntese, as rochas na Formação Bacajá possuem Nd- T_{DM} entre 2,4 e 2,5 Ga, que indicam uma origem magmática mantélica sideriana como fonte dessas rochas (Tabela 10, Figura 43).

5.2.2 Metatonalito Rio Bacajá

A amostra F04 pertence ao furo de sondagem F04, perfurado no limite sudeste da área de estudo e foi descrita petrograficamente como um monzogranito com biotita. Geoquimicamente é um granito, magnesiano, peraluminoso, cálcico de ambiente de arco de ilha, que é correlacionado à unidade regional MTRB de idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 2338 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2008a) e apresenta um índice petrogenético de $\epsilon Nd_{(2,34Ga)}$ negativo de valor -2,16, e Nd- T_{DM} de 2,71 Ga (Tabela 10, Figura 43) e fonte de origem crustal neoarqueana retrabalhada.

5.2.3 Suíte Intrusiva Oca

Os valores $\epsilon Nd_{(t)}$ para amostras de granitoides da Suíte Intrusiva Oca variam de -5,99 a +2,44 e são subcondríticos e supracondríticos. A partir da variação observada no Nd- T_{DM} de

2,24 e 3,06 Ga (Tabela 10, Figura 43), é possível inferir dois episódios distintos de geração de crosta:

O primeiro episódio é representado pelo quartzo monzodiorito e granodiorito (Amostras F06 e F269, respectivamente). Os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ são negativos e correspondem a -5,99 e -2,60, enquanto Nd-T_{DM} são de 2,69 a 3,06 Ga, correspondendo a uma fonte de crosta antiga retrabalhada do período Neoarqueano a Mesoarqueano.

Já o segundo episódio é representado pelo quartzo diorito, diorito pórfiro e granodiorito (F106, F01 e F23). Nesse caso, os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ são positivos e variam entre +0,26 e +2,44 e Nd-T_{DM} variam entre 2,24 e 2,42 Ga, correspondendo ao período Riáciano e Sideriano, e representam uma fonte de assinatura juvenil.

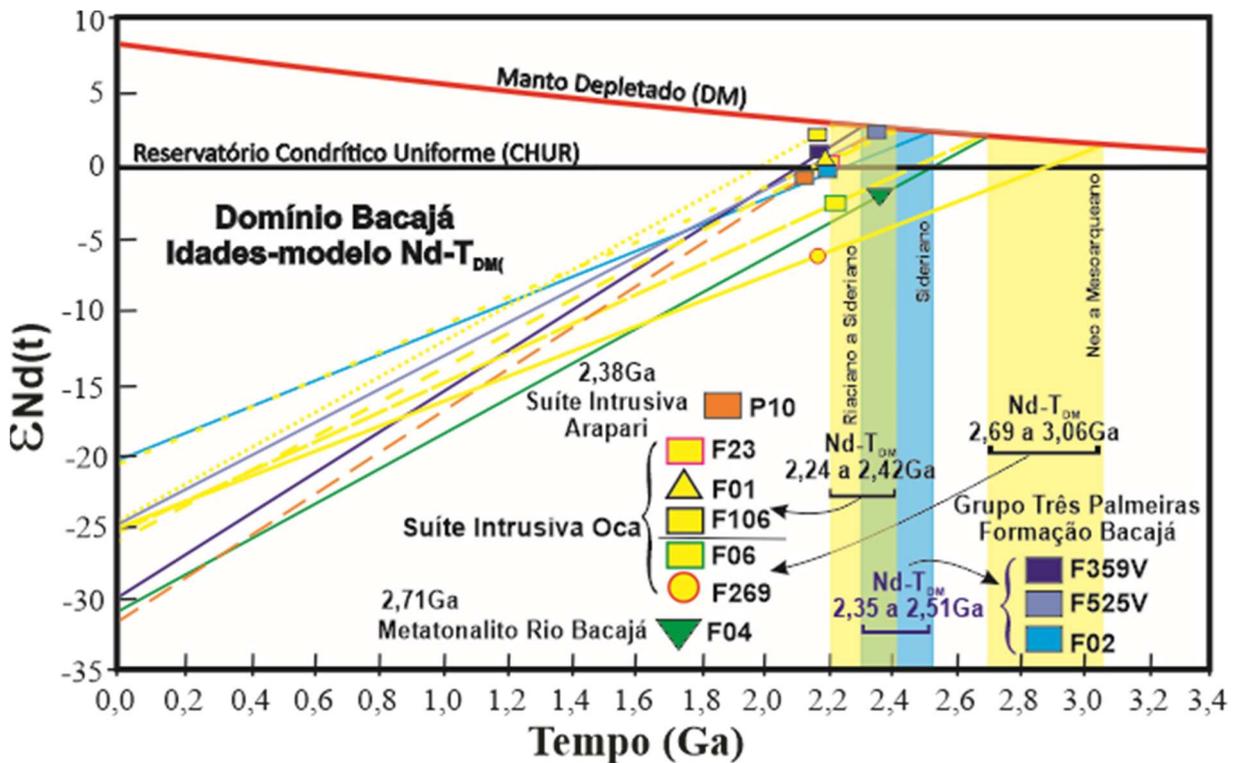


Figura 43 – Diagrama $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus tempo geológico (em bilhões de anos) para as unidades representativas do Domínio Bacajá na área Volta Grande. As Nd-T_{DM} da Formação Bacajá e Suíte Intrusiva Oca se sobrepõe parcialmente na área hachurada em verde. Detalhes no texto.

5.2.4 Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari

As análises de isótopos de Nd foram realizadas em amostras coletadas na área Volta Grande, porção norte da área de estudo, em locais próximos ao Travessão do Km 27.e da UHBM (Figura 1).

O Complexo Bacajá é representado informalmente pelo corpo Granodiorito Paquiçamba (Amostras P29 e P25) com idade de cristalização U-Pb em cristais de zircão de 2165 ± 10 Ma e $\text{Nd-T}_{\text{DM}}^2$ de 3,56 Ga e 3,65 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(2,16\text{Ga})}$ de -15,6 e -16,8 (Tabela 10), com assinatura

isotópica de fonte crustal retrabalhada do limite Eo/Paleoarqueano. Porém, essas idades de fusão/extração devem ser confirmadas.

A Suíte Intrusiva Arapari é representada pelo corpo, informalmente, denominado de Cobra Choca, representado por um monzogranito com biotita (Amostra P10), de estrutura regional elipsoidal, com enclaves máficos e características charnockíticas, de caráter cálcio-alcalino, peraluminoso, magnésiano e de arco vulcânico com fontes de rochas máficas de alto-K. A idade Concórdia de cristalização obtida neste estudo por U-Pb em cristais de zircão dessa amostra é de 2094 ± 13 Ma e apresenta um valor subcondrítico baixo de $\epsilon\text{Nd}_{(2,09\text{Ga})}$ igual a -1,15 e Nd- T_{DM} de 2,38 Ga (Figura 43) com assinatura isotópica de fonte crustal retrabalhada no Sideriano (2,4 Ga).

Tabela 8 - Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS e SHRIMP para as unidades da área Volta Grande, Domínio Bacajá.

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^e\text{Conc \%}$ 6/8-7/6
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
Quartzo monzodiorito – F06 (Suíte Intrusiva Oca/Corpo Ouro Verde) - LA-MC-ICP-MS																			
1	0,0046	122	52	276	0,19	8,00	2,54	0,43	0,80	0,31	0,14	2,41	2293,1	18,3	2230,9	56,6	2174,2	52,4	105
2C	0,0045	86	76	168	0,46	7,94	2,38	0,41	0,73	0,31	0,14	2,26	2227,5	16,2	2223,9	52,9	2220,6	50,3	100
3	0,0039	107	260	253	1,04	5,90	2,57	0,31	1,02	0,40	0,14	2,36	1763,6	18,0	1960,5	50,4	2175,3	51,3	81
4	0,0067	129	535	404	1,33	2,63	3,53	0,17	1,98	0,56	0,11	2,93	998,0	19,7	1309,0	46,2	1862,7	54,5	54
5	0,0125	58	80	185	0,43	4,63	2,65	0,25	0,94	0,36	0,13	2,47	1456,2	13,8	1754,1	46,4	2130,1	52,7	68
6	0,0019	133	189	236	0,81	8,80	2,75	0,49	0,78	0,28	0,13	2,64	2579,4	20,2	2317,6	63,7	2094,5	55,2	123
7	0,0097	67	135	254	0,53	3,31	2,80	0,18	1,32	0,47	0,13	2,47	1090,1	14,4	1483,1	41,5	2101,4	51,8	52
8	0,0093	96	317	290	1,10	3,87	2,76	0,22	1,14	0,41	0,13	2,52	1294,4	14,7	1608,3	44,4	2047,9	51,6	63
9	0,0020	125	177	252	0,71	8,10	2,65	0,45	0,91	0,34	0,13	2,49	2382,8	21,7	2241,9	59,4	2115,6	52,7	113
10	0,0081	53	131	340	0,39	1,32	5,34	0,08	4,65	0,87	0,12	2,62	492,0	22,9	853,0	45,5	1962,2	51,4	25
11	0,0029	115	261	273	0,97	6,14	2,76	0,35	0,87	0,32	0,13	2,62	1955,2	17,1	1996,6	55,2	2039,7	53,5	96
12	0,0019	149	179	293	0,62	7,26	2,78	0,45	1,01	0,36	0,12	2,59	2379,6	24,1	2144,3	59,7	1925,9	49,9	124
13	0,0014	153	190	277	0,69	7,78	2,67	0,47	0,64	0,24	0,12	2,59	2498,7	16,0	2206,4	58,9	1945,0	50,4	128
14	0,0122	61	107	207	0,52	3,83	2,67	0,22	0,99	0,37	0,13	2,48	1287,4	12,7	1598,5	42,7	2037,0	50,5	63
15	0,0263	63	282	342	0,83	2,33	3,23	0,16	1,68	0,52	0,11	2,76	939,6	15,8	1220,2	39,4	1757,4	48,5	53
16	0,0280	255	342	323	1,07	5,54	4,68	0,34	3,93	0,84	0,12	2,53	1881,5	74,0	1906,7	89,2	1934,4	49,0	97
17	0,0727	527	245	369	0,67	3,86	10,64	0,23	9,74	0,92	0,12	4,29	1347,8	131,3	1605,5	170,8	1962,3	84,1	69
18	0,0076	131	158	258	0,62	6,99	2,84	0,43	1,08	0,38	0,12	2,62	2314,0	25,1	2110,5	59,9	1917,7	50,3	121
19	0,0302	47	111	241	0,46	2,24	3,08	0,14	1,29	0,42	0,12	2,79	835,8	10,8	1192,5	36,7	1913,2	53,4	44
20	0,0357	89	104	192	0,55	3,90	2,71	0,22	1,45	0,54	0,13	2,29	1262,7	18,4	1614,4	43,7	2109,2	48,2	60
21	0,0030	82	102	206	0,50	4,97	2,64	0,27	1,21	0,46	0,14	2,35	1519,9	18,4	1814,5	48,0	2172,0	51,1	70
22	0,0053	69	91	180	0,51	6,78	2,44	0,36	0,69	0,28	0,14	2,34	1995,8	13,7	2083,2	50,8	2170,8	50,8	92
23	0,0026	116	211	245	0,87	8,18	2,83	0,47	0,98	0,34	0,13	2,65	2492,8	24,3	2251,1	63,6	2038,1	54,1	122

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	^e Conc %
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
24	0,0046	147	288	295	0,98	8,05	2,93	0,48	1,06	0,36	0,12	2,73	2538,2	26,8	2237,1	65,5	1972,0	53,8	129
25	0,0046	96	244	355	0,69	1,90	4,22	0,12	3,00	0,71	0,12	2,96	718,7	21,6	1082,0	45,6	1911,0	56,6	38
26	0,0242	57	102	275	0,37	2,17	3,17	0,14	1,55	0,49	0,12	2,76	818,0	12,7	1172,0	37,1	1902,0	52,6	43
27C	0,0020	122	195	241	0,81	7,30	2,60	0,40	0,74	0,28	0,13	2,49	2167,1	16,0	2148,5	55,8	2130,8	53,1	102
28	0,0033	147	359	414	0,87	5,75	3,06	0,38	1,05	0,34	0,11	2,87	2064,3	21,7	1938,3	59,3	1806,2	51,9	114
29	0,0272	87	155	241	0,65	5,03	2,62	0,28	0,87	0,33	0,13	2,47	1614,2	14,1	1823,9	47,8	2072,7	51,2	78
30	0,0166	79	205	225	0,92	3,32	3,44	0,19	2,27	0,66	0,13	2,59	1112,5	25,2	1486,9	51,2	2071,0	53,6	54
31C	0,0031	113	121	215	0,56	7,89	2,44	0,41	0,73	0,30	0,14	2,33	2235,1	16,2	2218,0	54,1	2202,2	51,2	101
32	0,0218	86	239	309	0,78	2,60	3,22	0,17	1,32	0,41	0,11	2,94	1018,1	13,4	1299,4	41,9	1799,9	53,0	57
33	0,0073	72	243	271	0,90	3,27	2,89	0,19	1,47	0,51	0,13	2,49	1102,0	16,2	1474,6	42,7	2061,2	51,3	53
34	0,0049	46	39	92	0,43	7,30	2,46	0,38	0,86	0,35	0,14	2,30	2099,1	18,1	2148,7	52,8	2196,5	50,5	96
35	0,0025	106	182	210	0,87	6,88	2,95	0,42	0,78	0,26	0,12	2,84	2266,4	17,6	2096,3	61,8	1933,3	55,0	117
36	0,0242	134	77	171	0,45	1,72	11,29	0,10	10,99	0,97	0,13	2,59	589,8	64,8	1014,2	114,5	2095,8	54,2	28
37	0,0255	93	106	255	0,42	5,37	2,68	0,29	1,12	0,42	0,13	2,43	1645,4	18,5	1880,7	50,3	2151,7	52,3	76
38	0,0068	83	173	220	0,79	4,64	2,90	0,26	1,49	0,51	0,13	2,49	1483,4	22,1	1756,0	51,0	2097,8	52,3	71
39C	0,0021	122	259	233	1,12	6,83	2,90	0,39	0,84	0,29	0,13	2,77	2124,2	17,8	2090,0	60,6	2056,5	57,0	103
40	0,0026	113	153	217	0,71	8,01	2,70	0,45	0,78	0,29	0,13	2,58	2387,6	18,7	2231,8	60,2	2091,7	53,9	114
1-1	0,0293	121	84	174	0,49	9,32	3,97	0,50	0,82	0,21	0,13	3,89	2626,0	21,4	2370,2	94,2	2157,0	83,9	122
2-1	0,0067	109	82	184	0,45	8,67	4,00	0,48	0,77	0,19	0,13	3,93	2517,3	19,4	2303,8	92,2	2119,6	83,2	119
3-1	0,0021	75	107	162	0,67	7,25	4,27	0,42	0,97	0,23	0,12	4,16	2274,8	22,0	2143,1	91,5	2019,2	84,0	113
4-1	0,0016	132	109	220	0,50	9,17	4,05	0,51	0,71	0,18	0,13	3,99	2674,7	19,0	2355,3	95,5	2089,2	83,4	128
5-1	1,4835	234	4	7	0,53	62,83	12,99	2,27	4,75	0,37	0,20	12,09	7635,5	362,3	4220,2	548,2	2833,2	342,6	270
6-1	0,0132	156	398	438	0,92	4,32	4,69	0,27	1,45	0,31	0,12	4,46	1542,3	22,4	1697,4	79,6	1894,7	84,5	81
7-1C	0,0074	39	53	75	0,71	7,10	4,14	0,40	0,90	0,22	0,13	4,04	2185,0	19,6	2124,6	87,9	2066,7	83,5	106
8-1	0,0117	42	1	1	1,16	15,61	5,56	0,82	4,07	0,73	0,14	3,79	3844,5	156,5	2853,0	158,7	2212,1	83,9	174

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	^e Conc %
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
9-1	0,0040	163	223	258	0,87	8,41	4,16	0,49	0,73	0,18	0,13	4,09	2553,4	18,7	2276,3	94,7	2036,0	83,4	125
10-1	0,2161	63	53	68	0,79	1,01	89,88	0,06	89,59	1,00	0,12	7,19	377,4	338,1	709,2	637,4	1979,6	142,3	19
11-1	0,0129	-81	-121	-121	1,01	33,25	5,38	1,83	3,34	0,62	0,13	4,22	6711,8	224,3	3588,0	193,1	2119,2	89,4	317
12-1	0,0082	57	109	203	0,54	3,87	4,62	0,21	1,79	0,39	0,13	4,26	1254,3	22,5	1607,9	74,3	2108,2	89,8	60
13-1	0,0109	109	122	332	0,37	4,64	4,72	0,26	1,74	0,37	0,13	4,39	1467,2	25,5	1755,9	82,9	2119,1	92,9	69
14-1	0,0539	-32	5	12	0,46	2,75	8,40	0,17	5,79	0,69	0,12	6,08	998,4	57,8	1343,1	112,8	1944,8	118,2	51
15-1	0,0094	-33	-43	-67	0,66	4,55	7,25	0,35	2,42	0,33	0,10	6,83	1914,6	46,3	1739,9	126,1	1536,0	105,0	125
16-1	0,0008	187	231	347	0,67	5,95	7,27	0,56	0,84	0,12	0,08	7,22	2848,3	23,8	1968,7	143,0	1138,9	82,2	250
17-1	0,0171	25	-1	-2	0,42	2,71	4,83	0,13	2,70	0,56	0,15	4,01	805,6	21,8	1330,9	64,3	2318,4	92,9	35
18-1	0,0128	186	280	568	0,50	3,72	5,88	0,27	1,49	0,25	0,10	5,68	1547,8	23,0	1575,7	92,6	1613,2	91,7	96
19-1	0,0141	-6	50	86	0,59	0,86	31,33	0,07	29,56	0,94	0,09	10,37	443,9	131,2	632,6	198,2	1381,8	143,3	32
20-1	0,0080	-41	-30	-87	0,34	7,52	5,69	0,49	1,75	0,31	0,11	5,42	2562,6	44,8	2175,7	123,8	1828,5	99,0	140
21-1	0,0104	80	438	181	2,44	6,67	3,06	0,34	0,97	0,32	0,14	2,90	1893,2	18,3	2068,2	63,3	2247,4	65,2	84
22-1	0,0195	-9	-18	-24	0,75	3,22	8,73	0,17	7,35	0,84	0,14	4,71	1007,5	74,0	1460,9	127,5	2200,5	103,7	46
23-1	0,0307	72	53	86	0,62	1,54	9,72	0,10	8,34	0,86	0,12	4,99	587,5	49,0	945,8	91,9	1909,6	95,3	31
24-1	0,0377	-80	-155	-272	0,57	3,29	4,13	0,22	1,52	0,37	0,11	3,84	1305,3	19,8	1479,0	61,1	1737,7	66,8	75
25-1	0,0250	97	109	237	0,46	3,36	4,11	0,20	2,31	0,56	0,12	3,40	1170,5	27,0	1494,8	61,4	1990,6	67,6	59
26-1C	0,0139	20	7	26	0,27	7,32	3,49	0,40	1,23	0,35	0,13	3,27	2157,2	26,5	2151,1	75,1	2145,3	70,1	101
27-1	0,0136	76	298	300	1,00	2,28	4,36	0,16	1,85	0,42	0,10	3,95	949,4	17,5	1206,1	52,6	1700,5	67,3	56
28-1	0,0377	87	119	183	0,65	5,37	3,32	0,29	1,18	0,35	0,13	3,11	1663,8	19,6	1880,0	62,5	2128,1	66,2	78
29-1	0,0125	-123	-177	-159	1,12	36,45	2,99	1,31	1,96	0,66	0,20	2,25	5405,6	106,1	3678,7	109,9	2837,1	63,8	191
20-1	0,0043	-79	-53	-150	0,35	7,69	3,64	0,46	0,72	0,20	0,12	3,57	2446,6	17,7	2195,1	79,9	1967,7	70,2	124
31-1	0,0325	77	146	317	0,47	2,47	3,94	0,16	1,42	0,36	0,11	3,67	976,8	13,9	1262,8	49,7	1789,6	65,7	55
32-1	0,0276	48	33	63	0,53	7,73	3,88	0,43	1,94	0,50	0,13	3,37	2288,3	44,3	2200,4	85,4	2119,4	71,3	108
33-1	0,0233	-17	2	8	0,27	5,70	4,48	0,30	1,73	0,39	0,14	4,13	1713,2	29,6	1931,5	86,5	2174,7	89,9	79

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^e\text{Conc \%}$ 6/8-7/6
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
34-1	0,0020	-116	-279	-302	0,93	5,92	3,92	0,40	1,20	0,31	0,11	3,73	2152,8	25,8	1963,5	76,9	1769,5	66,0	122
35-1	0,0019	89	73	156	0,47	8,92	3,00	0,47	0,60	0,20	0,14	2,94	2501,7	15,1	2329,5	69,8	2181,9	64,1	115
36-1	0,0014	167	182	283	0,65	8,22	3,27	0,48	0,58	0,18	0,12	3,22	2531,2	14,7	2255,2	73,8	2013,4	64,9	126
37-1	0,0177	20	66	67	0,99	3,49	5,73	0,19	3,96	0,69	0,13	4,14	1111,1	44,1	1525,4	87,4	2159,3	89,4	52
38-1C	0,0030	90	114	169	0,68	7,64	3,01	0,41	0,60	0,20	0,14	2,95	2211,9	13,2	2189,3	65,9	2168,1	63,9	102
39-1	0,0024	49	54	71	0,76	10,52	3,50	0,60	1,06	0,30	0,13	3,33	3010,7	32,0	2481,7	86,9	2073,2	69,1	145
40-1	0,0141	-64	-51	-110	0,46	9,93	4,99	0,64	1,68	0,34	0,11	4,70	3173,8	53,3	2428,4	121,2	1851,9	87,0	171
Quartzo diorito – F106 (Suíte Intrusiva Oca/Corpo Central) – SHRIMP																			
1	0,0182	139	228	459	0,51	6,55	1,80	0,35	1,10	0,61	0,14	1,43	1906,2	20,9			2166,3	24,9	112
2	0,0073	98	526	816	0,67	2,59	11,98	0,14	6,08	0,51	0,13	10,32	778,9	46,1			2150,2	180,3	165
3C	0,0202	108	156	314	0,51	7,41	1,24	0,40	1,13	0,92	0,13	0,50	2175,2	25,0			2153,5	8,7	99
4C	0,0201	117	172	344	0,52	7,41	1,35	0,40	1,12	0,83	0,14	0,75	2153,8	24,5			2168,2	13,0	101
5C	0,0203	73	81	212	0,40	7,54	1,50	0,40	1,17	0,78	0,14	0,94	2180,6	26,1			2175,7	16,4	100
6C	0,0211	55	74	157	0,49	7,69	2,28	0,41	1,24	0,54	0,14	0,92	2209,0	28,0			2187,0	33,3	99
7C	0,0201	112	195	328	0,62	7,48	1,23	0,40	1,13	0,92	0,14	0,48	2153,7	24,6			2181,9	8,4	101
8	0,0159	121	209	459	0,47	5,69	4,16	0,31	2,67	0,64	0,13	3,18	1671,4	43,2			2154,5	55,6	123
9	0,0195	126	184	381	0,50	7,13	1,21	0,39	1,11	0,92	0,13	0,46	2097,3	23,5			2148,9	8,1	102
10	0,0117	102	540	539	1,04	4,13	2,98	0,22	1,56	0,53	0,14	2,53	1210,2	18,6			2173,7	44,1	145
11C	0,0212	74	99	212	0,48	7,74	2,68	0,41	1,20	0,45	0,14	0,94	2196,7	27,4			2204,5	41,6	100
12C	0,0204	89	138	257	0,55	7,60	1,49	0,40	1,17	0,79	0,14	2,40	2187,0	26,1			2182,9	16,0	100
13	0,0193	105	185	323	0,59	7,05	1,28	0,38	1,13	0,88	0,13	0,61	2061,9	23,2			2158,3	10,7	104
15	0,0141	91	256	384	0,69	5,15	1,41	0,28	1,12	0,79	0,14	0,87	1498,7	16,1			2173,3	15,1	131
14C	0,0200	116	186	341	0,56	7,42	1,21	0,40	1,12	0,93	0,14	0,45	2142,4	24,3			2178,9	7,8	102

Diorito Pórfiro – F01 (Suíte Intrusiva Oca/Corpo Buma) - LA-MC-ICP-MS

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	^e Conc %
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
3C	0,0033	48	62	99	0,63	7,57	2,13	0,40	0,60	0,28	0,14	2,05	2168,3	13,0	2181,7	46,5	2194,4	44,9	99
6	0,0122	15	12	25	0,49	9,10	2,21	0,50	0,45	0,20	0,13	2,16	2596,2	11,7	2348,4	51,9	2139,6	46,3	121
7	0,0200	30	29	55	0,52	6,70	2,37	0,37	0,98	0,41	0,13	2,16	2009,0	19,6	2072,2	49,2	2135,6	46,2	94
8	0,0067	27	11	61	0,17	6,69	2,21	0,36	0,67	0,30	0,13	2,11	2004,2	13,5	2071,4	45,8	2139,0	45,0	94
11C	0,0075	32	15	41	0,36	17,55	1,83	0,58	0,75	0,41	0,22	1,67	2965,4	22,3	2965,3	54,3	2965,3	49,5	100
15C	0,0046	31	38	59	0,65	7,67	2,70	0,40	0,82	0,30	0,14	2,57	2174,4	17,9	2193,0	59,1	2210,4	56,8	98
16	0,0035	58	107	115	0,93	7,33	2,68	0,39	0,63	0,24	0,14	2,61	2115,6	13,4	2153,0	57,7	2188,9	57,0	97
26	0,0055	52	36	118	0,31	7,41	2,80	0,39	0,59	0,21	0,14	2,73	2110,1	12,4	2162,0	60,4	2211,7	60,5	95
28	0,0058	41	46	81	0,57	8,01	2,79	0,42	0,53	0,19	0,14	2,74	2251,8	11,9	2231,9	62,2	2213,6	60,6	102
29	0,0079	32	32	56	0,58	8,50	2,86	0,45	0,79	0,28	0,14	2,75	2375,5	18,8	2286,1	65,4	2207,0	60,7	108
30	0,0193	27	33	48	0,70	6,85	3,12	0,36	1,35	0,43	0,14	2,81	1996,9	26,9	2092,6	65,3	2188,1	61,5	91
31C	0,0071	38	39	70	0,56	7,60	2,86	0,40	0,72	0,25	0,14	2,77	2172,9	15,7	2184,5	62,6	2195,4	60,9	99
32	0,0053	35	28	76	0,37	7,44	2,82	0,39	0,62	0,22	0,14	2,75	2128,1	13,2	2166,2	61,1	2202,5	60,6	97
33	0,0066	50	65	105	0,63	7,42	2,80	0,39	0,67	0,24	0,14	2,72	2103,6	14,2	2163,8	60,5	2221,4	60,3	95
35	0,0177	9	11	15	0,75	8,21	1,87	0,45	0,63	0,34	0,13	1,76	2407,5	15,2	2254,5	42,1	2118,5	37,2	114
36	0,0035	69	88	136	0,65	7,46	1,44	0,39	0,45	0,31	0,14	1,37	2109,7	9,6	2168,5	31,2	2224,5	30,4	95
37	0,0037	51	56	107	0,53	7,91	1,42	0,41	0,48	0,33	0,14	1,34	2193,4	10,4	2220,3	31,6	2245,2	30,1	98
39	0,0071	34	35	72	0,49	8,91	1,60	0,46	0,72	0,45	0,14	1,42	2450,0	17,7	2328,3	37,1	2223,4	31,6	110
40	0,0042	49	72	100	0,73	7,32	1,51	0,38	0,59	0,39	0,14	1,39	2073,1	12,2	2150,9	32,5	2226,0	30,9	93
41	0,0039	40	42	79	0,53	7,63	1,47	0,39	0,53	0,36	0,14	1,37	2135,6	11,4	2188,0	32,1	2237,5	30,6	95
3	0,0041	62	69	114	0,61	8,26	3,18	0,45	0,84	0,26	0,13	3,07	2403,4	20,2	2260,5	71,8	2133,5	65,4	113
4	0,0379	8	11	12	0,93	7,84	3,35	0,45	0,81	0,24	0,13	3,25	2373,3	19,2	2212,7	74,0	2067,2	67,1	115
5	0,0269	9	14	15	0,97	7,24	3,50	0,41	1,17	0,33	0,13	3,30	2222,6	26,0	2141,7	75,0	2065,0	68,2	108
6-1C	0,0090	21	15	42	0,37	7,36	3,19	0,39	1,15	0,36	0,14	2,98	2144,7	24,6	2156,3	68,8	2167,4	64,5	99
6-2	0,0087	17	13	28	0,45	8,57	3,10	0,46	0,98	0,32	0,14	2,94	2436,5	24,0	2293,6	71,1	2168,6	63,7	112

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^e\text{Conc \%}$ 6/8-7/6
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
11-1	0,0112	34	20	61	0,33	7,44	3,69	0,40	1,56	0,42	0,14	3,34	2165,7	33,8	2166,3	79,9	2166,9	72,4	100
12	0,0168	56	50	97	0,52	7,82	3,43	0,42	1,03	0,30	0,14	3,27	2239,0	23,2	2210,8	75,9	2184,8	71,5	102
15-1	0,0122	74	77	121	0,64	8,29	3,40	0,44	0,98	0,29	0,14	3,26	2343,6	22,9	2263,6	77,0	2192,0	71,4	107
17	0,0094	46	35	89	0,40	7,69	3,63	0,41	1,55	0,43	0,14	3,28	2210,9	34,2	2195,8	79,7	2181,7	71,6	101
20	0,0161	42	31	72	0,44	8,10	3,52	0,43	1,11	0,32	0,14	3,33	2326,0	25,9	2241,8	78,8	2165,8	72,2	107
22	0,0054	41	31	72	0,43	8,06	3,62	0,43	1,06	0,29	0,14	3,46	2297,1	24,3	2238,3	81,0	2184,9	75,6	105
24	0,0703	13	19	23	0,87	6,65	4,52	0,39	1,04	0,23	0,12	4,40	2127,4	22,0	2066,0	93,4	2005,3	88,2	106
26-1	0,0106	42	27	78	0,35	8,35	3,44	0,44	0,94	0,27	0,14	3,31	2329,1	21,9	2269,7	78,0	2216,7	73,3	105
27	0,0084	46	41	79	0,53	8,21	3,43	0,42	0,99	0,29	0,14	3,28	2281,1	22,5	2254,9	77,3	2231,3	73,2	102
29-1	0,0184	37	24	62	0,40	8,14	3,48	0,43	1,03	0,30	0,14	3,32	2285,3	23,5	2246,6	78,2	2211,5	73,5	103
30-1	0,0043	80	94	141	0,67	7,35	3,54	0,38	1,40	0,39	0,14	3,25	2072,9	29,0	2154,4	76,2	2233,0	72,6	93
31-1	0,0118	25	15	41	0,36	8,24	3,53	0,43	1,26	0,36	0,14	3,30	2291,8	28,9	2257,4	79,7	2226,4	73,4	103
32-1	0,0120	23	20	42	0,48	8,38	3,30	0,44	0,92	0,28	0,14	3,16	2343,7	21,5	2273,0	74,9	2210,0	69,9	106
33-1	0,0068	20	14	37	0,37	7,78	3,39	0,40	1,36	0,40	0,14	3,11	2163,1	29,5	2205,4	74,9	2245,0	69,8	96
34	0,0103	52	93	113	0,82	7,08	3,42	0,37	1,28	0,37	0,14	3,17	2041,3	26,1	2122,0	72,6	2201,1	69,8	93
37-1	0,0278	20	15	35	0,43	8,30	3,47	0,44	1,21	0,35	0,14	3,26	2331,8	28,2	2264,4	78,7	2204,0	71,8	106
40-1	0,0180	15	11	26	0,45	8,54	3,43	0,46	0,96	0,28	0,13	3,29	2443,2	23,6	2289,8	78,6	2155,6	71,0	113

Siogranito com biotita – P29 (Complexo Bacajá/Granodiorito Paquiçamba) – SHRIMP

3	0,0121	87	59	528	0,19	3,49	3,32	0,20	2,71	0,82	0,13	1,92	1172,1	29,0			2057,0	33,9	147
1	0,0129	204	406	587	0,05	4,09	1,78	0,23	1,10	0,62	0,13	1,40	1349,1	13,4			2063,0	24,7	138
2	0,0133	93	78	427	0,45	4,09	1,39	0,24	1,10	0,79	0,13	0,84	1373,2	13,6			2030,1	14,9	136
4	0,0148	196	48	934	0,65	4,49	1,53	0,25	1,34	0,88	0,13	0,72	1462,8	17,6			2070,5	12,7	133
9	0,0158	93	182	420	0,43	4,84	3,76	0,26	1,44	0,38	0,14	3,48	1483,3	19,1			2171,0	60,6	135
12	0,0164	135	491	778	0,40	5,28	1,21	0,29	1,07	0,89	0,13	0,56	1660,3	15,7			2101,7	9,8	124

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^e\text{Conc \%}$ 6/8-7/6
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
11	0,0168	280	146	353	0,18	5,63	2,46	0,31	1,15	0,47	0,13	2,18	1716,3	17,3			2148,1	38,0	123
7	0,0187	187	190	485	0,64	5,94	1,18	0,33	1,10	0,93	0,13	0,45	1814,1	17,3			2132,8	7,8	117
15	0,0188	121	169	976	0,16	6,05	1,09	0,33	1,06	0,97	0,13	0,25	1857,6	17,1			2116,1	4,5	114
13	0,0195	65	364	590	0,77	6,79	1,16	0,37	1,08	0,93	0,13	0,42	2028,2	18,9			2140,6	7,3	106
14	0,0195	125	60	379	0,59	6,85	1,19	0,37	1,11	0,93	0,13	0,43	2036,3	19,4			2148,6	7,5	106
10	0,0199	117	147	197	0,97	7,13	1,56	0,38	1,19	0,76	0,13	1,01	2097,8	21,4			2157,0	17,5	103
16	0,0202	21	213	375	0,24	7,14	1,29	0,39	1,11	0,86	0,13	0,66	2104,8	20,0			2153,0	11,6	103
8C	0,0203	125	327	348	0,48	7,41	1,25	0,39	1,12	0,90	0,14	0,55	2135,3	20,4			2186,6	9,6	103
5C	0,0121	87	14	61	0,19	7,31	3,12	0,39	1,49	0,48	0,13	2,75	2143,6	27,1			2156,5	47,9	101
6C	0,0129	204	168	362	0,05	7,46	1,19	0,40	1,11	0,94	0,13	0,41	2179,0	20,6			2157,0	7,1	99
7	0,0141	73	168	309	0,56	4,97	1,44	0,28	1,13	0,79	0,13	0,89	1572,2	15,8			2104,5	15,7	128

Monzogranito com biotita – P10 (Suíte Intrusiva Arapari/Charnockito Cobra Choca) – SHRIMP

14-2	0,0157	267	593	1004	0,61	5,42	1,30	0,31	1,04	0,80	0,13	0,78	1740,0	15,8			2054,8	13,8	117
11	0,0158	210	269	782	0,36	5,58	1,12	0,31	1,07	0,96	0,13	0,32	1752,4	16,5			2092,4	5,7	119
2	0,0196	62	54	192	0,29	6,82	2,91	0,37	1,21	0,42	0,13	2,65	2049,7	21,2			2126,9	46,4	104
7-2C	0,0194	53	91	166	0,57	6,73	3,20	0,37	1,31	0,41	0,13	2,92	2045,8	23,0			2107,4	51,2	103
12C	0,0193	17	90	52	1,79	6,84	2,70	0,38	1,55	0,58	0,13	2,21	2062,7	27,4			2117,8	38,7	103
14C	0,0194	15	49	47	1,08	6,71	2,89	0,38	1,62	0,56	0,13	2,39	2071,7	28,7			2076,2	42,0	100
6C	0,0194	26	93	79	1,22	6,72	2,56	0,38	1,42	0,55	0,13	2,14	2078,2	25,2			2072,7	37,6	100
8C	0,0193	45	13	136	0,10	6,84	1,75	0,38	1,25	0,71	0,13	1,23	2083,1	22,3			2097,8	21,6	101
1C	0,0197	13	60	40	1,55	7,06	2,94	0,38	1,68	0,57	0,13	2,41	2091,6	30,1			2145,4	42,0	103
5C	0,0195	16	60	49	1,27	6,91	3,25	0,38	1,64	0,50	0,13	2,81	2089,4	29,3			2111,5	49,2	101
9C	0,0197	13	60	39	1,60	6,95	2,74	0,39	1,76	0,64	0,13	2,10	2106,4	31,7			2104,1	36,8	100
13C	0,0197	18	41	55	0,76	7,01	2,63	0,39	1,52	0,58	0,13	2,14	2114,3	27,5			2110,9	37,5	100

(conclusão)

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	^e Conc %
		ppm	ppm	ppm	U ^b	^{235}U	%	^{238}U	%		$^{206}\text{Pb}^d$	%	^{238}U	abs	^{235}U	abs	^{206}Pb	abs	
10C	0,0201	12	43	37	1,20	7,06	4,36	0,39	1,77	0,41	0,13	3,99	2125,2	32,1			2112,5	69,9	99
4C	0,0200	8	30	24	1,28	7,02	3,29	0,39	1,95	0,59	0,13	2,65	2125,1	35,3			2103,2	46,5	99
3C	0,0202	12	50	36	1,43	7,18	4,86	0,39	1,76	0,36	0,13	4,53	2144,7	32,2			2123,1	79,4	99

^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206}^a = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}}^t / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$,

^b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1,

^c Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$,

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975),

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* (2016),

C – Zircão usado para idade na Curva Concórdia; (-) Linhas tachadas são os resultados excluídos do cálculo da idade da rocha.

Tabela 9 – Dados Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas da área Volta Grande, Domínio Bacajá.

(continua)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$t_{(U-Pb)}$ (Ma)	T_{DM} (Ma)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}^C (Ma)
Quartzo monzodiorito – F06 (Suíte Intrusiva Oca/Corpo Ouro Verde)												
2	0,281471	0,000035	0,000955	0,000307	0,045329	0,011170	0,281431	-46,5	2203	2673	+2,00	2,63
7-1	0,281449	0,000046	0,000525	0,000043	0,022500	0,000995	0,281427	-47,3	2203	2938	+1,86	2,64
32	0,281565	0,000056	0,001021	0,000077	0,047167	0,002213	0,281522	-43,2	2203	2388	+5,24	2,43
26-1	0,281455	0,000036	0,002213	0,000206	0,101600	0,005569	0,281362	-47,0	2203	2311	-0,45	2,78
38-1	0,281512	0,000055	0,000952	0,000161	0,041446	0,006277	0,281472	-45,0	2203	2515	+3,49	2,54
Quartzo diorito – F-106 (Suíte Intrusiva Oca/Corpo Central)												
2	0,281641	0,000045	0,000808	0,000062	0,053959	0,002760	0,281608	-40,5	2173	2222	+7,60	2,25
3	0,281639	0,000075	0,000735	0,000124	0,048929	0,005834	0,281609	-40,5	2173	2220	+7,65	2,25
4	0,281471	0,000081	0,000482	0,000084	0,031005	0,003437	0,281451	-46,5	2173	2431	+2,04	2,60
5	0,281527	0,000043	0,000738	0,000144	0,045856	0,006010	0,281496	-44,5	2173	2371	+3,65	2,50
6	0,281350	0,000041	0,000281	0,000003	0,016348	0,000080	0,281338	-50,8	2173	2579	-1,98	2,85
7	0,281611	0,000065	0,000810	0,000091	0,050687	0,003846	0,281577	-41,5	2173	2263	+6,53	2,32
9	0,281651	0,000061	0,001281	0,000382	0,084559	0,017385	0,281598	-40,1	2173	2235	+7,26	2,28
11	0,281522	0,000035	0,000955	0,000203	0,061256	0,008277	0,281482	-44,7	2173	2392	+3,14	2,53
12	0,281614	0,000031	0,001004	0,000142	0,064894	0,004692	0,281572	-41,4	2173	2270	+6,34	2,33
13	0,281524	0,000062	0,000547	0,000135	0,033148	0,005426	0,281502	-44,6	2173	2363	+3,84	2,49
14	0,281499	0,000037	0,000573	0,000080	0,033116	0,002960	0,281475	-45,5	2173	2399	+2,90	2,55
Diorito Pórfiro – F01 (Suíte Intrusiva Oca/Corpo Buma)												
28	0,281274	0,000051	0,000196	0,000023	0,008092	0,000709	0,281266	-53,4	2171	2673	-4,59	3,02
33	0,281221	0,000136	0,002810	0,000135	0,130160	0,005963	0,281105	-55,3	2171	2938	-10,32	3,37

(continua)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	T_{DM} (Ma)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}^{C} (Ma)
26	0,281504	0,000042	0,000506	0,000007	0,021015	0,000428	0,281483	-45,3	2171	2388	+3,11	2,54
32	0,281602	0,000050	0,001424	0,000136	0,060635	0,004446	0,281543	-41,8	2171	2311	+5,26	2,40
31	0,281447	0,000037	0,001283	0,000293	0,055829	0,009900	0,281394	-47,3	2171	2515	-0,06	2,73
41	0,281313	0,000034	0,000294	0,000051	0,014003	0,001798	0,281301	-52,0	2171	2628	-3,33	2,94
6	0,281464	0,000055	0,001055	0,000031	0,043562	0,001055	0,281421	-46,7	2171	2476	+0,91	2,67
3	0,281491	0,000045	0,001051	0,000098	0,044315	0,003647	0,281447	-45,8	2171	2439	+1,86	2,61
15	0,281508	0,000056	0,000870	0,000039	0,036954	0,001567	0,281472	-45,1	2171	2404	+2,75	2,56
16	0,281556	0,000050	0,000951	0,000145	0,039045	0,003403	0,281517	-43,4	2171	2344	+4,34	2,46
36	0,281527	0,000052	0,000844	0,000024	0,040187	0,000606	0,281492	-44,5	2171	2377	+3,46	2,51
Sienogranito com biotita – P29 (Complexo Bacajá/Granodiorito Paquiçamba)												
5	0,281456	0,000039	0,000131	0,000061	0,006406	0,001736	0,281450	-47,0	2165	2429	+1,82	2,61
6	0,281418	0,000029	0,000693	0,000183	0,038995	0,007048	0,281389	-48,3	2165	2515	-0,35	2,75
8	0,281449	0,000137	0,000446	0,000093	0,023620	0,003275	0,281431	-47,2	2165	2458	+1,12	2,66
10	0,281431	0,000032	0,000472	0,000084	0,024720	0,002879	0,281412	-47,9	2165	2483	+0,46	2,70
13	0,281385	0,000083	0,000653	0,000098	0,033578	0,002795	0,281358	-49,5	2165	2557	-1,47	2,82
14	0,281508	0,000032	0,000573	0,000160	0,028413	0,005356	0,281485	-45,2	2165	2386	+3,04	2,54
15	0,281485	0,000031	0,000270	0,000024	0,012793	0,000660	0,281474	-46,0	2165	2399	+2,66	2,56
16	0,281497	0,000053	0,000562	0,000107	0,028787	0,003771	0,281473	-45,6	2165	2401	+2,64	2,56
Monzogranito com biotita – P10 (Suíte Intrusiva Arapari/Charnockito Cobra Choca)												
1	0,281373	0,000034	0,000119	0,000017	0,007072	0,000821	0,281369	-49,9	2094	2537	-2,72	2,84
3	0,281380	0,000037	0,000313	0,000030	0,019879	0,001338	0,281367	-49,7	2094	2541	-2,77	2,84
4	0,281403	0,000032	0,000173	0,000029	0,010371	0,001492	0,281397	-48,9	2094	2501	-1,74	2,78

(conclusão)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	T_{DM} (Ma)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}^{C} (Ma)
6	0,281411	0,000054	0,000225	0,000031	0,013652	0,001613	0,281402	-48,6	2094	2495	-1,55	2,77
8	0,281516	0,000054	0,000636	0,000086	0,032734	0,002913	0,281490	-44,9	2094	2380	+1,59	2,57
9	0,281455	0,000029	0,000266	0,000018	0,016213	0,000642	0,281445	-47,0	2094	2438	+0,02	2,67
10	0,281403	0,000050	0,000128	0,000024	0,007931	0,001012	0,281398	-48,9	2094	2499	-1,68	2,78
12	0,281379	0,000048	0,000229	0,000022	0,013866	0,001372	0,281370	-49,7	2094	2537	-2,68	2,84
13	0,281410	0,000042	0,000286	0,000011	0,017488	0,000432	0,281398	-48,6	2094	2500	-1,68	2,78
7	0,281470	0,000026	0,000501	0,000093	0,025663	0,003008	0,281450	-46,5	2094	2433	+0,17	2,66
14	0,281499	0,000031	0,000427	0,000115	0,021415	0,003900	0,281482	-45,5	2094	2390	+1,29	2,59

Parâmetros usados para os cálculos: $\lambda = 1,867 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ (Scherer *et al.* 2001, Söderlund *et al.* 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ para o valor atual do CHUR (Bouvier *et al.* 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0388$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.* 2009); Idades-modelo em estágio único (T_{DM}) calculadas utilizando-se as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medidas, Idades-modelo em estágio duplo ou crustal (T_{DM}^{C}) utilizando-se a respectiva idade U-Pb e uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ média da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004). Os valores tachados não foram usados na interpretação.

Tabela 10 - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS para as unidades representativas da Volta Grande, Domínio Bacajá.

Unidade	Litologia/ Amostra	Sm (ppm) ^R	Nd (ppm) ^R	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	<i>f</i> _(Sm/Nd)	εNd(0)	^t U-Pb (Ma)*	εNd(t)	T _(DM) (Ga)	T _(DM) ² (Ga)
Granitoides riacianos sin a tardi-tectônicos														
Suíte Intrusiva Arapari														
	Monzogranito com biotita/P10	14,0	103	21,74	159,59	0,0824	0,511003	0,000033	-0,581	-31,9	2094	-1,15	2,38	-
Complexo Bacajá														
	Biotita monzogranito/P25	2,35	14,3	2,91	15,69	0,1120	0,510571	0,000047	-0,430	-40,3	2165	-16,8	-	3,65
	Sienogranito com biotita/P29	3,96	27,1	4,59	24,85	0,1116	0,510630	0,000040	-0,497	-48,4	2165	-15,6	-	3,56
	Gabro/F-269V	1,83	5,44	1,83	5,44	0,2030	0,512937	0,000043	-	-	2160 ⁽¹⁾	+4,11	-	2,16
Granitoides riacianos pré a sin-tectônicos Suíte Intrusiva Oca														
	Quartzo diorito/F106	2,54	15,1	4,02	24,07	0,1009	0,511391	0,000049	-0,487	-24,3	2173	+2,44	2,24	-
	Granodiorito /F23	3,52	23,2	2,80	15,77	0,1071	0,511377	0,000014	-0,455	-24,6	2160 ⁽¹⁾	+0,26	2,39	-
	Diorito pórfiro/F01	3,08	15,3	3,99	14,76	0,1215	0,511588	0,000037	-0,382	-20,9	2171	+0,51	2,42	-
	Quartzo monzodiorito/F06	3,61	22,4	4,45	22,98	0,1171	0,511349	0,000011	-0,405	-25,1	2203	-2,60	2,69	-
	Granodiorito/F269	2,51	13,0	3,31	15,64	0,1281	0,511351	0,000053	-0,348	-25,1	2173	-5,99	3,06	-
Greenstone Belt Sideriano Grupo Três Palmeiras														
Formação Bacajá														
	Basalto/F359V	5,03	36,1	5,17	35,27	0,0886	0,511120	0,000044	-0,549	-29,6	2171	+0,54	2,35	-
	Riodacito/F525V	4,35	28,4	5,22	29,99	0,1053	0,511322	0,000044	-0,465	-25,7	2417 ⁽²⁾	+2,75	2,43	-
	Lati-andesito/F02	2,47	14,7	3,04	14,61	0,1256	0,511600	0,000030	-0,362	-20,2	2171	-0,41	2,51	-
Formação Itatá														
	Quartzo anfíbolito/P26	3,65	13,1	5,19	17,06	0,1838	0,512669	0,000037	-	-	2417 ⁽²⁾	+3,20	-	2,58
Metatonalito Rio Bacajá														
	Monzogranito com biotita/F04	2,04	15,1	2,96	17,70	0,1012	0,511057	0,000029	-0,485	-30,8	2338 ⁽¹⁾	-2,16	2,71	-

R – Concentração química em ppm na rocha.

*Idades U-Pb determinadas neste trabalho e usadas para calcular o εNd(t), T_{DM} (Ga) calculado segundo o modelo de evolução de um estágio e T_(DM)² (Ga) modelo de evolução em dois estágios de Nd de DePaolo (1981). ¹Vasquez (2006), ²Cristo (2018).

Tabela 11 - Dados isotópicos U-Pb em titanita obtidos por LA-MC-ICP-MS para o Quartzo diorito Central da Suíte Intrusiva Oca.

ID	f_{206}^a	Pb	Th	U	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	Conc. ^f (%)	
	%	ppm	ppm	ppm		^{235}U	(%)	^{238}U	(%)		$^{206}\text{Pb}^e$	(%)	^{238}U	(abs)	^{235}U	(abs)	^{206}Pb	(abs)		6/8-7/6
	Quartzo diorito – F106 (Suíte Oca/Corpo Central) – LA-MC-ICP-MS																			
03 106T 19	1,6	24	69	47	1,48	9,07	2,08	0,44	1,14	0,55	0,15	1,74	2349,3	26,9	2345,3	48,9	2341,8	40,8	100,3	
04 106T 20	8,6	24	39	40	0,99	10,87	1,84	0,46	0,46	0,25	0,17	1,78	2458,5	11,4	2512,0	46,3	2555,6	45,6	96,2	
05 106T 21	15,2	877	1205	1582	0,77	7,51	2,82	0,40	0,83	0,29	0,14	2,69	2172,8	18,0	2173,8	61,3	2174,8	58,6	99,9	
06 106T 22	6,0	9	7	16	0,46	10,83	2,46	0,51	0,47	0,19	0,16	2,41	2643,0	12,5	2508,8	61,6	2401,9	57,9	110,0	
07 106T 23	8,8	19	39	30	1,29	9,34	2,11	0,49	0,40	0,19	0,14	2,08	2575,7	10,4	2371,5	50,1	2200,3	45,7	117,1	
08 106T 24	2,3	28	56	66	0,85	8,68	1,93	0,46	0,40	0,21	0,14	1,88	2437,2	9,8	2305,3	44,4	2190,4	41,3	111,3	
09 106T 25	1,9	12	15	30	0,52	9,35	1,92	0,47	0,37	0,19	0,14	1,88	2498,1	9,2	2373,4	45,6	2267,9	42,7	110,2	
11 106T 26	9,2	15	25	28	0,90	8,90	2,25	0,47	0,39	0,17	0,14	2,21	2490,8	9,6	2328,0	52,3	2188,2	48,4	113,8	
12 106T 27	10,2	109	134	113	1,19	7,27	2,16	0,39	1,01	0,47	0,13	1,90	2136,6	21,7	2144,6	46,3	2152,2	41,0	99,3	
18 106T 18	7,6	1397	3383	8240	0,41	3,10	5,34	0,23	1,30	0,24	0,10	5,18	1322,2	17,2	1431,7	76,5	1598,5	82,8	82,7	
19 106T 17	8,1	14	18	53	0,35	7,66	4,02	0,41	0,80	0,20	0,14	3,94	2194,4	17,4	2191,5	88,2	2188,7	86,3	100,3	
20 106T 16	0,2	452	620	2537	0,25	5,97	4,57	0,39	0,71	0,16	0,11	4,52	2110,0	15,1	1971,8	90,2	1829,8	82,7	115,3	
21 106T 15	0,4	24	61	89	0,70	9,44	3,24	0,42	0,83	0,26	0,16	3,13	2250,1	18,7	2381,8	77,1	2496,5	78,1	90,1	
22 106T 28	6,5	25	28	141	0,20	5,73	3,96	0,29	1,15	0,29	0,14	3,79	1657,2	19,1	1935,8	76,7	2248,7	85,2	73,7	
24 106T 29	8,1	18	46	77	0,60	7,52	4,29	0,43	0,73	0,17	0,13	4,22	2288,8	16,8	2175,4	93,2	2070,2	87,4	110,6	
25 106T 14	5,6	20	15	70	0,22	8,70	3,75	0,43	0,93	0,25	0,15	3,64	2294,2	21,3	2306,8	86,5	2317,9	84,3	99,0	
26 106T 13	4,3	21	44	71	0,62	9,63	3,42	0,43	0,72	0,21	0,16	3,35	2311,8	16,7	2400,0	82,1	2475,7	82,8	93,4	
27 106T 04	0,0	23	17	121	0,14	9,64	3,02	0,40	0,73	0,24	0,17	2,93	2185,9	16,0	2400,7	72,6	2588,3	75,9	84,5	
33 106T 05	2,8	17	27	50	0,54	8,88	2,17	0,44	0,50	0,23	0,15	2,11	2334,5	11,7	2325,5	50,4	2317,5	48,9	100,7	
34 106T 06	0,0	18	21	61	0,35	10,46	1,87	0,46	0,42	0,23	0,16	1,82	2440,3	10,3	2476,2	46,4	2505,7	45,7	97,4	

ID	(conclusão)																		
	f_{206}^a	Pb	Th	U	$^{207}\text{Pb}/$ Th/U^b	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	Conc. ^f	
	%	ppm	ppm	ppm		^{235}U	(%)	^{238}U		(%)	$^{206}\text{Pb}^e$	(%)	^{238}U	(abs)	^{235}U	(abs)	^{206}Pb	(abs)	6/8-7/6
35 106T 03	2,8	14	22	41	0,55	9,06	2,20	0,44	0,46	0,21	0,15	2,15	2349,3	10,7	2343,7	51,6	2338,9	50,4	100,4
36 106T 08	9,1	472	2015	2835	0,72	2,19	3,46	0,17	1,04	0,30	0,09	3,30	1026,7	10,7	1179,1	40,7	1470,7	48,5	69,8
37 106T 01	42,3	+	+	2	0,69	14,99	13,05	0,34	2,30	0,18	0,32	12,84	1868,8	43,0	2814,5	367,2	3585,4	460,4	52,1
39 106T 10	3,6	16	23	46	0,50	8,86	2,22	0,43	0,69	0,31	0,15	2,10	2300,0	16,0	2323,9	51,5	2344,9	49,4	98,1
40 106T 12	4,4	18	22	84	0,27	6,29	2,30	0,28	1,03	0,45	0,16	2,06	1576,5	16,2	2016,4	46,4	2502,8	51,6	63,0
41 106T 02	90,7	0	2	0	18,53	589,73	12,15	4,13	4,30	0,35	1,04	11,36	10538,4	452,6	6479,5	786,9	5287,1	600,6	199,3
42 106T 11	67,9	4	6	3	1,75	19,33	11,03	0,30	5,23	0,47	0,47	9,71	1676,5	87,7	3058,6	337,4	4156,4	403,7	40,3

^a Fração do ^{206}Pb não radiogênico no ponto de titanita analisado, onde $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_{\text{comum}}}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_{\text{amostra}}}$;

^b As razões Th/U e a quantidade de Pb, Th e U (em ppm) são calculadas em relação à titanita de referência Khan;

^c Corrigido pelo background e fracionamento Pb/U dentro da corrida de execução e normalizado para titanita de referência Khan (valores ID-TIMS/valor medido); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculado usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$;

^d Rho é a correlação de erros definida como o quociente dos erros propagados da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;

^e Corrigido para o *mass-bias* normalizando para titanita de referência Khan e Pb comum usando a composição do modelo de Pb de Stacey e Kramers (1975);

^f Grau de concordância, $6/8-7/6 = (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ idade} * 100) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ idade})$, segundo Horstwood *et al.* (2016).

CAPÍTULO 6 DISCUSSÃO

Neste capítulo, realizamos uma avaliação discursiva dos resultados obtidos no presente estudo, abordando considerações geológicas específicas da área Volta Grande. Para contextualizar adequadamente nossas descobertas, comparamos as características das rochas identificadas com aquelas previamente estudadas no oeste do Domínio Bacajá por outros pesquisadores, como Jorge João *et al.* (1988), Macambira *et al.* (2001), Vasquez (2006), Vasquez *et al.* (2008a), Vasquez *et al.* (2008b), Macambira *et al.* (2009) e Cristo (2018). Também fazemos um paralelo às rochas da porção leste do Domínio Bacajá estudadas por Besser (2012), Besser & Barros (2014), Magalhães (2019), Magalhães *et al.* (2023) e Barros *et al.* (2023). Da mesma forma, serão também discutidas rochas paleoproterozoicas do Cráton Amazônico, no estado do Amapá, pertencentes aos domínios Carecuru e Lourenço, estudadas por Rosa-Costa (2006), Rosa-Costa *et al.* (2006), Milhomem Neto (2018), Milhomem Neto & Lafon (2019), e ainda com trabalhos mundialmente relevantes sobre arcos magmáticos no limite Arqueano-Paleoproterozoico.

Os trabalhos de campo e análises petrográficas permitiram a caracterização de três grandes unidades e diferentes litotipos na área da Volta Grande, Grupo Três Palmeiras, granitoides pré-colisionais da Suíte Intrusiva Oca e granitoides sin a tardi-colisionais do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari. Além de uma rocha monzogranítica de idade sideriana, rochas gabróicas e uma rocha ultramáfica intrusiva na Suíte Intrusiva Oca, as duas últimas de idade e unidade ainda indefinidas.

6.1 TRANSIÇÃO ARQUEANO-PROTEROZOICO

A transição do Arqueano para o Proterozoico decorre de um intervalo de mudanças na evolução geológica da Terra. Idades U-Pb de granitoides e cristais de zircão detríticos sugerem que entre o Neoarqueano e Paleoproterozoico, mais precisamente no período Sideriano (2,5 a 2,3 Ga), o planeta Terra experimentou um decréscimo na taxa de geração de crosta continental juvenil, exatamente entre 2,45 e 2,2 Ga (Condie 1994). Rochas geradas nesse intervalo, em geral, apresentam características transicionais de suítes com afinidade cálcio-alcalina e suítes com afinidade tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG's), comumente alteradas por componentes de subducção (Kusky & Polat 1999, Condie *et al.* 2009, Van Kranendonk 2012).

A caracterização de material juvenil sideriano tem ocorrido em várias partes do mundo (Cawood *et al.* 2013) e tem gerado discussões sobre a validade da hipótese da quietude tectônica, proposta por Condie *et al.* (2009). Isso ocorre porque adições magmáticas periféricas

associadas a ambientes de arco magmático, conforme indicado pela distribuição dos dados de idade e isótopos de Hf em zircão, sugere que pelo menos 70% da crosta continental existente se formou antes de 2,5 Ga (Belousova 2010). Portanto, no Cráton Amazônico, no Domínio Bacajá, autores como Vasquez (2006), Macambira *et al.* (2009, 2022), Besser (2012) e Barros *et al.* (2023) propõem coerentemente a existência de arcos magmáticos, visto que os modelos para o crescimento da crosta continental dependem do conhecimento do equilíbrio entre a geração de nova crosta e a retrabalhamento da crosta antiga ao longo da história da Terra (Dhuime *et al.* 2012, Cawood *et al.* 2018).

A orogenia Transamazônica foi o período em que a crosta do Domínio Bacajá mais cresceu (Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008a). No entanto, nesse domínio, os registros são raros, limitando-se, por exemplo, a granitoides de 2,1 Ga com fonte de crosta juvenil transamazônica (Nd- T_{DM} *ca.* 2,3 Ga), na área Volta Grande (Macambira *et al.* 2003, 2022). Também seu componente juvenil é pouco acentuado se comparado ao nordeste do Escudo das Guianas (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019).

Na porção sudeste do Cráton Amazônico, o Domínio Bacajá, apresenta rochas de fontes arqueanas, com zircões detríticos, representadas na área Volta Grande principalmente por rochas do Complexo Aruanã que, a leste, na Folha Tucuruí, ocorrem como paragneisses de 2630 ± 15 Ma com assinaturas negativas ($\epsilon Hf_{(t)} = -0,3$ a $-1,7$ e $\epsilon Nd_{(t)} = -3,08$ e $-2,98$) com formação no Mesoarqueano (Hf- T_{DM}^C e Nd- T_{DM} entre 3,0 e 3,2 Ga) (Magalhães *et al.* 2023). Autores como Vasquez (2006), Vasquez *et al.* (2008b), Macambira *et al.* (2009) e Cristo (2018) mostram que rochas com fontes paleoproterozoicas (2,1 e 2,4 Ga) ocorrem dentro do Domínio Bacajá, com Nd- T_{DM} de 2,4 e 2,5 Ga. Essas idades mostram a escassez de estudos mais detalhados e critérios mais robustos para as propostas de compartimentação geocronológica riaciana, como já ocorre no Domínio Lourenço, que apresenta idades $\sim 2,18$, 2,14, e 2,12-2,09 Ga com fontes ($\epsilon Hf_{(t)} < 0$) de retrabalhamento crustal e, no domínio Carecuru, em que Hf- T_{DM}^C são em sua maioria arqueanas (Milhomem Neto 2018).

6.2 PALEOPROTEROZOICO INFERIOR

A análise geológica da região de Volta Grande, embasada em estudos de campo e petrografia, proporcionou uma compreensão mais profunda das rochas que compõem a crosta terrestre e suas implicações geoquímicas. A combinação de dados de campo com informações geofísicas também é essencial para a criação de mapas geológicos minuciosos dessa área. Para uma compreensão mais aprofundada, abordamos a evolução ao longo dos períodos geológicos Sideriano e Riaciano.

6.2.1 Período Sideriano

O Grupo Três Palmeiras é composto pelas formações Itatá (base) e Bacajá (topo). A cartografia dessas rochas foi auxiliada pelos padrões geofísicos, que se destacam por altos valores magnetométricos e baixas concentrações de elementos radioativos, como U, Th e K (ANEXO A).

Segundo Thurston (2015), as sequências *greenstones belts* bimodais consistem em fluxos de toleítos basais seguidos, na parte superior, por menores volumes de rochas vulcânicas félsicas. Tanto a Formação Itatá, caracterizada por anfíbolitos com textura nematoblástica e metabasaltos com textura blastofítica, quanto a Formação Bacajá, uma sucessão de rochas com protólitos vulcânicos, vulcanossedimentares e sedimentares imaturos e, que na classificação geoquímica é composta de basalto, lati-andesito e riodacito, estão correlacionadas com a sequência bimodal *greenstone* citada.

Geoquimicamente, a Formação Itatá é produto de vulcanismo basáltico em uma crosta oceânica, com assinatura magmática toleítica predominantemente rica em Fe e Mg, de acordo com o diagrama de Jansen (1976), supostamente evoluídos, em uma dorsal mesoceânica e em arcos de ilha juvenis ou pouco evoluídos como apresentado nos diagramas geoquímicos de Pearce & Norry (1979), Pearce & Cann (1973), Cabanis & Lecolle (1989) e Pearce (2008), durante o Sideriano. Tal hipótese encontra suporte nas conclusões de Jorge João *et al.* (1987), Macambira *et al.* (2003), Besser (2012) e Cristo (2018). Os basaltos possuem baixo K₂O, e nos levam a conclusão de que sua gênese está associada a magmas toleíticos de baixo K, comparáveis aos primeiros *greenstone belts* paleoproterozoicos, como o orógeno Trans-Hudson, no Canadá e o cinturão de ouro Ashanti, na África Ocidental (Thurston 2015).

A Formação Bacajá constitui-se de rochas metamórficas classificadas como xisto anfíbolítico de textura lepidoblástica, metandesito mesocrático, com foliação incipiente a fraca e fenocristais de plagioclásio. As rochas metavulcanoclásticas são representadas por um quartzo-biotita-sericita-actinolita xisto de textura bandada, glomeroporfírica a blastoporfírica e granular hipidiomórfica. As rochas metassedimentares são essencialmente clorita-sericita-quartzo com biotita xisto. Interpreta-se a Formação Bacajá como formada por uma sequência composta de rochas vulcânicas e lavas subvulcânicas acamadadas de natureza, segundo o diagrama de Jansen (1976), dacítica toleítica, andesítica cálcio-alcalina e basáltica komatiítica recobertas por uma sequência de rochas sedimentares, no topo.

As assembleias litotectônicas individuais dos *greenstone belts* do Proterozoico, que são delimitadas por falhas, quando considerados em sua totalidade, são ligadas a orógenos proterozoicos que variam de sistemas claramente acrescionários a seções crustais

anormalmente espessas relacionadas à acreção (Korja *et al.* 2006). Na região de Volta Grande, a relação estratigráfica é caracterizada por várias falhas e zonas de cisalhamento de movimentação sinistral, que afeta as rochas metassedimentares, as quais sobrepõem-se às rochas metavulcânicas na fronteira com a ZCB e no extremo noroeste da área Volta Grande. A relação de contato entre as rochas vulcânicas e o corpo de Quartzo monzodiorito Ouro Verde é interpretada como intrusiva, e observam-se lentes de rochas metavulcânicas básicas que compõem a Formação Bacajá, próximas à ZCB. Além disso, os anfibolitos nematoblásticos com foliação concordante à estruturação dos granitoides resultam da intensa deformação regional causada pela tectônica regional e intrusão de plutons.

O Grupo Três Palmeiras, baseado em dados de campo, estruturas e petrográficos, sofreu metamorfismo de grau baixo de fácies xisto-verde de baixa temperatura até fácies anfibolito, de mais alto grau, de acordo com os critérios de Bucher & Grapes (2011).

A clorita é característica de graus metamórficos baixo e médio, e está presente nas duas fácies: fácies xisto-verde com temperatura entre 300⁰C e 500⁰C e pressões baixas a intermediárias; e fácies anfibolito com temperatura > 500⁰C (Yardley 1990, Bucher & Grapes 2011). A paragênese da fácies anfibolito é hornblenda + plagioclásio, sendo característica de mais alta temperatura, que causa mudanças na composição dos anfibólitos e estabiliza o Ca no plagioclásio, causando o desaparecimento do epidoto. Explicando-se assim, a associação Ca-anfibólitos + clorita. Conseqüentemente, nas rochas máficas (anfibolito e metabásica), a hornblenda de mais alta temperatura apresenta pleocroísmo marrom esverdeado e verde escuro.

A paragênese com actinolita + albita ± epidoto é característica de fácies xisto-verde na zona de baixa temperatura, que atuou nas rochas vulcânicas félsicas, representada por actinolita xisto, com protólito dacítico. Além disso, a paragênese com actinolita + plagioclásio + clorita é interpretada como de fácies xisto-verde de mais alta temperatura, atuante nas rochas metabásicas.

O retrometamorfismo é evidente na paragênese hornblenda + actinolita, passando da fácies anfibolito para xisto-verde, sendo comum a substituição de actinolita nas bordas da hornblenda. A presença dos minerais sericita, biotita, carbonato, além dos acessórios de titanita e opaco (magnetita), é interpretada como associada ao hidrotermalismo.

Quanto à geoquímica elemental das rochas do Grupo Três Palmeiras, essas apresentam elementos incompatíveis com graus de incompatibilidade semelhantes (Th, Ta, La, Yb, Y, Nb, Zr) quando tratados como razões, demonstrando que a fusão parcial e a cristalização fracionada podem ser filtradas e, com isso, pode-se visualizar outras características dos magmas originais, tais como a assinatura geoquímica e a caracterização das fontes mantélicas (Rollison 1993).

Essas sugerem a fusão parcial do manto superior como fonte para as rochas da Formação Itatá. Assim como uma tendência de cristalização fracionada para rochas da Formação Bacajá.

Os teores normalizados por N-MORB de Sun & McDonough (1989) para as amostras da Formação Bacajá mostram enriquecimento em relação à Formação Itatá. Na Formação Itatá, o padrão das ETRL é subhorizontal. Na Formação Bacajá o padrão dos ETRL é moderadamente inclinado para a direita. O padrão dos ETRP no Grupo Três Palmeiras possui inclinação subhorizontal, característico de rochas derivadas do manto (Sharma & Pandit 2003).

O Grupo Três Palmeiras não apresenta uma anomalia significativa de Eu, ou é fracamente negativa. O diagrama de multielementos mostra anomalias negativas de Nb, P, Ti e anomalias positivas de K, Pb e Nd. Adicionados aos diagramas discriminantes de Pearce & Norry (1979) ($Zr-Zr/Y$) e Pearce & Cann (1973) ($Sr/2-Zr-Ti/100$) para as rochas metavulcânicas da Formação Itatá sugerem um ambiente geotectônico de basalto de arco de ilha e basalto de cadeia mesoceânica (MORB). As rochas da Formação Bacajá para esses mesmos diagramas mostram um ambiente geotectônico próximo ao de basalto de cadeia mesoceânica enriquecido (E-MORB) + intraplaca e um ambiente de basalto cálcio-alcálico de arco continental, respectivamente.

O diagrama discriminante de Cabanis & Lecolle (1989) ($Nb/8-La/10-Y/15$) indica que as rochas metavulcânicas da Formação Itatá são rochas toleíticas relacionadas a arcos vulcânicos do tipo N-MORB, enquanto as rochas da Formação Bacajá estão relacionadas a arcos vulcânicos cálcio-alcálicos de margens continentais ativas de domínio compressional.

O diagrama discriminante de Pearce (2008) ($Nb/Yb-TiO_2/Yb$) sugere que as rochas da Formação Itatá são rochas metavulcânicas de N-MORB relacionadas a arcos oceânicos gerados por magmas em ambiente raso, enquanto na Formação Bacajá, as rochas são metavulcânicas de E-MORB, relacionadas a um ambiente de sobreposição de arco continental/oceânico gerado em ambiente também raso.

As assinaturas geoquímicas de arco, como já mencionado, são encontradas tanto nas unidades vulcânicas máficas quanto nas félsicas. A assinatura geoquímica de arcos modernos inclui enriquecimento de elementos incompatíveis de alto teor (Sr, K, Rb, Ba) em relação a elementos de alto teor de HFSE (Th-Yb), que exibem concentrações semelhantes às do basalto de dorsal mesoceânica (MORB). Além disso, as rochas de arco apresentam anomalias distintas para Ti, Nb e Ta. Rochas de arco ocorrem principalmente na associação geoquímica bimodal, tanto nas zonas basálticas da base dessas sequências, quanto nos centros eruptivos félsicos isolados (Ayer *et al.* 2005).

Os dados geoquímicos de rocha total e análises petrográficas de rochas vulcânicas da Volta Grande permitiram definir uma sequência subalcalina de características transicionais peraluminosas a metaluminosas. Os litotipos da sequência Três Palmeiras são enriquecidos em ETRL e LILE, com relação aos HFSE, além de anomalias negativas de Nb, P e Ti, característica de arco magmático. Essas assinaturas geoquímicas são semelhantes com as de suítes formadas em outros ambientes tectônicos compressivos de arcos acrescionários (Hawkesworth & Kemp 2006, Cawood *et al.* 2013).

A falta de evidências mais concretas, como ocorrência de komatiitos, pode dever-se ao fato da sequência Três Palmeiras ainda não ter sido plenamente explorada, sendo necessários mais levantamentos geológicos e geoquímicos para confirmar essa questão. Vale ressaltar que já foram citadas ocorrências de *pillow*-lavas na Vila Ressaca, as quais, embora não confirme a existência de rochas ultramáficas, indicam derrames submarinos. No entanto, as características das rochas da sequência do Grupo Três Palmeiras, quando comparadas às rochas que afloram do lado oriental do rio Bacajá, na Folha Bacajá (Besser & Barros 2016), são correlacionáveis e muito semelhantes, sendo provavelmente de mesma fonte magmática. Dessa forma, neste estudo, propõe-se formalizar essas rochas como constituindo uma continuidade da sequência metavulcanossedimentar Três Palmeiras.

As rochas máficas e félsicas de arco vulcânico acrescionário do Grupo Três Palmeiras, segundo a divisão de Kusky & Polat (1999), indicam Nd-T_{DM} de 2,35 a 2,58 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -0,41 a +3,20, representando uma fonte de magma juvenil neoarqueana para os basaltos toleíticos da Formação Itatá e sideriana para as rochas vulcânicas da Formação Bacajá. Tais dados confirmam as Nd-T_{DM} de 2,39 a 2,71 Ga apresentadas por Macambira *et al.* (2004), Vasquez (2006) e Cristo (2018), e contribuíram para a proposta de acreção da crosta continental na área Volta Grande.

Destaca-se ainda, durante o Sideriano, a ocorrência de monzogranito com biotita (Amostra F04), correlacionado ao MTRB, em acordo à proposta de Vasquez *et al.* (2008a). O granitoide é peraluminoso associado a ambientes geotectônicos relacionados a granitos de arcos vulcânicos. Em relação à origem, a geoquímica indica a presença de uma rocha máfica localizada na transição entre as características de baixo e alto teor de K. O metatonalito apresenta idade U-Pb 2338 ± 5 Ma, Nd-T_{DM} de 3,10 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(2,34\text{Ga})}$ de -10,84 (Vasquez 2006). Neste trabalho obtivemos Nd-T_{DM} de 2,7 Ga e ϵNd de -2,16. Então, conforme a posição geográfica e dados isotópicos, confirmamos que o magma que gerou do MTRB, teve uma fonte predominantemente crustal, cujos resultados indicam origem de um retrabalhamento de crosta neoarqueana a mesoarqueana.

6.2.2 Período Riacciano

6.2.2.1 Suíte Intrusiva Oca

Neste estudo, foi realizada uma divisão litofaciológica detalhada que, em associação com as análises químicas de amostras de rochas plutônicas intermediárias e ácidas, permitiu propor a Suíte Intrusiva Oca. Os corpos cogenéticos informalmente denominados de Quartzo monzodiorito Ouro Verde, Monzonito Gréia (amostra de quartzo monzodiorito MV-125A com idade de 2160 ± 3 Ma; Vasquez 2006), Quartzo diorito Central, Granodiorito Pequí e Diorito pórfiro Buma são interpretados como mais antigos, seguidos pelas intrusões mais jovens dos granodioritos Gameleira e Alto Alegre (Figura 6).

Essas divisões, juntamente com a posição geográfica e as datações isotópicas aqui obtidas, permitiram individualizar os corpos granitoides na área das vilas Ressaca, Itatá e Volta Grande (Mapas geológicos das Figuras 5, 6 e 7; vide Capítulo 3 – Geologia Local) e propor a troca do nome da unidade Granodiorito Oca para Suíte Intrusiva Oca, segundo os preceitos para revisão de unidade litoestratigráfica de Petri (1986), nos seus *Artigos* B15, B20 e B21.

Os granitoides da Suíte Intrusiva Oca possuem uma diversidade de composições. As rochas intermediárias no diagrama *RI-R2* são classificadas como sienodiorito, tonalito, monzonito e gabro-diorito. Já as rochas ácidas estão predominantemente concentradas no campo dos granodioritos e granitos, com destaque para a presença de monzogranitos e um sienogranito.

Nos diagramas Harker para elementos maiores observa-se uma correlação geral negativa nas concentrações de TiO_2 , MgO , CaO e FeO^t , em relação à de SiO_2 . Por outro lado, nota-se uma correlação positiva nas concentrações de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O e P_2O_5 . No diagrama Harker para elementos-traço e razões químicas, nota-se maior dispersão. No entanto, destacam-se as seguintes tendências: Rb, Ba e o índice A/CNK aumentam à medida que a concentração de sílica aumenta, enquanto o Sr, Cr, Zr, Y, Ni, La, Ce, $\text{Mg}^\#$ e a relação $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diminuem.

Em termos gerais, a análise dos elementos-traço nas amostras revela o seguinte comportamento: a) Concentrações relativamente baixas de Nb, b) Concentrações variáveis de Rb, c) Concentrações moderadas de Y, Zr e Ga e d) Concentrações moderadas a altas de Ba e Sr.

Nos diagramas AFM de Irvine & Baragar (1971) e de Miyashiro (1974), os litotipos da Suíte Intrusiva Oca são classificados como da série cálcio-alcálica. Nos diagramas de discriminação de Frost *et al.* (2001), o diagrama Fe^* indica que as amostras se enquadram desde o campo ultramagnesianos até o campo médio magnésiano, predominantemente no campo dos

granitos de cordilheira. No diagrama *MALI*, as amostras plotam no campo que varia de cálcico a cálcico-álcali para as rochas graníticas ácidas e também plotam no campo dos granitos de cordilheira; e o monzogranito se enquadra no campo álcali-cálcico. O diagrama *ASI*, mostra que as rochas ácidas graníticas são peraluminosas em relação as rochas intermediárias, que são de caráter metaluminoso.

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), as rochas da Suíte Intrusiva Oca apresentam-se no campo dos granitos de ambiente geotectônico de arco vulcânico e sincolisional + arco. As potenciais fontes da Suíte Intrusiva Oca, de acordo com Laurent *et al.* (2014), para os granitoides intermediários são rochas máficas com alto-K e baixo-K e para as rochas ácidas, a fonte está no campo das rochas tonalíticas.

O padrão geral de distribuição multielementos normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) apresenta enriquecimento em LILE e ETRL, e anomalias negativas de Ni, P e Ti, e depletação em HFSE, típicos de granitos orogênicos de arcos vulcânicos. Segundo Terentiev & Santosh (2018), os granitoides de alto teor de magnésio do Pré-Cambriano apresentam características comuns, como uma ampla gama de teores de SiO₂, enriquecimento em LILE (K, Ba, Sr), ETRL, anomalias negativas normalizadas ao Manto Primitivo em Nb-Ti e fracas anomalias negativas ou ausência de anomalias de Eu em suítes intermediárias.

As variações nos conteúdos de Rb, Ba, Sr, Nb, P e Ti são atribuídas principalmente ao conteúdo dos minerais formadores de rocha, sendo que os altos conteúdos de Rb e Ba e reduzidos de Sr, Nb, P e Ti são consequência da cristalização fracionada de feldspato alcalino, plagioclásio e biotita, confirmados pelo forte fracionamento magmático dos ETR. As anomalias negativas em Ti e P são sintomáticas de cristalização fracionada avançada de minerais acessórios, óxidos de ferro-titânio e apatita, que empobrecem o magma residual em Ti e P (Gill 2010).

A somatória dos ETR na Suíte Intrusiva Oca é relativamente baixa. O fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP é alto. A variação dos ETRP é baixa. Esse valor indica uma concentração relativamente uniforme dos ETRP nos granitoides. A anomalia de Eu é negativa a levemente positiva. No caso dos modelos de fusão e cristalização baseados em ETR que envolvem o *melt* de plagioclásio ou o *melt* de feldspato potássico, observa-se que o magma resultante possui uma concentração mais baixa de Eu em comparação com outros elementos (Hawkesworth1 & Kemp 2006).

Essas observações indicam que as rochas intermediárias e ácidas da Suíte Intrusiva Oca passaram por processos de diferenciação magmática distintos, resultando em variações

geoquímicas significativas entre os dois grupo de rochas. Porém, essas características são comumente observadas na crosta continental, resultantes da diferenciação química de magmas originados em arcos magmáticos (Taylor & McLennan 1995).

As amostras da Suíte Intrusiva Oca exibem padrões consistentes e reproduzíveis nos *spiderdiagrams*, refletindo as tendências na composição química relacionadas ao aumento da 'maturidade do arco', conforme proposto por Brown *et al.* (1984). Os aumentos observados em elementos-traço, como Cs, Rb, Ba, Th, U e P, e diminuição de Ni, P e Ti são indicativos dessa maturidade crescente, com exceção da amostra F269, que representa o Granodiorito Pequi, possivelmente devido à sua proximidade com rochas ferrosas e da série toleítica. Esses resultados são congruentes com estudos anteriores, que descrevem padrões semelhantes em granitoides da área do Rio Bacajá (Besser 2012 e Besser & Barros 2016) e no Domínio Carecuru (Amapá) (Rosa-Costa 2006), além do reconhecimento de acreção crustal juvenil cálcio-alcalina, em torno de *ca.* 2,28 Ga durante o evento Transamazônico.

Na Vila Itatá a Suíte Intrusiva Oca foi reconhecida no corpo Granodiorito Pequi. Os granitoides da suíte possuem feições de deformação de baixa e alta temperatura. As feições típicas de deformações em baixa temperatura são extinção ondulante, subgrãos, grãos neoformados em cristais de quartzo, microfraturas e porfiroclastos. Já as pertita e maclamento xadrez na microclina são feições que correspondem a processos ocorridos em temperaturas altas de *ca.* 500°C, segundo autores como Pitcher (1979) e Parson (2010). A forte orientação N70°W das estruturas plásticas representam, provavelmente, formas alongadas de diferentes intrusões de granitoides, com assinatura magnetométrica baixa, que se alojaram durante a construção da Suíte Intrusiva Oca. Os cristais de zircão, como no caso do Quartzo monzodiorito Central, apresentam feições e texturas de temperatura de metamorfismo médio a alto e de alteração química (Corfu 2003), interpretadas como em função da alteração hidrotermal.

Na área Vila Ressaca a mineralização aurífera está associada à biotita, clorita, sericita, carbonato, epidoto, quartzo e sulfetos e a zonas de cisalhamento rúptil-plástico, miloníticas a cataclásticas, com mergulho alto de N70°W/70°-85°SW. Segundo Hedenquist & Lowenstern (1994), fluidos magmáticos são fonte primária de muitos componentes nos depósitos de minério hidrotermal formados em arcos vulcânicos e esses componentes, incluindo os metais, se concentram em magmas de várias fontes, como no caso da Volta Grande (este estudo e Silva *et al.* 2021), cuja discussão necessita ser aprofundada no futuro. Na área Vila Ressaca, as zonas de alteração hidrotermal mineralizadas primárias e secundárias do morro do Galo são características de ouro do tipo orogênico, na concepção de Grooves *et al.* (1998) e Goldfarb *et al.* (2001), assim extendendo-se a todo depósito.

6.2.2.2 Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari

O mapeamento geológico e estudos petrográficos indicam a presença de um corpo intrusivo na sequência Três Palmeiras, denominado informalmente de Granodiorito Paquiçamba, relacionado ao Complexo Bacajaí, e apresentando três diferentes litofácies: mesopertita granodiorito, biotita monzogranito e sienogranito com biotita. Da mesma forma, o corpo também informal, Charnockito Cobra Choca da Suíte Intrusiva Arapari, apresenta duas litofácies, monzogranito com biotita e mesopertita sienogranito com biotita.

Em acordo com o diagrama *TAS* de Middlemost (1994) para classificação geoquímica dos granitoides do Complexo Bacajaí e da Suíte Intrusiva Arapari, as amostras são compostas por quartzo monzonito, granito e granodiorito. No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), todos os granitoides são classificados como rochas de afinidade cálcio-alcálica.

As características das rochas granitoides sin a tardi-colisionais quanto aos ETR são semelhantes entre si, por exemplo: somatória dos ETR baixa, fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP $(La/Lu)_N$ alto, a variação dos ETRL $(La/Sm)_N$ moderada, variação dos ETRP $(Gd/Lu)_N$ baixa. Somente há diferença na anomalia de Eu, que é negativa a levemente positiva no Complexo Bacajaí, enquanto a anomalia de Eu para a Suíte Intrusiva Arapari é negativa.

Nos diagramas de discriminação de Frost *et al.* (2001), as amostras dos granitos do Complexo Bacajaí são médio-magnesianas, embora uma única amostra (P12) apresente caráter ferroso. Os granitos são cálcicos a álcali-cálcicos, sendo que as amostras P25 e P26 correspondem ao campo dos granitos de cordilheira e são rochas de caráter peraluminoso.

Analisando novamente o diagrama de discriminação de Frost *et al.* (2001) para os granitoides da Suíte Intrusiva Arapari, suas amostras diferem do Complexo Bacajaí, pois são médio-magnesianas, cálcio-álcalicas a álcali-cálcicas e de caráter metaluminoso.

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), as rochas sin a tardi-colisionais apresentam-se no campo dos granitos de arcos vulcânicos na relação Rb *versus* Y+Nb e no campo sincolisional + arco vulcânico na relação Nb *versus* Y, exceto o quartzo monzonito (Amostra P10) da Suíte Intrusiva Arapari, que plota próximo ao limite de granitos intraplaca.

De acordo com Laurent *et al.* (2014), as fontes do Complexo Bacajaí são rocha máficas com baixo-K e alto-K com alguma contribuição de metassedimentos. Já as fontes da Suíte Intrusiva Arapari são rochas máficas com alto-K.

O padrão de multielementos normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989), mostra um enriquecimento em LILE e ETRL, anomalias negativas significativas de Ni, P e Ti, e depleção em HFSE, típicos de granitos orogênicos de arcos vulcânicos. Os elementos

HFSE do Complexo Bacajaí apresentam teores mais altos em relação às amostras da Suíte Intrusiva Arapari. Também nota-se uma anomalia positiva significativa de Pb em ambos os grupos de granitoides. Essas características indicam que elas foram derivadas de uma fonte de magma misto entre a crosta continental inferior e a entrada de componentes provenientes da cunha do manto acima da zona de subducção (Dong *et al.* 2011).

As amostras do Complexo Bacajaí plotados no diagrama de ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995), marca maiores concentrações de ETRL em relação aos ETRP, o que demonstra um fracionamento magmático forte, traduzido pela razão $(La/Lu)_N$. O padrão dos ETRL é moderado, gerando um padrão escarpado/inclinado para direita e os teores de ETRP são baixos e apresentam um padrão subhorizontal. As anomalias de Eu são negativas a neutras. Porém, na amostra de granito P12 a anomalia de Eu é negativa e acentuada e pode estar associada a um ambiente tectônico específico de subducção de placas (Dong *et al.* 2011).

As amostras da Suíte Intrusiva Arapari plotadas no diagrama de ETR normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995) mostram que os ETRL possuem um fracionamento magmático alto em relação aos ETRP, traduzido pela razão $(La/Lu)_N$. O padrão dos ETRL é moderado, gerando um padrão inclinado para direita e os teores de ETRP são baixos e apresentam um padrão subhorizontal.

6.3 COMPARTIMENTAÇÃO ISOTÓPICA RIACIANA

Para uma abordagem mais abrangente e considerando as unidades litoestratigráficas, a idade de cristalização U-Pb e os dados isotópicos Nd-Hf (Tabelas 8, 9, 10 e 11), dividimos as unidades Suíte Intrusiva Oca, Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari em grupos isotópicos/geocronológicos. A evolução crustal foi analisada com base nas diferentes épocas dos eventos magmáticos, a fim de melhor compreender as mudanças ao longo do tempo.

Os dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e SHRIMP, e LA-ICP-MS em titanita permitiram definir com boa precisão e acurácia as idades de cristalização de cinco amostras pertencentes a três unidades estratigráficas do Domínio Bacajaí (Figura 44A).

De acordo com os diagramas Nd- T_{DM} em rocha total *versus* Hf- T_{DM}^C em zircão (Figura 44B) e o diagrama $\epsilon Nd_{(t)}$ em rocha total *versus* $\epsilon Hf_{(t)}$ em zircão (Figura 44C), cujas barras verticais indicam o intervalo de Hf- T_{DM}^C e valores de $\epsilon Hf_{(t)}$ para cada amostra, refletindo a variação na composição isotópica de $^{176}Hf/^{177}Hf$ dos cristais analisados. Por outro lado, os valores Nd- T_{DM} e $\epsilon Nd_{(t)}$ para a rocha total de cada amostra são médias pontuais.

6.3.1 Granitoides 2,20-2,17 Ga da Suíte Intrusiva Oca

6.3.1.1 Granitoides mesoriacianos de 2,20 Ga

O quartzo monzodiorito mineralizado (Amostra F06) do corpo Ouro Verde da Suíte Intrusiva Oca contém cristais de zircão euédricos, fraturados e metamíticos, indicando metamorfismo hidrotermal (Rubatto 2017). O corpo Ouro Verde é correlacionado ao primeiro estágio da evolução regional proposta por Macambira *et al.* (2009), que ocorreu em ambiente de arco continental, que neste estudo se posiciona entre 2,20 e 2,17 Ga.

A idade U-Pb LA-ICP-MS Concórdia de 2203 ± 23 Ma obtida na amostra F06 é interpretada como idade de cristalização da rocha no Mesoriaciano. Essa idade representa analiticamente a mais precisa obtida nessa amostra em parâmetros estatísticos MSWD e 2σ , segundo os critérios de Spencer *et al.* (2016). Outras duas populações de zircão concordantes apresentam idades Concórdia 2221 ± 14 Ma mais antiga, e uma população mais jovem de idade Concórdia de 2152 ± 26 Ma.

A primeira idade, 2221 ± 14 Ma, é semelhante à idade adotada como de cristalização, 2203 ± 23 Ma, levando em consideração os erros analíticos, e interpretamos isso como antecristais, conforme sugerido por Miller *et al.* (2007). Já a idade menor, 2152 ± 26 Ma, é interpretada como um provável pulso de cristalização com cristais mais jovens, os quais, segundo Miller *et al.* (2007), são formados em redes de cristais impregnados por fusão variável, ou resultam de perda parcial de Pb, e não têm significado geológico. As idades U-Pb situam essa rocha no Mesoriaciano.

O valor de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ exibe uma tendência negativa, associada a Nd- T_{DM} de 2,7 Ga e a Hf- T_{DM}^{C} variando entre 2,4 e 2,8 Ga, com valores de Hf $_{(2,20\text{Ga})}$ variando entre -0,4 a +5,2 (conforme apresentado nas Tabelas 9 e 10, Figura 43). As prováveis fontes são interpretadas como magmas de origem mantélica extraídos durante os períodos Sideriano a Neoarqueano, com evidências de alguma mistura ou assimilação de material crustal também neoarqueano. Essa interpretação é respaldada pelo valor negativo de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-2,60), somado a um único valor baixo e negativo de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, que exibe a maior razão de 0,281523 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)^t para o corpo intrusivo Ouro Verde. A fonte ígnea primária dessa rocha é caracterizada como inicialmente mantélica cristalizada a partir de múltiplos pulsos magmáticos, no Mesoriaciano.

O episódio de fusão/extração Nd- T_{DM} ocorrido entre 2,69 e 3,06 Ga, conforme representado na Figura 43, é também evidenciado pelo Granodiorito Pequi (Amostra F269) com valor de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de -5,99, correspondendo a uma fonte de crosta antiga retrabalhada do período Neoarqueano a Mesoarqueano.

6.3.1.2 Granitoides mesoriacianos de 2,17 Ga

Esses granitoides são representados por dois litotipos: quartzo monzodiorito (F106) e diorito pórfiro (F01) e são correlacionados ao segundo estágio da evolução regional proposta por Macambira *et al.* (2009), que envolveu magmas com componentes juvenis e de retrabalhamento:

O quartzo diorito mineralizado mesoriaciano (Amostra F106), representando o corpo Central da Suíte Intrusiva Oca, possui cristais de zircão zonados e com características que indicam metamorfismo hidrotermal, com pouca dissolução, < 400^o C com metamorfismo de baixo grau menor que fácies xisto-verde (Rubatto 2017).

A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão 2173 ± 7 Ma e as Hf-T_{DM}^C de 2,3 a 2,6 Ga são siderianas e neoarqueanas e Nd-T_{DM} 2,2 Ga riaciana, mais jovem. Os dados isotópicos ϵ Nd-Hf_(t) representam um conjunto de valores positivos (Figura 44), como fonte geradora mantélica para essa rocha (Amostra F106).

O quartzo diorito apresenta cristais de titanita homogêneos, sem estruturas internas, portanto, sem sinais de metamorfismo, indicou uma idade Concórdia de 2171 ± 17 Ma (MSWD = 0,11; 2 σ), similar à idade de cristalização U-Pb em zircão. A idade concordante 2332 ± 11 Ma (MSWD = 0,043; 2 σ) obtida na mesma amostra de titanita, pode ser um registro de herança magmática, a qual não foi possível ser relacionada a nenhuma unidade magmática do embasamento na Volta Grande do Domínio Bacajá, podendo ser resultado de mistura ígnea.

O diorito pórfiro (Amostra F01), localizado no corpo Buma, destaca-se por ser o único corpo da Suíte Intrusiva Oca estudado isotopicamente que não está mineralizado. Os cristais de zircão são zonados e foram interpretados provavelmente como cristalizados diretamente a partir de material fundido ou precipitado de um fluido afetado por um metamorfismo hidrotermal segundo critérios de Rubatto (2017). Porém, quando metamórficos, os cristais apresentam zonas homogêneas, que podem se superpor, mas são diferentes do zoneamento ígneo oscilatório. A idade também é similar a de outros corpos, o que indica um processo ígneo.

A idade U-Pb LA-ICP-MS Concórdia de 2171 ± 13 Ma é interpretada como a idade de cristalização do diorito pórfiro (Amostra F01). Além disso, um cristal de zircão concordante apresentou a idade de 2965 ± 30 Ma (Neoarqueano), tomado como cristal herdado, segundo interpretações de Miller *et al.* (2007), e representa a maior idade de cristalização encontrada em cristais de zircão em corpos da Suíte Intrusiva Oca, interpretada como a mais importante representante da crosta arqueana retrabalhada e relacionada ao embasamento do Domínio Bacajá.

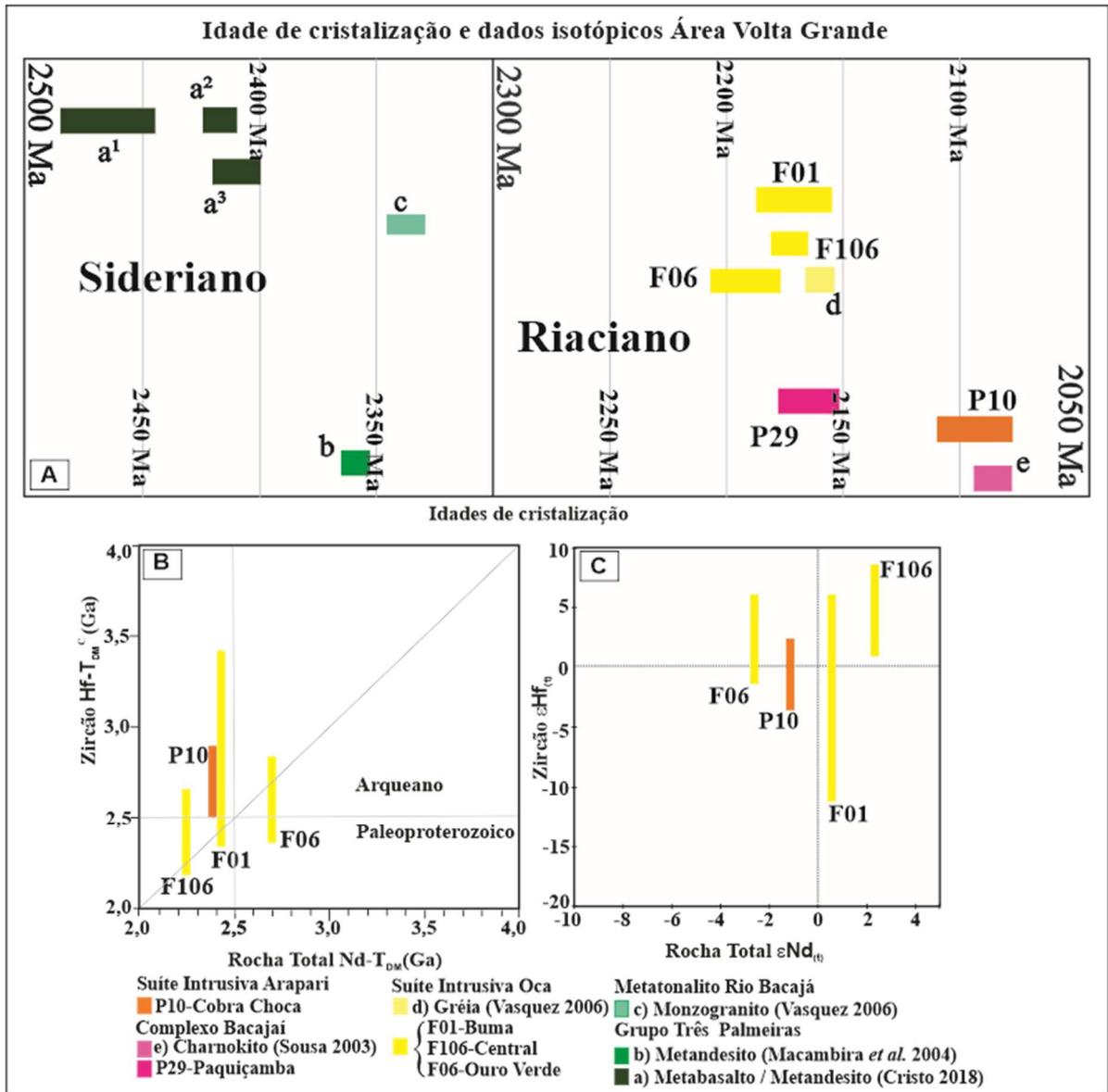


Figura 44 – A) Diagrama mostrando as idades de cristalização U-Pb e idades-modelo Sm-Nd de rochas da área Volta Grande. B) Relação entre as idades-modelo dos isótopos de Hf- T_{DM}^C em zircão *versus* idades-modelo Nd- T_{DM}^C em rocha total; C) Relação $\epsilon Hf(t)$ em zircão *versus* $\epsilon Nd(t)$ em rocha total. Os valores dos dados estão de acordo com as Tabelas 8, 9, 10 e 11.

O diorito pórfiro (Amostra F01) apresenta Nd- T_{DM}^C de 2,4 Ga e $\epsilon Nd(t)$ baixo positivo. Segundo os dados isotópicos de Lu-Hf, podemos dividir em dois tipos distintos em relação as Hf- T_{DM}^C e $\epsilon Hf(t)$: para o primeiro intervalo Hf- T_{DM}^C está entre 2,4 e 2,7 Ga, Sideriano e Neoarqueano, e os valores de $\epsilon Hf(t)$ positivos, representando uma fonte mantélica; enquanto no segundo intervalo, Hf- T_{DM}^C está entre 2,7 e 3,4 Ga, e os $\epsilon Hf(t)$ são negativos e sugerem uma provável origem de fonte crustal retrabalhada de idade meso a paleoarqueana, sendo a idade de crosta a maior encontrada neste estudo e reflete as menores razões isotópicas $^{176}Hf/^{177}Hf$ (de 0,281105), dentre todas as amostras estudadas na Suíte Intrusiva Oca no Domínio Bacajá.

O episódio Nd-T_{DM} que varia entre 2,24 a 2,42 Ga, é representado pelo quartzo diorito, diorito pórfiro e granodiorito (Amostras F106, F01 e F23, respectivamente) com $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ que varia entre +0,26 e +2,44, gerados de uma fonte magmática de assinatura juvenil riaciana a sideriana.

Esse diorito pórfiro reflete a evolução crustal mista entre material juvenil riaciano e crosta arqueana retrabalhada, tendo em vista que a idade média atual do modelo de Hf da crosta continental é de cerca de 2,8 Ga (Belousova 2010).

6.3.2 Granitoides mesoriacianos de 2,17 Ga do Complexo Bacajaí

A rocha estudada é um sienogranito com biotita (Amostra P29), do Granodiorito Paquiçamba do Complexo Bacajaí. Os cristais de zircão possuem zoneamento ígneo oscilatório bem desenvolvido e são provavelmente cristalizados diretamente a partir de material fundido (Rubatto 2017).

A idade U-Pb SHRIMP Concórdia de 2165 ± 10 Ma foi interpretada como a idade de cristalização do sienogranito (Amostra P29), posicionando-o no Mesoriaciano (2,17 Ga). A rocha apresenta Hf-T_{DM}^C entre 2,5 e 2,8 Ga, com a maioria dos valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ sendo positivos. Os processos de derivação mista, tanto crustal quanto mantélica, são consideradas as fontes envolvidas na geração desse sienogranito, que tem sua origem exclusivamente neoarqueana. Não foram obtidos dados isotópicos significativos de Sm-Nd para essa amostra.

Interpretamos que os granodioritos, monzodioritos e sienogranitos de 2,17 Ga são intrusivos e fazem parte do arco continental, e sugerimos uma reavaliação e uma nova reinterpretação sobre a cronologia e a natureza dos eventos geológicos, levando em conta que esse estágio se iniciou em um momento anterior ao que se presumia inicialmente, conforme o terceiro estágio descrito no trabalho de Macambira *et al.* (2009).

6.3.3 Granitoides neoriacianos de 2,09 Ga da Suíte Intrusiva Arapari

O monzogranito com biotita com características charnockíticas (Amostra P10), corpo Cobra Choca da Suíte Intrusiva Arapari, apresenta cristais de zircão com zoneamento ígneo e também são provavelmente cristalizados a partir de material fundido (Rubatto 2017). Os cristais de zircão apresentam centros escuros e bordas claras, evidenciando altas concentrações de U (Corfu *et al.* 2003). O método U-Pb SHRIMP indicou uma idade Concórdia de 2094 ± 13 Ma, obtida a partir de resultados concordantes e, interpretada como a idade de cristalização da rocha no Neoriaciano (2,1 Ga).

A rocha apresenta Nd- T_{DM} de 2,4 Ga e $\epsilon Nd_{(2,09Ga)}$ baixo negativo -1,15. As Hf- T_{DM}^C estão entre 2,6 e 2,8 Ga, e os valores de $\epsilon Hf_{(t)}$ estão entre -2,8 a +1,6. As fontes dessa rocha são de origem crustal retrabalhada com menor contribuição mantélica neoarqueana. A intrusão dos charnockitos representam o terceiro estágio de evolução regional, proposto por Macambira *et al.* (2009), que se colocou em 2,09 Ga na área Volta Grande.

6.4 CORRELAÇÕES EVOLUTIVAS

Os primeiros modelos de evolução crustal propostos para a área da Volta Grande do Domínio Bacajá foram feitos com uso extensivo dos métodos isotópicos Pb por evaporação em zircão e Sm-Nd em rocha total (por exemplo Macambira *et al.* 2004, Vasquez 2006, Vasquez 2008a). Os resultados U-Pb associados à geoquímica isotópica Lu-Hf em cristais de zircão integrados com análises isotópicas Sm-Nd em rocha total são inéditos na área Volta Grande.

Em geral, as Hf- T_{DM}^C calculadas para os granitoides da área Volta Grande resultaram em valor mínimo de 2,25 Ga (Amostra F06) e máximo de 3,37 Ga (Amostra F01). Os dados isotópicos Lu-Hf em zircão totalizam 44 análises, que apresentam valores de $\epsilon Hf_{(t)}$ entre -10,6 e +7,7, com média positiva de +1,5, dentre os quais 72,7% (32/44) são positivos e somente 27,3% (12/44) são negativos. Os dados Sm-Nd em rocha total apresentam em geral similaridades com os dados Lu-Hf de acordo com o $\epsilon Nd_{(t)}$, com valores negativos e positivos, e Nd- T_{DM} 2,24 a 3,06 Ga, riacianas a mesoarqueanas. Esses dados isotópicos confirmam o predomínio de processos mantélicos em detrimento ao retrabalhamento crustal de fontes predominantemente arqueanas, durante a geração dos granitoides riacianos.

A geração de nova crosta continental por meio de episódios siderianos-riacianos de cristalização das rochas e extração mantélica mais antiga desempenhou um papel fundamental na assinatura isotópica global de Hf-Nd das rochas da área da Volta Grande. No entanto, a mistura entre dois componentes, sideriano-riaciano e neoarqueano, também foi um processo gerador significativo. Isso é evidenciado pelos dados de $\epsilon Hf_{(t)}$ que mostram valores baixos para as fontes do material, tanto positivos quanto negativos, e tanto crustal quanto mantélico. Além disso, observam-se picos de Hf- T_{DM}^C de 2,81 Ga e 3,19 Ga, no período Mesoarqueano. Assim, propomos a mistura de componentes juvenis siderianos-riacianos e crustais mesoarqueanos em diferentes proporções como fonte para geração do Domínio Bacajá na área Volta Grande.

As figuras 44B e 44C apresentam os intervalos dos valores de Hf- T_{DM}^C maiores dos que os dos valores de Nd- T_{DM} em rocha total. Os valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ de rocha total são comparados com os valores de $\epsilon Hf_{(t)}$ medidos em zircão, mostrando que os processos de formação de crosta a partir do manto são mais importantes que os processos de retrabalhamento crustal para as

rochas da Suíte Intrusiva Oca ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ -5,99 a +2,44; e $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ -0,45 a +5,24 (Amostra F06); +2,04 a +7,65 (Amostra F106); -10,32 a +4,34 (Amostra F01); e para o Complexo Bacajá ($\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ -0,35 a +3,04) (Amostra P29) (Tabelas 9 e 10), na Volta Grande do Domínio Bacajá, uma vez que a maioria dos valores é supracondrítico (72,7%). Porém, pode-se ressaltar que o processo de retrabalhamento crustal é relativamente mais relevante que os componentes juvenis nas rochas da Suíte Intrusiva Arapari ($\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ -2,77 a +1,59) (Amostra P10) (Tabela 9)

6.4.1 Correlações com evolução de granitoides a leste do Domínio Bacajá

A leste da área Volta Grande, Besser & Barros (2016) e Barros *et al.* (2023) apresentaram dados geoquímicos para granitoides com afinidades de arco gerados por fusão parcial em zonas de subducção que são caracterizados por granitos peraluminosos, cálcio-alcalinos com médio a alto K e um enriquecimento significativo em ETRL e anomalia negativa de Eu.

As assinaturas geoquímicas de ETR presentes nos granitoides da área Volta Grande revelam padrões tipicamente cálcio-alcalinos, caracterizados por um empobrecimento em ETR pesados em comparação com os leves. Esse perfil descarta a possibilidade de contribuição de plumas mantélicas, as quais normalmente resultariam em assinaturas enriquecidas em ETR pesados. Os diagramas discriminantes aplicados aos granitoides da Suíte Intrusiva Oca, Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari indicam um caráter orogênico associado a uma margem continental ativa, sugerindo influência de processos de subducção durante o mesmo evento magmático que afetou a região a leste, na Folha Bacajá (Besser & Barros 2016, Barros *et al.* 2023).

Os altos teores de Sr e Ba em granitoides do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari foram interpretados como evidências da ausência de plagioclásio no resíduo em consequência de alta pressão parcial em zonas de subducção, como proposto por Condie (2005). Assim, os granitoides sin a tardi-colisionais do Domínio Bacajá com altos teores de Sr e Ba são interpretados como gerados em ambiente de arco magmático de fontes profundas. Essas interpretações são confirmadas pelos baixos teores de ETRP, que seriam geradas por fontes profundas onde a granada permaneceria no resíduo.

Os dados geocronológicos de Magalhães *et al.* (2023) permitiram a individualização de dois grupos de colocação magmática Riacionos na Folha Tucuruí, a aproximadamente 250 km a leste da área Volta Grande. Os granitoides possuem idades de *ca.* 2,1 e 2,08-2,06 Ga. Os dados das idades riacionas são correlacionadas às idades do Complexo Bacajá e da Suíte Intrusiva Arapari na área Volta Grande. O metatonalito e o monzogranito do Complexo Bacajá

(Amostras EM-100 e PR-170, respectivamente) apresentam idades de cristalização de 2103 ± 21 Ma e 2094 ± 11 Ma e uma variação nos valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, desde negativos até positivos. Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ variam de -2,26 a -1,46 e Nd-T_{DM} 2,58 a 2,41 Ga. Magalhães *et al.* (2023) obtiveram para um sienogranito uma idade de cristalização de 2080 ± 16 Ma com $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,6 a 2,8 Ga e ϵHf de -2,9 a +1,1 para rochas da Suíte Intrusiva Arapari. As idades de cristalização, Nd-T_{DM} e $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ e o parâmetro petrogenético $\epsilon\text{Nd-Hf}$ deste estudo se sobrepõem e são correlacionáveis aos de Magalhães *et al.* (2023), na área da Folha Tucuruí.

Os dados relacionados à idade, comumente obtidos por meio da datação U-Pb em zircão, foram integrados aos isótopos de Nd em análises abrangentes de rochas. Esse método é semelhante ao realizado por Vervoort & Blichert-Toft (1999) para caracterizar o material da fonte da crosta. Vale ressaltar que o comportamento do sistema isotópico Lu-Hf em zircão na região de Volta Grande apresenta semelhanças notáveis com o sistema Sm-Nd em rochas totais.

Os granitoides da área Volta Grande e aqueles a leste, nas áreas Rio Bacajá e Folha Tucuruí, fazem provavelmente parte da mesma compartimentação geocronológica no Domínio Bacajá. Ambos possuem fonte mantélica, porém o magma foi contaminado durante sua migração pela crosta, provavelmente por uma crosta continental mais antiga encaixante meso a paleoarqueana ou por um magma produzido por fusão da crosta neoarqueana, semelhante e correlacionável às rochas granitoides do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari, deste estudo.

6.4.2 Considerações e correlações evolutivas com granitoides paleoproterozoicos do estado do Amapá

Pode-se comparar as idades das unidades riacianas do Domínio Bacajá aos modelos riacianos de evolução geodinâmica do sudeste do Escudo das Guianas, em especial, aos granitoides dos domínios Lourenço e Carecuru, que representam domínios juvenis da Província Maroni-Itacaiúnas setentrional (Delor *et al.* 2003, Rosa-Costa 2006, Milhomem Neto & Lafon 2019), ambos relacionados à Orogenia Transamazônica.

Os principais estágios evolutivos apresentados por Delor *et al.* (2003) e por Milhomem Neto (2018), são os estágios mesoriaciano (2,18-2,13 Ga) e neoriaciano (2,11-2,08 Ga). A Suíte Intrusiva Flexal, unidade mais antiga (2,18 Ga), representa um magmatismo TTG cálcio-alcalino gerado em contexto de subducção de crosta oceânica em ambiente de arco magmático continental, assim como a Suíte Intrusiva Carecuru (2,14-2,15 Ga) (Rosa-Costa 2006, Rosa-Costa *et al.* 2014).

Rosa-Costa *et al.* (2003, 2006) propuseram um modelo evolutivo que considera a participação de crosta arqueana do Bloco Amapá na origem das rochas paleoproterozoicas do estado do Amapá, representado por um ambiente de arco magmático continental, originado sobre uma zona de subdução estabelecida durante a fase inicial da convergência entre blocos continentais arqueanos, como origem das rochas cálcio-alcálicas mesoriacianas do Domínio Carecuru. As unidades mesoriacianas e neoriacianas reportadas por Milhomem Neto (2018) são correlacionadas ao estágio convergente-acrescionário, entre 2,19 e 2,14 Ga, e ao estágio colisional, entre 2,10 e 2,08 Ga, respectivamente. Assim, para efeito de comparação, pode-se expandir a correlação da área Volta Grande nas idades riacianas (2,20-2,17; 2,16 e 2,09 Ga) como similares à da orogenia dos domínios Lourenço e Carecuru no estado do Amapá.

6.5 EVOLUÇÃO CRUSTAL DA ÁREA VOLTA GRANDE DO DOMÍNIO BACAJÁ

A evolução da área Volta Grande segue a ordem geocronológica apresentados na Tabela 12 e na Figura 45. O Grupo Três Palmeiras foi formado no Paleoproterozoico (2465 ± 17 Ma, Cristo 2018) em ambiente de arco de ilha ou fundo oceânico, a partir diretamente do magma máfico mantélico juvenil de Nd- T_{DM} de 2,4 Ga a 2,5 Ga e ϵNd baixo negativo a positivo (ϵNd -0,41 a +3,20), que demonstram uma evolução acrescionária de origem magmática no Sideriano (Figura 45A). Esse ambiente também gerou rochas sedimentares, de natureza indefinida entre transicional ou continental e em menor proporção no topo da Formação Bacajá, característico de pequenas bacias sedimentares em ambientes de retroarco (Figura 45B).

O Grupo Três Palmeiras interagiu de forma encaixante às rochas monzograníticas de idade 2338 ± 5 Ma (Vasquez 2006) e Nd- T_{DM} 2,7 Ga e ϵNd -2,16, que cresceram sobre uma crosta mesoarqueana pretérita (Figura 45B), em fase identificado como o estágio final da acreção do arco de ilha ao bloco arqueano pretérito existem no Domínio Bacajá, como tonalitos a granitos de idades entre 3,0 e 2,67 Ga nas porções norte, central e sul do domínio com colocação de rochas juvenis em 2,7 Ga (Nd- T_{DM} = 2,7 Ga; $\epsilon Nd(t) = + 2,7$; Macambira *et al.* 2009) na porção central.

A evolução geológica ficou sem registro geológico na Volta Grande por aproximadamente 130 M.a., e somente retomou atividade no Mesoriaciano (Figura 45B) com a colocação dos granitoides de afinidade geoquímica do tipo cálcio-alcálico da Suíte Intrusiva Oca, que faz parte do arco magmático em *ca.* 2,20 Ga. Esses granitoides foram gerados a partir de uma componente mantélica, representada por ϵNd -Hf positivos, e contaminada por uma crosta sideriana a meso-neoarqueana de ϵNd -Hf negativos (Tabela 12). A fonte é interpretada como composta por magmas derivados da cunha mantélica depletada acima da zona de crosta

oceânica subductada a quente e por fusão parcial da base de uma crosta continental pretérita e, segundo os modelos de curvas de crescimento crustal (Cawood *et al.* 2013, Hawkerworph *et al.* 2017, Dhuime *et al.* 2018) (Figura 45C).

Tabela 12 – Resumo dos resultados das análises geocronológicas e isotópicas deste estudo na região Volta Grande, Domínio Bacajá.

Período	Unidade	Formação / Corpo	Rocha	U-Pb (Ma)	Sm-Nd / Lu-Hf (Ga)
Sideriano	Grupo Três	Itatá	Anfibolito		Nd-T _{DM} 2,58 εNd +3,20
		Palmeiras	Bacajá	Vulcânicas	
	Metatonalito Rio Bacajá		Monzogranito com biotita	2338 ± 5 Zrn ¹	Nd-T _{DM} 2,71 εNd -2,16
		Ouro Verde	Quartzo monzodiorito	2203 ± 23 Zrn	Hf-T _{DM} ^C 2,43 a 2,78 εHf -0,4 a +5,2 Nd-T _{DM} 2,69 εNd -2,60
Riaciano	Suíte Intrusiva Oca	Central	Quartzo diorito	2173 ± 7 Zrn	Hf-T _{DM} ^C 2,25 a 2,33 εHf +6,3 a +7,7 Hf-T _{DM} ^C 2,60 a 2,49 εHf +2,0 a +3,8 Nd-T _{DM} 2,24 εNd +2,44
				2171 ± 17 Ttn	
		Buma	Diorito pórfiro	2171 ± 13 Zrn	Hf-T _{DM} ^C 2,40 a 2,73 εHf +0,9 a +5,3 Hf-T _{DM} ^C 2,73 a 3,37 εHf -0,1 a -10,3 Nd-T _{DM} 2,69 εNd +0,51
	Complexo Bacajaí	Granodiorito Paquiçamba	Sienogranito com biotita	2165 ± 10 Zrn	Hf-T _{DM} ^C 2,54 a 2,82 εHf -0,4 a +3,0
	Suíte Intrusiva Arapari	Charnockito Cobra Choca	Monzogranito com biotita	2094 ± 13 Zrn	Hf-T _{DM} ^C 2,57 a 2,84 εHf -2,8 a +1,6 Nd-T _{DM} 2,38 εNd -1,15

Abreviaturas: Zrn – Zircão e Ttn – Titanita. 1 – Vasquez *et al.* (2008a).

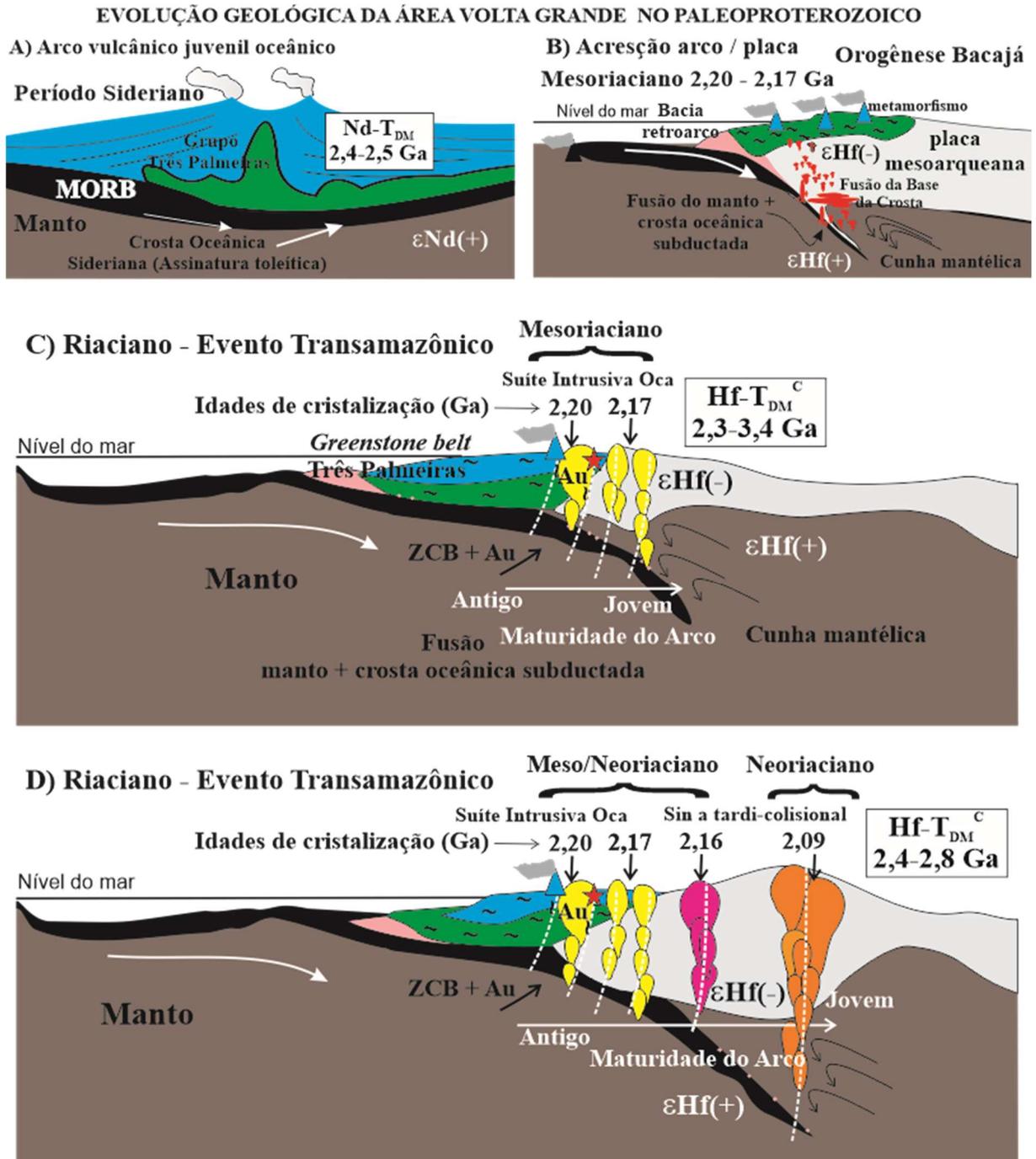


Figura 45 – Esquemas representando a história evolutiva crustal durante o Sideriano e a orogenia no Riacciano na região Volta Grande, Domínio Bacajá, Cráton Amazônico. A) No Sideriano, foram gerados arcos de ilha da seqüência Três Palmeiras, originados a partir de magmas mantélicos. B) Já no Mesoriaciano, iniciou a fusão da base da crosta e formação dos granitoides mineralizados a Au (estrela vermelha) da Suite Intrusiva Oca (amarelo), com fontes provenientes da crosta pretérita mesoarqueana durante o evento orogênico Transamazônico. C) As rochas foram então, deformadas pela ZCB em decorrência da acresção e foram afetadas por metamorfismo regional e subsequente hidrotermalismo. D) A evolução continuou com a maturação do arco, seguida pela geração e cristalização dos granitoides do Complexo Bacajá (rosa) e da Suite Intrusiva Arapari (laranja). Esse último estágio apresenta fontes essencialmente mantélicas, com uma contribuição crustal neoarqueana retrabalhada no Neoriaciano.

É importante observar que durante o processo de compressão associado à convergência com os fragmentos arqueanos provavelmente do Complexo Aruanã, e colocação dos granitoides da Suíte Intrusiva Oca, as rochas do Sideriano, foram submetidas a intensa deformação e metamorfismo regional, resultando em fácies xisto-verde a anfibolito baixo. Esse processo afetou tanto as rochas basálticas da Formação Itatá quanto as rochas vulcanossedimentares da Formação Bacajá, originando uma variedade de rochas anfibolíticas, metabásicas e xistosas (Figura 45C). O retrometamorfismo local posterior, pode ser explicado devido a processos tectônicos que levam a uma diminuição da pressão e/ou temperatura sobre as rochas ou devido a processos de intrusão dos plútons, que eleva a temperatura local, mas não o suficiente para iniciar um novo ciclo metamórfico que ocorre nas rochas do Grupo Três Palmeiras.

No Mesoriaciano de 2,20 Ga a 2,17 Ga, os granitoides do magmatismo Oca cresceram, intrudindo a sequência Três Palmeiras e, bordejando os fragmentos pretéritos mesoarqueanos. Uma característica particular é a presença de material juvenil e, esse período correspondente à principal gênese de granitos no Escudo das Guianas, correlacionada com a evolução de arco continental (Delor *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, Milhomem 2018).

O corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde de idade 2203 ± 23 Ma é o mais antigo da Suíte Intrusiva Oca (Figura 45C) e, margeava fragmentos pretéritos sideriano-mesoarqueano de Nd- T_{DM} de 2,7 e Hf- T_{DM}^C de 2,4 Ga a 2,8 Ga com ϵNd de -2,60 a 3 ϵHf entre -0,4 e +5,2 com assinatura juvenil e contaminado por uma crosta arqueana retrabalhada.

A Suíte Intrusiva Oca finaliza sua cristalização em 2,17 Ga com a colocação de dois corpos. O primeiro Quartzo diorito Central na área Ressaca, com fonte exclusivamente mantélica, apresentando valores positivos de ϵNd - ϵHf (ϵNd +2,44 e ϵHf +2,0 a +7,7) e, Nd- T_{DM} e Hf- T_{DM}^C de 2,2 Ga a 2,60 Ga. Já na área Itatá, cristaliza o segundo granitoide, Diorito pórfiro Buma, com fonte mista de retrabalhamento crustal e um componente mantélico, apresentando valores positivos e negativos de ϵNd - ϵHf e Hf- T_{DM}^C entre 2,4 e 2,8 Ga. O Diorito pórfiro Buma apresenta a maior idade da área Volta Grande (3,4 Ga). Assim, o intervalo de cristalização magmática, 2,20 a 2,17 Ga, representa a fase orogênica inicial do arco magmático do ciclo Transamazônico na área Volta Grande.

A ZCB, de direção NW-SE, com largura aproximada de 20-30 km, é caracterizada por movimentação transcorrente sinistral. Essa zona de cisalhamento afeta tanto as rochas do Grupo Três Palmeiras quanto os corpos granitoides dos pulsos magmáticos da Suíte Intrusiva Oca. A mineralização aurífera está intimamente associada à ZCB e às zonas de cisalhamento secundárias. No limite das rochas do Grupo Três Palmeiras com a Suíte Intrusiva Oca, a

mineralização é sin-tardi deformação, com pico pós-metamórfico e associada a alteração hidrotermal em escala regional, provavelmente durante o Mesoriaciano (Figura 45C).

Entre o final do Mesoriaciano e o Neoriaciano (2,17 a 2,09 Ga) o arco magmático continua sua evolução em direção sudoeste, durante o qual a cadeia de montanha se desenvolvia, avançando, devido a cristalização dos granitoides sin-tardicolisionais acrescionários do Complexo Bacajaí de idade 2165 ± 10 Ma ($Hf-T_{DM}^C$ de 2,5 Ga a 2,8 Ga com ϵ_{Hf} -0,4 a +3,0), gerado por magmas juvenis de idade neoarqueana (Figura 45D).

A evolução do arco prossegue no neoriaciano com a colocação da Suíte Intrusiva Arapari, que marca o ápice de crescimento e representa o último episódio geológico de evolução crustal da região Volta Grande. Essa suíte é composta por rochas peraluminosas de idade 2094 ± 13 Ma. Além disso, exibe idades de fusão/extração Nd- T_{DM} de 2,4 Ga e $Hf-T_{DM}^C$ de 2,6 Ga a 2,8 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} - ϵ_{Hf} variam ligeiramente entre negativos e positivos (ϵ_{Nd} de -1,15 e ϵ_{Hf} de -2,8 a +1,6), indicando uma fonte isotópica mista resultante de retrabalhamento crustal e da contaminação mantélica de idade neoarqueana (Figura 45C).

O modelo petrológico proposto de fusão parcial de fontes mais antigas ao longo de uma margem continental ativa em diferentes profundidades é apresentado como conveniente nesse estágio do conhecimento da evolução na área Volta Grande. No entanto, reciclagem de uma crosta inferior máfica/ultramáfica e manto superior depletado por meio de afundamento por densidade (delaminação) não é descartado. Pois o estágio de evolução da Volta Grande no Riaciono pode ser correlacionado ao estágio transicional do modelo de evolução crustal de cratonização apresentado por Hawkerworph *et al.* (2017).

A orogênese na região Volta Grande é representativa dos processos e das fontes magmáticas que ocorrem durante a formação e a evolução para a estabilização do Cráton Amazônico.

CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES

O estudo geológico da área da Volta Grande aborda as implicações geotectônicas ao longo dos períodos Sideriano e Riáciano, relacionadas à orogenia do Ciclo Transamazônico e à formação e evolução da crosta do Domínio Bacajá durante o Paleoproterozoico Inferior.

O Grupo Três Palmeiras se manifesta durante o Sideriano. Detalhes acerca das características petrográficas, geoquímicas e isotópicas, bem como suas implicações tectônicas nas formações Itatá (inferior) e Bacajá (superior), são cruciais para a interpretação da geração e ambiente de formação dessas rochas. Consideradas como resultado da fusão parcial do manto superior, essas rochas englobam as máficas que servem como protólito para as rochas anfíbolíticas e metabásicas da Formação Itatá, e rochas vulcânicas félsicas da Formação Bacajá, além de coberturas de rochas metassedimentares secundariamente associadas.

As rochas do Grupo Três Palmeiras foram geradas em ambientes geotectônicos de fundo oceânico e/ou arco de ilhas relacionados a margens continentais ativas. O anfíbolito da Formação Itatá possui Nd- T_{DM} de 2,58 Ga com $\epsilon Nd_{(t)}$ +3,20; com fonte mantélica neoarqueana; e as rochas vulcânicas félsicas da Formação Bacajá fornecem Nd- T_{DM} entre 2,51 a 2,35 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ -0,41 a +2,75, com fontes mantélicas neoarqueana a sideriana.

O Sideriano é igualmente caracterizado por um monzogranito do MTRB, que exibe características magnesianas, é peraluminoso e cálcico originado em um ambiente de arco de ilha, com Nd- T_{DM} de 2,71 Ga e $\epsilon Nd_{(2,34Ga)}$ de -2,16, gerado a partir de uma fonte de crosta neoarqueana retrabalhada.

A classificação das rochas granitoides riácianas, associadas aos estágios pré, sin e tardi-colisionais do arco, está vinculada ao contexto geotectônico de sua geração. A compartimentação geocronológica revelou três eventos tectonomagmáticos distintos, também representados pelas feições estruturais rúpteis-dúcteis presentes nos corpos granitoides, com orientação de *trend* N70°W relacionados a zonas de cisalhamento.

➤ Granitoides de 2,20-2,17 Ga da Suíte Intrusiva Oca (Mesoriáciano):

Os granitoides da Suíte Intrusiva Oca de idades de 2,20-2,17 Ga, são representados pelo Quartzo monzodiorito Ouro Verde, Quartzo diorito Central, Diorito pórfiro Buma combinados aos granitoides não datados, Granodioritos Alto Alegre, Gameleira e Pequi, além do Monzodiorito Gréia. Possuem afinidade cálcio-alcalina com anomalias de Eu negativa a levemente positiva que são padrões consistentes indicativos de aumento da maturidade do arco.

O corpo Quartzo monzodiorito Ouro Verde; possui idade de cristalização de 2203 ± 23 Ma; Hf- T_{DM}^C do entre 2,4 e 2,8 Ga com $\epsilon Hf_{(t)}$ entre -0,45 a +5,24. O corpo Quartzo diorito

Central; possui idade de cristalização em zircão de 2173 ± 7 Ma e em titanita de 2171 ± 17 ; Hf- T_{DM}^C entre 2,3 e 2,6 Ga com $\epsilon Hf_{(t)}$ entre +2,04 a +7,65. O corpo Diorito pórfiro Buma possui idade de cristalização 2171 ± 13 Ma; Hf- T_{DM}^C entre 2,4 e 3,4 Ga com $\epsilon Hf_{(t)}$ entre -10,32 a +4,34.

Os granitoides pré-colisionais da Suíte Intrusiva Oca possuem Nd- T_{DM} entre 2,24 e 3,06 Ga e apresentam valores $\epsilon Nd_{(t)}$ que variam entre -5,99 e +2,44; semelhantes aos limites Hf- T_{DM}^C com fontes de mistura de magmas mantélicos siderianos e de retrabalhamento de crosta neoarqueana a mesoarqueana.

O ouro orogênico da Suíte Intrusiva Oca e o hidrotermalismo, que atingiu os granitoides através da ZCB, geraram zonas mineralizadas primárias e secundárias.

➤ **Granitoides de 2,17 Ga do Complexo Bacajaí (Mesoriaciano):**

Os granitoides do Complexo Bacajaí apresentam três litofácies: mesopertita granodiorito, biotita monzogranito e sienogranito com biotita, todos com afinidade cálcicos a álcali-cálcicos, médio-magnesiano, com algumas amostras peraluminosas; compatíveis com geoquímicas sin a tardi-colisionais; baixa somatória dos ETR; alto $(La/Lu)_N$, moderada variação dos ETRL $(La/Sm)_N$, baixa variação dos ETRP $(Gd/Lu)_N$; e anomalia de Eu negativa a levemente positiva. Essas rochas estão tectonicamente no campo dos granitos de arcos vulcânicos. O sienogranito com biotita possui idade de cristalização de 2165 ± 10 Ma; Hf- T_{DM}^C entre 2,5 e 2,8 Ga e $\epsilon Hf_{(t)}$ de -0,35 a +3,04, representando fontes juvenis neoarqueanas.

➤ **Granitoides de 2,09 Ga da Suíte Intrusiva Arapari (Neoriaciano):**

Os granitoides da Suíte Intrusiva Arapari possuem duas litofácies: monzogranito com biotita e mesopertita sienogranito com biotita, ambas com afinidade cálcio-álcali a álcali-cálcicos, médio-magnesianos e metaluminosos, com fontes de rochas máficas com alto-K que, combinadas às evidências de feições de deformação e presença de enclaves máficos, textura mesopertita e cristais grossos de alanita, caracterizam esses granitoides como charnokitoides sin- a tardi-colisionais. Os ETRL, ETRP e as anomalias de Eu são associadas a um ambiente tectônico de subducção de placas ligados a granitos de arcos vulcânicos. O monzogranito possui idade de cristalização 2094 ± 13 Ma, e Nd- T_{DM} de 2,38 Ga e $\epsilon Nd_{(2,09)}$ igual a -1,15; Hf- T_{DM}^C entre 2,6 e 2,8 Ga, e $\epsilon Hf_{(t)}$ entre -2,77 e +1,59, indicativos de mistura de magmas mantélicos com componentes de crosta sideriana e neoarqueana retrabalhada.

As rochas gabróicas e os talco xistos (protólito ultramáfico) identificados na região da Volta Grande, não são representadas em nenhuma unidade, demandando investigações mais aprofundadas no futuro. Essas rochas têm uma natureza intrusiva, incorporando-se, respectivamente, às formações rochosas do Grupo Três Palmeiras e da Suíte Intrusiva Oca. A

rocha ultramáfica exhibe um padrão fracionado em ETRP, indicando um empobrecimento em relação às rochas do Grupo Três Palmeiras. A origem tanto do gabro quanto da rocha ultramáfica é toleítica, sendo que as rochas ultramáficas correspondem a um peridotito komatiítico.

A evolução geológica da região foi esquematizada, destacando eventos como a formação de arcos de ilhas no Sideriano, a acreção de arco continental, e o crescimento do arco magmático cálcio-alcalino durante o Mesoriaciano e Neoriaciano. A ZCB está associada à mineralização aurífera, intimamente relacionada ao contato das rochas encaixantes do Grupo Três Palmeiras e Suíte Intrusiva Oca. O último episódio geológico envolve granitoides peraluminosos, incluindo granitos intraplaca da Suíte Intrusiva Arapari, representando o estágio mais avançado e tardio da orogênese Transamazônica. As rochas riacianas da região a leste da Volta Grande, representadas nas Folhas Rio Bacajá e Turucuí, são geocronologicamente uma extensão dos granitoides sin a tardi-colisionais do arco. A comparação com granitoides paleoproterozoicos do Amapá indica que as idades das unidades riacianas na Volta Grande são compatíveis com modelos riacianos de evolução geodinâmica do estágio convergente acrecionário do Escudo das Guianas, em particular, com o Domínio Lourenço e Carecuru, o que indica uma possível continuidade sob as bacias do Amazonas e Marajó.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, **241**. 36p.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Sciences Reviews*, **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 F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B de. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências - USP*, Série Científica, **7**:45-80. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v7i0p45-80>.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo, São Paulo, 217 p.
- Amireault S. 2018. *Volta Grande geology presentation report*. Belo Sun Mining Corp.. 56 p. (Relatório Interno).
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**:233–248. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-166>
- Avelar V.G., Lafon M., Delor C., Guerrot C., Lahondere D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for mesoarchean versus neoarchean signatures. *Geologie de La France*, (2-3-4): 83-100.
- Ayer J., Thurston P.C., Bateman R., Dubé B., Gibson H.L., Hamilton M.A., Hathway B., Hocker S.M., Houlié M., Hudak G.J., Ispolatov V., Lafranc, B., Leshner C.M., MacDonald P.J., Péloquin A.S., Piercey S.J., Reed L.E., and Thompson P.H. 2005, Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative, Ontario Geological Survey, *Open File Report 5984*, 125 p.

Barros C.E.M, Besser L.B., Vasconcellos E.M.G. 2023. Voluminous Paleoproterozoic plutonic belt of the Bacajá domain in Amazon Craton: Petrology, geotectonic setting and Pb–Pb zircon evaporation ages. *Journal of South American Earth Sciences*, **130** (2023) 104491. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104491>.

Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Santos M.C.C, Silva D.C.C., Palmeira L.C.M., Sousa M.M. 2007. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozoico da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(2):293-304. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007373293304>.

Belousova E., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119** (3-4):457-46. doi: 10.1016/j.lithos.2010.07.024

Besser M.L. 2012. *Origem e evolução das rochas paleoproterozoicas da área rio Bacajá, Pará, Brasil*. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 136 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/1162>. Acessado em: 08/07/2020.

Besser M.L. & Barros C.E.M. 2016. *Geologia e recursos minerais da Folha rio Bacajá Pará - SA.22-Y-D-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 100 p. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/16158>.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**:48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>

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)

Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, **141**:143:426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.041>

Bucher K. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag. 441p. DOI 10.1007/978-3-540-74169-5.

Cabanis B. & Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *CR Acad Sci IIA* **309**: 2023-2029. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:130943641>

Carneiro C.C. 2010. *Modelagem espacial de dados aerogeofísicos e interpretação de imagens SAR aplicados ao mapeamento geológico e metalogenético da região central do Domínio Bacajá. Estado do Pará*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 160 p.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. 2018. The Geological archive of the onset of plate tectonics. *Phil. Trans. R. Soc.*, **376**: 20170405 <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0405>

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2013. The continental record and the generation of continental crust. *Bulletin*, **125** (1-2): 4-32. <https://doi.org/10.1130/B30722.1>

Chew D.M., Petrus J.A., Kamber B.S. 2014. U–Pb LA-ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, **363**:185-199

Condie K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, **80**:33–44. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.001>

Condie K.C. 1994. *Greenstones through time. Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier. 527 p.

Condie K.C., O'Neill C., Aster R.C. 2009. Evidence and implications for a widespread magmatic shut down for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **282**(1-4):294-298. DOI:10.1016/J.EPSL.2009.03.033

Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, **200**:297-320. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(14))

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K.A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/f117f308-8d85-4f15-b96c-adf1c47b9b44/1496921.pdf>. Acesso em: 11 jan. 2024

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: 2º Congresso Geológico Chileno, Arica, Actas*, v.4, p.137-148.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**: 469-500. doi: 10.2113/0530469

Costa I.S.L., Rocha M.P., Klein E.L., Vasquez M.L. 2020. Lithospheric structure of the Southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**:1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102608>.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The Interpretation of igneous rocks*. Netherlands, Dordrecht, Springer 450 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>

Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográficos e isotópico (Pb-Pb, U-Pb, e Sm-Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao Greenstone Belt Três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá, Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará, Belém, 65 p.

Deer W.A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. [S.l.], Longman Scientific and Technical, 696 p.

De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationship and current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)

Delor, C., Lahondère D, Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi H.; Trufert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, (2-3-4): 5-57.

DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *J. Geophys. Res.* **86**:10470-10488. doi: 10.1029/JB086iB11p10470.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Delavault H., Cawood P.A. 2018. Rates of generation and destruction of the continental crust: implications for continental growth. *Phil. Trans. R. Soc. A* **376**: 20170403. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0403>.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**: 1334-1336. doi: 10.1126/science.1216066

Dong Y., Zhang G., Neubauer F., Liu X., Hauzenberger C., Zhou D., Li W. 2011. Syn- and post-collisional granitoids in the Central Tianshan orogen: Geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution. *Gondwana Research* **20**: 568–581. doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.002.

Faraco M.T., Vale A.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Ferreira A.I., Oliveira M., Marinho P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. In: Horbe A., Souza W. (coord.) *Contribuições à geologia da Amazônia*, Manaus, Universidade Federal do Amazonas, v.4, p.16-31.

Fonseca A. 2017. Volta Grande Alteration Study. SRK Consulting (Canada) Inc. Belo Sun Mining Corp., *Relatório Interno*, 33 p.

Fisher C.M., Bauer A.M., Luo Y., Sarkar C., Hanchar J.M., Vervoort J.D., Tapster S.R., Horstwood M., Pearson D.G. 2020. Laser ablation split-stream analysis of the Sm-Nd and U-Pb isotope compositions of monazite, titanite, and apatite – Improvements, potential reference materials, and application to the Archean Saglek Block gneisses. *Chemical Geology*, **539**: e119493

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048. doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, Volume **18**, Issues 1–2: 1-75. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6.

Gill R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. UK, John Wiley & Sons Ltd, 472p.

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, **131**(3-4):231-282. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.011

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237– 269. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00082-8.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**:7-27. doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7.

Hedenquist J.W. & Lowenstern J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature, Review Article*, **370**: 519-597. https://doi.org/10.1038/370519a0

Hawkesworth C.J. & Kemp A.I.S. 2006. Evolution of the continental crust. *Nature*, **443** (19). doi:10.1038/nature05191

Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp T.I.S. 2017. Earth's Continental Lithosphere Through Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **45**: 169-198. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016020525

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty

Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40** (3): 311-332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2003. *Mapa do Estado do Pará. Escala 1:3.500.000*. Rio de Janeiro, Ministério do Planejamento orçamento e Gestão, Disponível em: https://biblioteca.ibge.gov.br/visualização/livros/liv64824_mapa_pa.pdf.

Irvine T. & Baragar W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**(5):523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>

Isller R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 – Belém*. Projeto Radambrasil, Departamento Nacional de Produção de Mineral – DNPM. Rio de Janeiro, 71 p. (Levantamento de Recursos Naturais).

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Janousek 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. doi: 10.1093/petrology/egl013.

Jensen L.S.1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ont Div Mines, *Misc Pap* **66**: 1-21.

Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1987. *Folha Altamira SA.22-Y-D, Escala 1:250.000, Estado do Pará*. Brasília,DF, Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Texto Explicativo. 51 p.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I.T., Ekdahl E., Nironen M., Kontinen A., Paavola J., Lukkarinen H., Ruotsalainen A., Lehtimäki J., Forss H., Lanne E., Salmirinne H., Pernu T., Turunen P., Ruokane, E., Tiira T., Keskinen J., Hjelt S.-E., Tiikkainen J., Yliniemi J., Jalkanen E., Berzin R., Suleimanov A., Zamoshnyaya N., Moissa I., Kostyuk A., Litvinenko V. 2006. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1: Geological Survey of Finland, *Special Paper* **43**: 45–76.

Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L. 2014. Metalogênese da Borda Oriental do Cráton Amazônico. *In*: Silva M. G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (eds.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, p. 171-194.

Kusky T.M. & Polat A. 1999. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics*, **305**: 43-73. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00014-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00014-1)

Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2016. *Projeto aerogeofísico rio Bacajá*: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos. Escala 1:500.000. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 295 p. (Programa Geologia do Brasil – PGB). Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21695>. Acesso em: mar, 2019.

Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2004. *Projeto aerogeofísico Anapu-Tuerè*: relatório do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 137 p. (Programa Geologia do Brasil – PGB). Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/4931>. Acesso em: mar, 2019.

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*, **5**:208-235. doi: 10.1016/j.lithos.2014.06.012.

Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rock: a classification and glossary of terms recommendations of the international union of geological sciences, sub-commission on the systematics of igneous rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, United Kingdom, 236 p.

Ludwig K.R. 2003. *User's manual for isoplot/Ex version 3.00* – a geochronology toolkit for microsoft excel. [S.l.]. Berkeley Geochronological Center, 70p. (Special Publication, 4).

Macambira E.M.B. & Ricci P.S.F. 2014. *Geologia e recursos minerais da Folha Tucuruí – SA.22-Z-C*. Estado do Pará. Escala 1:250.000. [S.l.]. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 122 p. <https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21715>.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Monteiro P.C., Armstrong R.A. 2022. Archean to Rhyacian crustal records along the Middle Xingu River area, Amazonian craton. *Brazilian Journal of Geology*, **52**(4):e20220017, 2022. doi.org/10.1590/2317-4889202220220017.

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**:235-246. DOI:10.1016/J.JSAMES.2009.02.001

Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SBG Núcleo Norte, 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2007, Porto Velho. *Anais[...]* Porto Velho, p. 105-108. 1 CD-ROM.

Macambira M.J.B., Silva D.C., Vasquez M.L., Barros C.E.M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozoico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, *Anais de Resumos*, CD-ROM.

Macambira M.J.B., Silva D.C.C., Barros C.E.M., Scheller T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajás Mineral Province. In: 4º South Symposium on Isotope Geology. Salvador, *Short Papers*, p. 205-206.

Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Short Papers*, p. 842-845.

Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. 2ed. London, Pearson, 148 p.

Magalhães B.C. 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*. MS Dissertation, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará, Belém, 85 p.

Magalhães L.B., Macambira M.J.B., Macambira E.M.B., Ricci P.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*, **53**(2): e20220068. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202320220068>

McDonough W. & Sun S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol* **120**: 223-253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci Rev* **37**:215-224. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9.

Miller J.S., Matzel J.E.P., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B. 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167** (2007): 282–299p. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019

Milhomem Neto J.M. 2018. *U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: Metodologia e Aplicação no Estudo da Evolução Crustal da Porção Sudeste do Escudo das Guianas*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, UFPA, Belém, 204 p.

Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb-and Lu-Hf isotope constrains on Archean crustal Evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**:1477-1506. DOI: 10.1016/j.gsf.2018.09.012

Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am J Sci* **274**: 321-355. doi: 10.2475/ajs.274.4.321

Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 93 p.

Motta J.G., Souza Filho C.R., Carranza E.J.M., Braitenberg C. 2019. Archean crust and metallogenic zones in the Amazonian Craton sensed by satellite gravity data. *Scientific Reports*, **9**:2565. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-39171-9>.

Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* **38**: 757-775. doi: 10.1016/0016-7037(74)90149-5.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*. **38**(1):114-127.

Oliveira R.G. 2018. Insights on the framework of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil, and on the three-dimensional shape of the Carajás Basin, based on gravity data. *Journal of Geological Survey of Brazil*, **1**(3):101-112. DOI: <https://doi.org/10.29396/jgsb>.

Parson I. 2010. Feldspars defined and described: a pair of posters published by the Mineralogical Society. Sources and supporting information. *Mineralogical Magazine*, **74**(3):529–551. <https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.3.529>.

Pearce J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100**: 14-48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* **19**: 290-300. doi: 10.1016/0012-821X(73)90129-5.

Pearce J.A. & Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib Mineral Petrol* **69**: 33-47. doi: 10.1007/BF00375192.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A. G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983.

Perico E. 2010. *Análise estrutural da Província Maroni-Itacaiúnas e da Bacia do Amazonas na região de Altamira (PA)*. MS Dissertation. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 119 p.

Perico E., Barros C.E.M., Mancini F., Rostirolla S.P. 2017. Protracted deformation during cooling of the paleoproterozoic arc system as constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of muscovite from brittle faults: the Transamazonian Bacajá Terrane, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47**(3):427-440. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720170033>.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Guia de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):376-415. <https://repositorio.usp.br/item/000768684>.

Pinto J.A.E. 2023. *U–Pb em Titanita por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação em rochas do Sudeste do Escudo das Guianas e Província Borborema*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 108p.

Pinheiro R.V.L. 2012. Ouro Verde, Grota Seca and Bloco Sul Targets, Altamira Region, PA, Brazil. Structural Geology. Belo Sun Mining Corp., *Technical Report*, 20 p.

Pitcher W. S. 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, **136**:627-662.

Planet Explore. 2023. <https://www.planet.com/explorer/>. Acesso em: 05/09/2023.

Ravenelle J.F & Nagy C. 2017. Structural Geology Investigations of the South Block, Volta Grande Project, Pará, Brazil. SRK Consulting (Canada) Inc., Belo Sun Mining Corp., *Technical Report*, 84 p.

Ricci P.S.F. 2006. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. *In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Resumos Expandidos*, p. 148-151.

Ricci P.S.F. & Costa E.J.S. 2004. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). *In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. Resumos*, CD-ROM.

Rickwood P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* **22**: 247-263. doi: 10.1016/0024-4937(89)90028-5.

Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, Longman, p. 1-352.

Rosa-Costa L.T. 2006. *Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do Segmento Sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, UFPA, Belém, 253 p.

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00*. Belém, CPRM. 159p. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/20623>.

Rosa-Costa L.T, Ricci P.S.F., Lafon, J.M.. 2006. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, **10**: 277-300.

Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana shield. *Géologie de la France*, (2-3-4): 101-120.

Rubatto D. 2017. Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **83**: 261-295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>.

Ruy A.C. 2009. *Aplicação de dados magnéticos gradiométricos e gama espectrométricos no Terreno Granito-Greenstone Belt Três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Pará: Implicações na caracterização geológico-geofísica e na seleção de alvos para exploração mineral*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 83 p.

Salgado S.S., Caxito F.A., Silva R.C.F., Lana C. 2019a. Provenance of the Buritirama Formation reveals the Paleoproterozoic assembly of the Bacajá and Carajás blocks (Amazon Craton) and the chronocorrelation of Mn-deposits in the Transamazonian/Birimian system of northern Brazil/West Africa. *Journal of South American Earth Sciences*, **96**. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102364>.

Salgado S.S., Caxito. F.A., Queiroga G.N., Castro M.P. 2019b. Stratigraphy, petrography and tectonics of the manganese-bearing Buritirama Formation, Northern Carajás Domain, Amazon Craton. *Braz. J. Geol.*, **49**(1). DOI: 10.1590/2317-4889201920180106.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. [S.l.], Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 169-226.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Flecher 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. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).

Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A new appraisal of sri lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards & Geoanalytical Research*, **41**(3):335-338. <https://doi.org/10.1111/ggr.12167>

Santos M.V., Souza Filho E.E., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B.L., Vasconi A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu – Altamira-PA. In: 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, *Anais...* Belém, p. 363-377.

Sato K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D. 2014. Microsonda iônica de alta resolução e de alta sensibilidade (SHRIMP IIe/MC) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil: método analítico e primeiros resultados. *Geologia USP. Série Científica*, **14**(3): 3-18. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>

Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3): 313-36. Disponível em: <http://memoria.bn.br/DocReader/158119/33495>. Acesso em: 23 abr. 2023.

Scherer E.E., Münker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science*, **293**:683–687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003 A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. [S.l.], Serviço Geológico do Brasil - CPRM, p. 5-54.

Sharma R.S & Pandit M.K. 2003. Evolution of early continental crust. *Current Science*, **84** (8): 995-1001. <https://www.jstor.org/stable/24107660>

Silva A.S. 2021. *Metamorfismo de UHT e HP no Domínio Bacajá, Cráton do Amazonas*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília,DF, 132p. <https://repositorio.unb.br/handle/10482/42023>.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Isller R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia. Folha SB.22 – Araguaia e parte da Folha SC.22 – Tocantins*. Relatório Técnico. Brasília, DF, DNPM/Radam, p. 1-72.

Simonetti A., Heaman L.M., Chacko T., Banerjee N.R. 2006. In situ petrographic thin section U–Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation–MC–ICP–MS. *International Journal of Mass Spectrometry*, **253**:87–97.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **219**:311-324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3).

Sousa C.S. 2008. *Petrologia, geologia estrutural e aerogeofísica da porção Leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160 p.

Souza H.P.T., Fernandes C.M.D., Lopes R.F., Amireault S., Vasquez M.L. 2021. Mineralizing Events of the World-Class Volta Grande Gold Deposit, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Environmental Sciences Proceedings*, **6**(1):1-19. <https://doi.org/10.3390/iecms2021-09537>

Souza V.S. 1995. *Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo do Manelão, região do Bacajá – PA*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 111 p.

Souza V.S., Macambira M.J.B., Kotschoubey B. 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. *In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos*, Manaus, p. 482-485.

Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, **7**(4): 581-589. DOI: 10.1016/j.gsf.2015.11.006

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation on terrestrial lead isotopic evolution by two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)

Streckeisen A.L. 1976. *To each plutonic rock its proper name*. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-13.

Sun S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications from mantle compositions and processes. *In: Saunders A.D. & Norry M. J. (eds). Magmatism in the Ocean basins*. London, Geological Society London, p. 313-345.

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 p.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182. DOI: 10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V. et al. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.

Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31^o International Geological Congress, p. 41-95.

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. *Journal of South American Earth Sciences*, **88**:238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>.

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Review in Geophysics* **33**: 241–265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**(3-4):213-227. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90012-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90012-0).

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>.

Thurston P.C. 2015. Greenstone Belts and Granite-Greenstone Terranes: Constraints on the Nature of the Archean World. *Geoscience Canada*, **42**(4): 437-484. DOI: 10.12789/geocanj.2015.42.081

Van Kranendonk M.J. 2012. A chronostratigraphic Division of the Precambrian: Possibilities and Challenges, *In*: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.). *The geologic time scale 2012*. v.1, p. 299–392. DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00016-0.

Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*, **92**(2):165-193. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00074-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00074-6).

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*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, UFPA, Belém, 212 p.

Vasquez M.L., Cordani, U.G., Sato K., Barbosa J.P.O., Faraco M.T.L., Maurer V.C. 2019. U-Pb SHRIMP dating of basement rocks of the Iriri-Xingu domain, Central Amazonian province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **49**(3):1-15. DOI:10.1590/2317-4889201920190067

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern of Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosian evolution. *Precambrian Research*, **161**:279-302. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.001>.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klein E.L., 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. 2008b. Unidades litoestratigráficas. In: Vasquez M.L., Rosa-Costa, L.T. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. [S.l.], Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 113-216.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008c. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs.) 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. [S.l.], Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 39-112.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza Toro M.A. 2005. Granitoides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Estado do Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: Horbe A.M.C., Souza V.S. (coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBG, v.4, p.16-31.

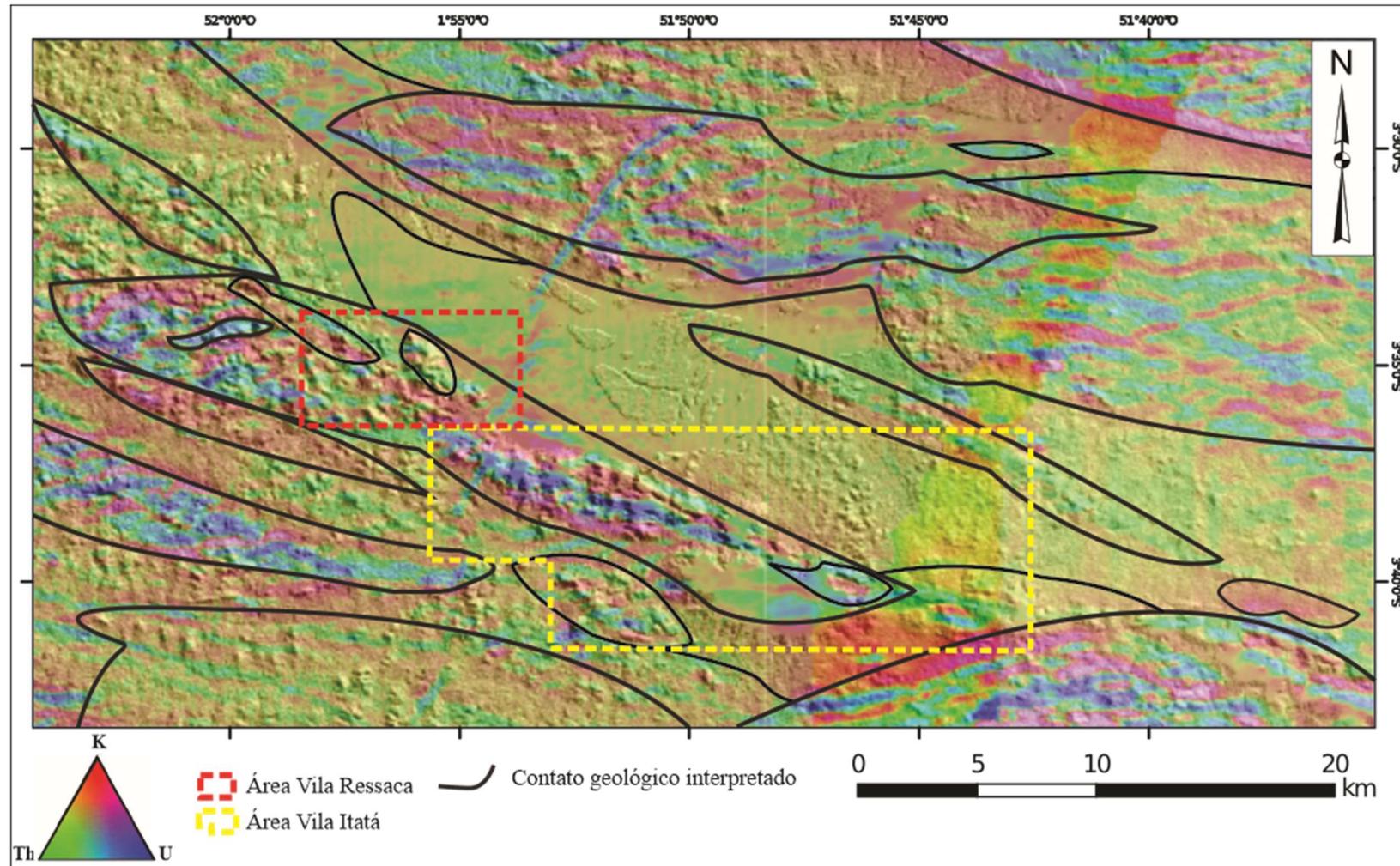
Vervoort J.D. & Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**: 533–556. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00274-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00274-9)

Vlack S.R.F. 2002. A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercício. Geologia USP, Série Didática, *Revista do Instituto de Geociências*, 49 p. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9109.v1i0p1-49>.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**(1):185-187.

Yardley B.D. 1990. *An Introduction to metamorphic petrology*. UK, Longman Group, 131 p.

ANEXO A – Mapa Aerogeofísico Composto de Sinal Analítico + 1DV + Radiometria de Composição Ternária K, Th e U – RGB, com 70% de Transparência + Relevo Sombreado. Elaborado pela CPRM Belém em 2019.





Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: HELMUT SOUSA PIMENTEL
CPF: 302877002-06 Matrícula: 201805780020
Telefone: (91) 984548422 e-mail: PIMENTEL@GMAIL.COM
Curso/Programa: DOCTORADO APFG
Orientador: MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA
Coorientador: MARCELO LACERDA VAZQUEZ
Data da Defesa: 22/03/2024
Título/Subtítulo: ESTUDO ISOTÓPICO DO DEPÓSITO AURIFERO
UNTA GRANDE, DOMÍNIO BACAIA, SUDOESTE DO CRATON AMAZÔNICO
Tipo do documento: () TCC¹ () TCCE² () Dissertação () Tese () Artigo Científico
() Livro () Capítulo de livro () Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Helmut Sousa Pimentel
Autor

Belém, 26/02/2024
Local e Data

¹ Trabalho de Conclusão de Curso

² Trabalho de Conclusão de Especialização



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ () Dissertação (X) Tese () Artigo
Científico () Livro () Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento

2. Informações sobre a obra:

Autor: HELMOT SOUSA PIMENTEL
RG: 1981747 CPF: 392879002-06 E-mail: PIMENTELSO@MAIL.COM
Telefone: 91 98454 8420 Curso/Programa: DOUTORADO / PÓS-GRADUAÇÃO GEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA
Orientador: MOACIR JOSÉ S. MACAMBIRA Coorientador: MARCELO LACERDA VAZQUEZ

Título do documento:

ESTUDO ISOTÓPICO DO DEPOSITO AURÍFERO VILTA GRANDE,
DOMÍNIO BACAJÁ, SUDÊSTE DO CRATON AMAZÔNICO

Data da defesa: 22/03/2024 Área do Conhecimento: GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Agência de Fomento (se houver): CAPES

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: () Total () Parcial (X) Sem restrição

Justificativa de restrição total*:

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos:

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 22/03/2024

4. Permissões⁵

Permite o uso comercial da obra? () Sim (X) Não / Permitir modificações na obra? () Sim (X) Não

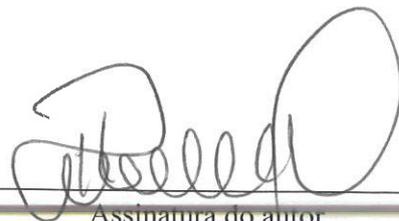
O documento está sujeito a patentes? () Sim (X) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (X) Não

Belém 26/02/24

Local e Data


Assinatura do autor

³ Trabalho de Conclusão de Curso

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional 4.0



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de HELMUT SOUSA PIMENTEL

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **HELMUT SOUSA PIMENTEL**, orientando do Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA), e coorientação do Dr. Marcelo Lacerda Vasquez (SGB), composta pelos professores doutores Carlos Eduardo de Mesquita Barros (UFPR), Elton Luiz Dantas (UnB), Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA) e Jean Michel Lafon (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**ESTUDO ISOTÓPICO DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO**”, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada, segura e no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio em parte da temática abordada e respondeu a maioria das perguntas formuladas pelos membros da banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de monografia clássica, que está de acordo com as normas do programa. As sugestões da banca foram no sentido de contribuir para a elaboração de artigos científicos oriundos da tese. Dessa forma, o volume atende às exigências básicas para uma Tese de Doutorado. Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 22 de março de 2024.

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros (Membro – UFPR)

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (Membro – UnB)

Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes (Membro – UFPA)

Prof. Dr. Jean Michel Lafon (Membro – UFPA)