



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

DISSERTAÇÃO Nº 635

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf DO
MAGMATISMO MESO- NEOARQUEANO DA BORDA
NORTE DO BLOCO AMAPÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS
GUIANAS**

Dissertação apresentada por:

RENATO CANTÃO GONÇALVES

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2023**

**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)**

G635g Gonçalves, Renato Cantão.

Geoquímica e geocronologia U-Pb-Hf do magmatismo Meso-neoarqueano da Borda Norte do Bloco Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas / Renato Cantão Gonçalves. — 2021.
xviii, 148 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Jean Michel Lafon

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2021.

1. Transição arqueano-paleoproterozoico. 2. Magmatismo arqueano. 3. Geoquímica elementar. 4. Geocronologia U-Pb-Hf em zircão. 5. Sudeste do Escudo das Guianas. I. Título.

CDD 551.701



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

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf DO MAGMATISMO
MESO-NEOARQUEANO DA BORDA NORTE DO BLOCO AMAPÁ,
SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS**

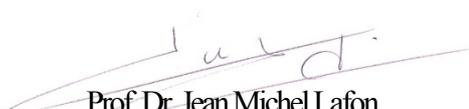
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

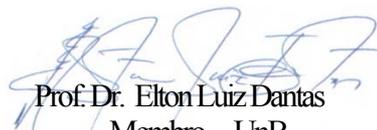
RENATO CANTÃO GONÇALVES

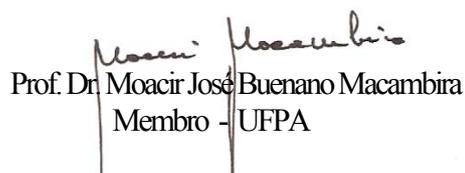
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Data de Aprovação:

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
Membro - UnB


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Membro - UFPA

Dedico,
À minha família:
Maria Francisca, minha vó
Paulo e Rosa, meus pais
Róbson, Eduardo e Patrícia, meus irmãos
Lucilene Gonçalves, minha tia

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros e profundos agradecimentos às pessoas e entidades que direta ou indiretamente contribuíram para que este trabalho fosse concluído com êxito, em especial:

- À Universidade Federal do Pará (UFPA) por meio do Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pelo fornecimento de infraestrutura necessária à realização deste trabalho.

- O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

- Ao Projeto Universal CNPq (Processo 423625/2018-7), e ao Projeto de cooperação internacional SAXI (Projeto AMIRA P1061A), ambos coordenados por Jean Michel Lafon, pelo financiamento das atividades.

- Ao prof. Jean Michel Lafon, por sua orientação, paciência e motivação ao longo deste trabalho.

- Ao Laboratório de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) do IG/UFPA e aos técnicos Joelma de Jesus Lobo e Bruno Fernandes Veras pela confecção das seções delgadas e seções polidas com zircões (*mounts*), essenciais para o desenvolvimento deste trabalho;

- Aos Laboratórios de Microanálises do IG/UFPA e da CPRM, à Geóloga Msc. Gisele Tavares Marques, técnica Ana Paula, Marcelo Vásquez e Jenny Ortega pela obtenção das imagens de elétrons retro espalhados e catodoluminescência por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), de fundamental importância para a realização deste trabalho.

- Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e todos os professores e técnicos envolvidos pela infraestrutura e suporte instrumental disponibilizado para realização das análises isotópicas.

- Aos professores Jean Michel Lafon, Cândido Augusto Veloso Moura, Marco Antônio Galarza Toro, Cláudio Nery Lamarão e Moacir José Buenano Macambira pelo aporte teórico repassado nas disciplinas de suma importância a este trabalho. Extendo esses agradecimentos ao Professor Dr. João Marinho Milhomem Neto pela imensa ajuda e troca de informações referentes a este trabalho.

- Ao Msc. Desaix Paulo Balieiro Silva (CPRM/Belém) por ter concedido os shapes dos mapas inerentes a estes tudo.

- À família Silva Duarte por todo carinho, respeito e por todo suporte estrutural, motivacional e serem um exemplo de perseverança.

- Aos queridos amigos mestrandos e doutorandos, Jenny Ortega, Dominique Ferreira, Marcos Medeiros, Mozaniel Santos, Hugo Paiva, Fernanda Ferreira, Jhoseph Costa, Elaine Menezes, Murilo Henrique, Ariel Negri, Betina Bozi, Bruna Nogueira, Fábio Pereira, Allan Lima e Renan Fernandes pelo companheirismo, críticas e sugestões, além de me proporcionarem um agradável ambiente de trabalho.

- A Sr^a Maria Francisca (minha vó), Sr^a Rosa Cantão (minha mãe), Sr. Paulo Gonçalves (meu pai), Sr^a Lucilene Gonçalves (minha tia), por serem essas pessoas magníficas e me apoiarem em todos os momentos da minha vida.

- Aos meus irmãos, Róbson, Eduardo e Patrícia por todo carinho, apoio, amizade e tornarem tudo mais fácil.

*“Eu não falhei. Apenas descobri
10 “mil maneiras que não funcionam.”.*
Thomas Edison

RESUMO

A porção sudeste do Escudo das Guianas (SEG), na região norte do Cráton Amazônico, é definida como uma ampla faixa móvel paleoproterozoica acrescida a um bloco arqueano fortemente retrabalhado durante o Ciclo Transamazônico (2,26 - 2,05 Ga). Esse bloco arqueano na porção central do estado do Amapá, denominado de Bloco Amapá, é constituído de uma associação granulito-gnaisse-migmatito meso-neoarqueana (~2,85 Ga e ~2,70-2,60 Ga) e por granitoides e sequências metavulcanossedimentares riacianas. O Bloco Amapá é delimitado a sul e norte pelos domínios riacianos Carecuru e Lourenço com relíquias crustais arqueanas. O Domínio Lourenço é formado por granitoides, gnaisses e sequências metavulcanossedimentares riacianas formadas em ambiente de arcos magmáticos (2,20-2,12 Ga), magmatismo sincisional a tardi orogênico (~2,11-2,07 Ga) e metamorfismo granulítico (~2,06-2,04 Ga). No limite entre Bloco Amapá e Domínio Lourenço ocorrem unidades mesoarqueanas (Gnaisse Porfírio - 3,19 Ga e Complexo Tumucumaque - 2,85 Ga) e neoarqueanas (Complexo Guianense - ~2,65 Ga e Metagranitoide Pedra do Meio - 2,59 Ga). Nas adjacências do vilarejo Vila Bom Jesus, (município de Tartarugalzinho – AP), na transição entre domínios arqueano e riaciano ortognaisses e metagranitoides foram datados pelo método U-Pb em zircão por espectrometria de massa e *laser ablation* (LA-ICP-MS) de modo a investigar a extensão cartográfica do Gnaisse Porfírio e Metagranitoide Pedra do Meio. Adicionalmente foram utilizados dados petrográficos, análises geoquímicas em rocha total e geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS, junto com dados anteriores de ortognaisses e granitoides da porção norte do Bloco Amapá, com o intuito de investigar o contexto geodinâmico de formação desses granitoides e os episódios de geração e retrabalhamento da crosta continental durante o Arqueano nesta porção do SEG. A datação U-Pb de um Biotita ortognaisse granodiorítico forneceu uma idade de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2846 ± 36 Ma (MSWD = 1,3) para o precursor magmático do ortognaisse indica um episódio magmático mesoarqueano. Três amostras de ortognaisse e metagranitoides forneceram idades de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2654 ± 12 Ma (MSWD = 1,4), 2618 ± 31 Ma (MSWD = 1,15) e 2618 ± 22 Ma (MSWD = 0,71) respectivamente, indicando um episódio magmático neoarqueano prolongado. A datação U-Pb de um biotita ortognaisse granodiorítico com idade de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2096 ± 24 Ma (MSWD = 0,75), indica a presença de rochas paleoproterozoicas imbricadas nas unidades arqueanas do setor investigado. Esses resultados levam a reconsiderar a configuração das unidades arqueanas da borda norte do Bloco Amapá. O Gnaisse Porfírio e o Complexo Tumucumaque devem constituir apenas enclaves ou xenólitos do embasamento mesoarqueano em ortognaisses

granitoides neoarqueanos. O Metagranitoide Pedra do Meio represente plútons charnockíticos intrusivos no Complexo Guianense que é a unidade dominante no setor investigado. Os dados geoquímicos mostraram que todas as amostras mesoarqueanas da porção norte do Bloco Amapá têm assinatura de biotita granitos de derivação crustal. O magmatismo neoarqueano também é dominado por biotita granitos de derivação crustal, porém inclui também granitoides com afinidade para sanukitoides e para TTG de alta pressão, além de granitos híbridos. As assinaturas geoquímicas de biotita granitos, os valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ ($-11,3 < \epsilon_{\text{Hf}(t)} < -0,4$) com idades modelo Hf- T_{DM} ages entre 3,9 e 3,2 Ga, e a presença de zircões herdados na maioria das amostras neoarqueanas, com idades mesoarqueanas (3,0, 2,89, 2,84 Ga) e do Neoarqueano (2,77, 2,74, 2,72 Ga), indicam que esse episódio magmático neoarqueano prolongado retrabalhou unidades mais antigas do embasamento do Bloco Amapá (meso-paleoarqueanas), em contexto colisional sem evidencia de crescimento crustal durante o Neoarqueano. Entretanto, ainda fica em aberto quais massas continentais entraram em colisão para formar essa porção do Bloco Amapá no Neoarqueano tendo em vista que os outros domínios arqueanos dos crátons Amazônico (Província Carajás; Complexo Imataca) e Oeste Africano (Domínio Leo-Man; Escudo Reguibat) apresentam uma história geológica totalmente distinta do Bloco Amapá no Neoarqueano.

Palavras-chave: transição arqueano-paleoproterozoico; magmatismo arqueano; geoquímica elementar; geocronologia U-Pb-Hf em zircão; Sudeste do Escudo das Guianas; Bloco Amapá.

ABSTRACT

The southeastern portion of the Guiana Shield (SEG), in the northern region of the Amazonian Craton, is defined as a broad Paleoproterozoic orogenic belt added to an Archean block strongly reworked during the Transamazonian Cycle (2.26–1.95 Ga). This Archean block in the central portion of the state of Amapá, called the Amapá Block, is made up of a meso-neoarchean granulite-gneiss-migmatite association (~2.85 Ga and ~2.70-2.60 Ga) and by Rhyacian granitoids and metavolcanosedimentary sequences. The Amapá Block is delimited to the south and north by the Carecuru and Lourenço Rhyacian domains with Archean crustal relics. The Lourenço Domain is formed by Rhyacian granitoids, gneisses and metavolcanosedimentary sequences formed in magmatic arcs (2.20-2.12 Ga), followed by syn-collisional to late orogenic magmatism (~2.11-2.07 Ga) and late granulitic metamorphism (~2.06-2.04 Ga). On the boundary between the Amapá Block and Lourenço Domain, Mesoarchean units (Gnaise Porfírio - 3.19 Ga and Complexo Tumucumaque - 2.85 Ga) and Neoarchean units (Complexo Guianense - ~2.65 Ga and Metagranitoid Pedra do Meio - 2.59 Ga) occur. Near Vila Bom Jesus village, (municipality of Tartarugalzinho - AP), at the transition between Archean and Rhyacian domains, orthogneisses and metagranitoids were dated by the U-Pb method in zircon by ICP-MS mass spectrometry and laser ablation (LA-ICP-MS) to investigate the geographic extension of the Porfírio Gneiss and Pedra do Meio Metagranitoid. Additionally, petrographic data, geochemical analyzes in whole rock and Lu-Hf isotopic geochemistry in zircon by LA-ICP-MS were used, together with previous data from orthogneisses and granitoids of the northern portion of the Amapá Block, to investigate the geodynamic context of formation of these granitoids and the episodes of generation and reworking of the continental crust during the Archean in this portion of the SEG. U-Pb dating of a biotite granodiorite orthogneiss provided a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ crystallization age of 2846 ± 36 Ma (MSWD = 1.3) for the orthogneiss magmatic precursor, indicating a Mesoarchean magmatic episode. Three samples of orthogneiss and metagranitoids provided $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ crystallization ages of 2654 ± 12 Ma (MSWD = 1.4), 2618 ± 31 Ma (MSWD = 1.15) and 2618 ± 22 Ma (MSWD = 0.71) respectively, indicating a protracted Neoarchean magmatic episode. The U-Pb dating of a biotite granodiorite orthogneiss with crystallization age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of 2096 ± 24 Ma (MSWD = 0.75) indicates the presence of imbricated Paleoproterozoic rocks in the Archean units of the investigated sector. These results lead to reconsider the configuration of the Archean units on the north edge of the Amapá Block. The Porfírio Gneiss and the Tumucumaque Complex must constitute only enclaves or xenoliths of the Mesoarchean basement in

Neoproterozoic orthogneisses and granitoids. The Pedra do Meio Metagranitoid represents intrusive charnockitic plutons in the Guianense Complex, which is the dominant unit in the investigated sector. The geochemical data showed that the Neoproterozoic samples have signature of biotite granites of crustal derivation. Neoproterozoic magmatism is also dominated by crustal-derived biotite granites, but also includes granitoids with sanukitoids and high-pressure TTG affinities, in addition to hybrid granites. The geochemical signatures of biotite granites, the subchondrite values of $\epsilon\text{Hf}(t)$ ($-11.3 < \epsilon\text{Hf}(t) < -0.4$) with Hf- T_{DM} model ages between 3.9 and 3.2 Ga, and the presence of inherited zircons in most Neoproterozoic samples, with Neoproterozoic (3.0, 2.89, 2.84 Ga) and Neoproterozoic (2.77, 2.74, 2.72 Ga) ages, indicate that this protracted Neoproterozoic magmatic episode reworked older units from the basement of the Amapá Block (Meso-Paleoproterozoic), in a collisional context with no evidence of crustal growth during the Neoproterozoic. However, it is still open which continental masses collided to form this portion of the Amapá Block, considering that the other Archean domains of the Amazonian (Carajás Province; Imataca Complex) and West African (Leo-Man Domain; Reguibat Shield) present a different geological history from the Amapá Block during the Neoproterozoic.

Keywords: archean-paleoproterozoic transition; archean magmatism; elemental geochemistry; U-Pb-Hf geochronology in zircon; Southeast Guyana Shield; Amapá Block.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo	5
Figura 2- Mapas geotectônicos simplificados da Plataforma sul-Americana e da porção setentrional do Cráton Amazônico	9
Figura 3- Associação litotectônica do Bloco Amapá e domínios Lourenço e Carecuru baseado em Faraco <i>et al.</i> (2004) e Rosa-Costa <i>et al.</i> (2006)	11
Figura 4- Mapa de amostragem	25
Figura 5- Mapa geológico da área de estudo	36
Figura 6- Afloramento nas margens do rio Tartarugal Grande (JAP-1806).....	41
Figura 7- Aspectos microscópicos da amostra JAP-1806..	43
Figura 8- Aspectos de campo da amostra RPJ-1905.	44
Figura 9- Representação fotomicrográfica do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905)..	45
Figura 10- Aspectos de campo da amostra RPJ-19-06.....	46
Figura 11- Representação fotomicrográfica do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906)	47
Figura 12- Aspectos de campo das amostras do ponto RPJ-1908.....	48
Figura 13- Representação fotomicrográfica do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1908A).	50
Figura 14- Representação fotomicrográfica do Biotita metagranodiorítico (RPJ-1908B).....	52
Figura 15- Aspectos de campo da amostra RPJ-1909	54
Figura 16- Representação fotomicrográfica do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909)	55
Figura 17- Aspectos de campo das amostras RPJ-1910A	56
Figura 18- Representação fotomicrográfica do Anfibólio - biotita metagranodiorito (RPJ-1910A).....	57
Figura 19- Aspectos de campo e petrografia mesoscópica da amostra RPJ-1901	58
Figura 20- Aspectos de campo e representação fotomicrográfica do Gabro equigranular médio (RPJ-1907)	59
Figura 21- Aspectos de campo das amostras RPJ-19-10.....	60
Figura 22- Visão panorâmica do afloramento RPJ-19-02 as margens da Rodovia BR-156 ao sul de Tartarugalzinho	61

Figura 23- Diagrama de classificação petrográfica Q-A-P das rochas do limite entre o Domínio Lourenço e Bloco Amapá na área de trabalho, segundo as recomendações da IUGS (Le Maitre 2002).....	62
Figura 24- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão representativos da amostra RPJ-1906.....	64
Figura 25- Diagrama Concórdia U-Pb da amostra RPJ-1906	65
Figura 26- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão representativos da amostra RPJ-1910A.....	67
Figura 27- Diagrama concórdia U-Pb da amostra RPJ-1910A	68
Figura 28- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra RPJ-1909.....	69
Figura 29- Diagrama concórdia U-Pb da amostra RPJ-1909	70
Figura 30- Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra JAP-1806.....	72
Figura 31- Diagrama concórdia U-Pb da amostra JAP-1806.....	73
Figura 32- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão representativos da amostra RPJ-1905.....	75
Figura 33- Diagrama concórdia U-Pb da amostra RPJ-1905	76
Figura 34- Diagramas de classificação	85
Figura 35- Diagramas de séries magmáticas	87
Figura 36- Diagramas geoquímicos de elementos maiores.....	89
Figura 37- Diagramas de elementos menores e principais elementos traço da área de estudo.....	91
Figura 38- Diagramas de elementos menores e traço.....	93
Figura 39- Diagramas de classificação	99
Figura 40- (A) Diagrama multielementos de Pearce <i>et al.</i> (1984) padronizado em relação aos Granitos de Cadeia Oceânica (ORG); e (B) Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para o condrito de Boynton <i>et al.</i> (1984).	100
Figura 41- Diagramas de ambiente tectônico.....	101
Figura 42- Diagrama $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ vs. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para os zircões das amostras estudadas (Fisher <i>et al.</i> 2014).	102
Figura 43- Diagrama de evolução $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs. idade (Ma) para as amostras da área de estudo e unidades do Bloco Amapá	104
Figura 44- Diagrama de evolução $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs. idade (Ma) para as amostras da área de estudo.	105
Figura 45- Mapa geológico modificado da área de estudo.....	110

Figura 46- Classificação de granitoides e natureza da fonte dos protólitos magmáticos dos ortognaisses do Complexo Tumucumaque, Guianense e leucomonzogranito pertencente ao Granito Mungubas	118
Figura 47- Padrão de ETRs de granitoides tardi-arqueano.....	120
Figura 48- Síntese das principais unidades litoestratigráficas arqueanas do Bloco Amapá...	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Síntese das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo, com idades Pb-Pb, U-Pb, idades-Modelos (Nd-Hf)- T_{DM} , bem como os respectivos autores devidamente mencionadas no texto.	23
Tabela 2- Pontos estudados neste trabalho com respectivas coordenadas.	25
Tabela 3- Os isótopos de U e Th e suas respectivas abundâncias, meia-vidas e constantes de decaimento.	29
Tabela 4- Parâmetros condicionantes de operação para o MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213.	31
Tabela 5- Parâmetros analíticos usados para o MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213, para as análises Lu-Hf.	33
Tabela 6- Dados geoquímicos das unidades arqueanas. Os elementos maiores estão expressos em % em peso e os elementos traço em ppm. <i>Fe-index</i> ¹ : $FeOt / (FeOt + MgO)$; <i>Mg#</i> : $[MgO / (MgO + FeOt)]$ molecular. ¹ representam amostras deste trabalho e ² amostras de Pinto (2020).	79
Tabela 7- Dados geoquímicos para as unidades riacianas. Os elementos maiores estão expressos em % em peso e os elementos traço em ppm. <i>Fe-index</i> ¹ : $FeOt / (FeOt + MgO)$. 1 representam amostras deste trabalho, 2 amostras de Vianna <i>et al.</i> (2020) e 3 amostras de Barretto <i>et al.</i> (2013).	94

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
1.2 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	5
1.3 OBJETIVOS	7
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 CRÁTON AMAZÔNICO E SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS	8
2.2 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO BLOCO AMAPÁ E DOMÍNIOS LOURENÇO E CARECURU.....	11
2.2.1 Bloco Amapá	12
2.2.2 Domínio Lourenço	18
2.2.3 Domínio Carecuru	21
3 MATERIAIS E MÉTODOS	24
3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	24
3.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO E AMOSTRAGEM	24
3.3 PETROGRAFIA	26
3.4 GEOQUÍMICA ELEMENTAL.....	26
3.5 GEOCRONOLOGIA COMBINADA U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS	27
3.5.1 Concentração e separação dos zircões e microscopia eletrônica de varredura	28

3.5.2 Geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	28
3.5.3 Geoquímica Isotópica Lu-Hf	31
4 GEOLOGIA LOCAL DO SETOR ESTUDADO	35
5 RESULTADOS	40
5.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA	40
5.1.1 Gnaisses e (meta) granitoides.....	40
5.1.2 Magmatismo Máfico	57
5.1.3 Feições Intempéricas.....	60
5.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS.....	62
5.2.1 Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906).....	63
5.2.2 Anfibólio – biotita metagranodiorito (RPJ-1910A)	65
5.2.3 Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909).....	69
5.2.4 Biotita ortognaisse granodiorítico (JAP-1806).....	70
5.2.5 Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905).....	74
5.3 GEOQUÍMICA ELEMENTAL.....	77
5.3.1 Geoquímica Elemental das unidades arqueanas.....	78
5.3.1.1 Diagramas de classificação das unidades arqueanas	85
5.3.1.2 Elementos Maiores.....	85
5.3.1.3 Elementos menores e traço	90
5.3.2 Geoquímica Elemental das Unidades Riaccianas.....	93
5.3.2.2 Elementos traço	99
6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Lu-Hf	102
7 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO	106
7.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb E AJUSTE LITOESTRATIGRÁFICO PARA A ÁREA DE ESTUDO.....	106
7.2 NATUREZA E FONTE DO MAGMATISMO.....	113

7.3 EVOLUÇÃO E DIVERSIFICAÇÃO DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DO BLOCO AMAPÁ E IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS	122
8 CONCLUSÕES	127
REFERÊNCIAS	129
APÊNDICE A – MATERIAL SUPLEMENTAR	143

1 INTRODUÇÃO

O Éon arqueano representa uma área aflorante em apenas 4,6% do território brasileiro, com maior representatividade nos estados da Bahia, Minas Gerais, Goiás, Pará e Amapá, sendo as rochas reconhecidas datadas até o Eoarqueano (Schobbenhaus 2003). As principais ocorrências de rochas eoarqueanas e paleoarqueanas restringem-se ao Cráton São Francisco e as idades mais antigas reconhecidas são de 3,60-3,65 Ga, obtida em zircões de gnaisses localizados no nordeste do Brasil (Oliveira *et al.* 2020, Moreira *et al.* 2022). No Cráton Amazônico as rochas mais antigas datadas estão localizadas no estado do Amapá, região norte do Brasil. Trata-se de um anfíbolito do Complexo Bacuri de ~3,34 Ga, com heranças de até 3,6 Ga e de um ortogneisse com idade de cristalização de 3,19 Ga e zircões herdados de 3,49 Ga, (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019, Spier *et al.* 2021)

O Cráton Amazônico é o mais antigo do continente Sul-Americano e compõe uma das mais preservadas e completas sequências de evolução tectônica crustal da terra do Arqueano ao Mesoproterozoico. É formado por dois escudos pré-cambrianos, o Escudo das Guianas a norte e Escudo Brasil Central a sul, que são separados por grandes bacias sedimentares fanerozoicas, Solimões e do Amazonas (Cordani *et al.* 1979, Almeida *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004, Rosa-Costa *et al.* 2006, Kroonenberg & Roeber 2010, Brito Neves & Fuck 2014, Kroonenberg *et al.* 2016).

A ocorrência de terrenos arqueanos no Cráton Amazônico é restrita a sua porção oriental, sendo as melhores e mais bem estudadas exposições de crosta arqueana localizadas na Província Carajás no Escudo Brasil Central (Tassinari & Macambira 2004, Feio *et al.* 2013, Tavares *et al.* 2018, Marangoanha *et al.* 2019, Trunfull *et al.* 2020 e referências inclusas), para a qual é admitida uma idade de estabilização >2,5 Ga (Tassinari & Macambira, 2004) ou >2,6 (Cordani *et al.* 2009).

Os modelos evolutivos propostos para a Província Carajás são suportados por um grande volume de informações geológicas, dados Pb-Pb, U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total que revelam que o principal evento de crescimento crustal remete ao Mesoarqueano em torno de 3,0-3,2 Ga (Tassinari & Macambira 2004, Feio *et al.* 2013), com alguns cristais de zircão detríticos e herdados eoarqueanos de até ~3,7 Ga (Macambira *et al.* 1998, Teixeira *et al.* 2001, Rossignol *et al.* 2021).

No Escudo das Guianas, os modelos de evolução geodinâmica mais atualizados, proposto por Kroonenberg *et al.* (2016) e Fraga & Cordani (2019) exclui a continuidade do

núcleo arqueano do escudo Brasil central para norte da Bacia do Amazonas. Os principais registros de crosta arqueana estão restringidos ao Complexo Imataca (2,6–3,7 Ga), ocorrente no leste da Venezuela e ao Bloco Amapá (2,6–3,2 Ga) na porção centro-leste do estado do Amapá, Brasil (Tassinari *et al.* 2004, Cordani *et al.* 2009, Rosa-Costa *et al.* 2014, Borghetti *et al.* 2018, Milhomem-neto & Lafon 2019 e referências inclusas). Ao contrário do que ocorre na Província Carajás, ambos os domínios compreendem terrenos arqueanos fortemente retrabalhados durante o ciclo de orogenias Transamazônicas (~2,26-1,95 Ga). A evolução desses domínios arqueanos ainda é pouco conhecida devido às dificuldades de acesso, cobertura florestal densa que culmina na carência de informações geológicas complementares (Fraga *et al.* 2020, Lafon & Rosa-Costa 2020). No Bloco Amapá dados geocronológicos U-Pb e isotópicos Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total apontam para três principais episódios magmáticos, sendo dois no Mesoarqueano (~3,19 Ga e ~2,85-2,80 Ga) e um no Neoarqueano (2,69-2,65 Ga). Um episódio paleoarqueano também foi sugerido (~3,34 Ga) por Spier *et al.* (2021). Ao menos dois períodos de extração mantélica e formação de crosta continental foram apontados por dados isotópicos Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total, sendo um no Eoarqueano (~4,0 Ga.) e outro no mesoarqueano ~3,0–3,1 Ga e, provavelmente, um terceiro episódio entre esses dois. (Sato & Tassinari 1997, Klein *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2014, Barbosa & Chaves 2015; Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020, Rosa-Costa *et al.* 2006).

O Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006) é definido como um segmento de crosta continental arqueana, no qual o embasamento é formado por uma associação granulito-gnaiss-migmatito metamorfizados sob fácies anfíbolito a granulito. Esse embasamento é representado principalmente pelos complexos metamórficos ortoderivados Jari-Guaribas, Baixo Mapari, Tumucumaque, Guianense e Tartarugal Grande, cujos protólitos magmáticos possuem idades meso a neoarqueanas entre 2,85 e 2,60 Ga (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, 2017, Milhomem-Neto & Lafon 2019), com relíquias isoladas de crosta ainda mais antigas representados pelo Gnaiss Porfírio (~3.19 Ga.) com herança de 3.49 Ga (Milhomem Neto & Lafon, 2019), pelos anfíbolitos do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (Spier *et al.* 2021) e por ortognaisses tonalíticos do Complexo Guianense (3.32 Ga. Klein *et al.* 2003). Aleitadas no embasamento ocorrem sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas com metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito representados pelos Grupos Vila Nova e Ipitanga. A idade dessas sequências ainda está sujeita a debate, sendo consideradas com anteriores a 2,26 Ga (McReath & Faraco 2006, Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2017) ou com idade em torno de 2,16 Ga (Hoffman *et al.* 2018). Ambos os grupos

são intrudidos por granitoides sin-colisionais a tardi-orogênicos paleoproterozoicos com idades entre ~2,11-1,99 Ga (Avelar 2002, Rosa-Costa *et al.* 2006, Rosa-Costa *et al.* 2017, Milhomem-Neto & Lafon 2019; Lafon & Rosa-Costa 2020). Ademais ocorre magmatismo máfico-ultramáfico representado pelo Complexo Bacuri com idade em torno de 2,22 Ga (Pimentel *et al.* 2002), ou, alternativamente de idade arqueana (Spier *et al.* 2021).

No estado do Amapá, além do Bloco Amapá que constitui um fragmento crustal arqueano, a porção sudeste do Escudo das Guianas é formada pelos extensos domínios paleoproterozoicos Carecuru e Lourenço, predominantemente riacianos (Rosa-Costa *et al.* 2006, Rosa-Costa *et al.* 2014). O Domínio Lourenço, a norte do Bloco Amapá, é uma continuidade dos terrenos granito-gnaiss-greenstones riacianos do sudeste do Escudo das Guianas que se estendem da Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa e que tem a sua evolução geodinâmica relacionada ao ciclo orogénico Transamazônico. O Domínio Lourenço é constituído por granitoides, complexos gnáissicos e sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas formados em ambiente de arco magmático continental entre 2,26 e 2,12 Ga, e por granitoides e ortognaisses sin-colisionais a tardi-orogênicos formados entre ~2,11 e ~2,04 Ga. Um evento metamórfico granulítico tardi-orogénico em torno de 2,06-2,05 Ga também foi evidenciado na porção sul do domínio (Avelar 2002, Enjolvy 2008, Oliveira *et al.* 2008, Rosa-Costa *et al.* 2014, Gorayeb *et al.* 2021). Na transição entre domínios arqueano e riaciano, relíquias de rochas arqueanas com idades de 3,19 e 2,59 Ga foram identificadas como Gnaiss Porfírio e Metagranitoide Pedra do Meio, respectivamente (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019). São ainda reconhecidos protólitos de idade arqueana (~2,60-2,67 Ga.) nas rochas granulíticas tardi-riacianas do Complexo Tartarugal Grande (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Enjolvy 2008, Faraco *et al.* 2009, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019, Gorayeb *et al.* 2021).

As zonas de transição entre o Bloco Amapá e os terrenos riacianos têm revelado uma grande complexidade geológica e há necessidade de estudos mais detalhados para melhor distinguir as unidades arqueanas das paleoproterozoicas visando o melhor entendimento da evolução geológica e reconstituição do contexto geotectónico deste setor do sudeste do Escudo das Guianas. Deste modo datações geocronológicas por métodos robustos como U-Pb em zircão e dados de geoquímica elemental e isotópica Lu-Hf em escala local são importantes ferramentas para interpretar a história e a evolução geodinâmica desta área complexa.

O polígono selecionado para esta dissertação localiza-se na região de Tartarugalzinho no centro-leste do estado do Amapá, e abrange a transição entre o Bloco Amapá e Domínio

Lourenço, onde são encontradas rochas de diferentes idades, arqueanas e paleoproterozoicas, litologias, grau de metamorfismo e deformação. O setor investigado inclui granitoides e sequências metavulvanosedimentares paleoproterozoicas e duas unidades arqueanas, o Gnaiss Porfírio (~3,19 Ga) e o Metagranitoide Pedra do Meio (~2,59 Ga), sendo estas as unidades foco deste trabalho.

Nessa última década, o conhecimento geológico do estado do Amapá foi alavancado sobretudo pelos Programas de Levantamento Geológico na escala de 1:250.000 realizados pela CPRM em especial os referentes as Folhas Oiapoque (NA.22-V-B, Faraco & Théveniaut 2011), Araguari (NA.22-Y-B, Rosa-Costa *et al.* 2014), Macapá (NA.22-Y-D, Barbosa & Chaves 2015) e Lourenço (NA.22-V-D, Rosa-Costa *et al.* 2018) que proveram o avanço muito significativo na elaboração do quadro litoestratigráfico do Estado do Amapá. Pesquisas realizadas pelo grupo de Pesquisa em Geocronologia e Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA também forneceram uma contribuição relevante, sobretudo com dados geocronológicos e isotópicos. O relatório da Folha Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2014) e os trabalhos de Silva *et al.* (2013), Milhomem-Neto & Lafon (2019, 2020), Vianna *et al.* (2020) e Gorayeb *et al.* (2021) proveram na área de trabalho um grande volume de dados de mapeamento, geoquímicos e geocronológicos, sendo de suma importância para a cartografia, discussões geocronológicas e isotópicas deste trabalho.

Esta dissertação 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 ao Projeto CNPq Universal “Implantação de metodologias U-Pb *in-situ* em minerais acessórios por LA-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA e sua aplicação à evolução crustal da Amazônia Oriental” (Processo 423625/2018-7), ambos coordenados pelo Prof. J.M. Lafon. A dissertação 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.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Este trabalho foi desenvolvido na porção centro-leste do estado do Amapá, nas adjacências de Vila Bom Jesus no município de Tartarugalzinho distante cerca de 230 Km da capital do estado, Macapá. Partindo de Belém o acesso se faz por via aérea até Macapá e por

malha rodoviária até a cidade de Tartarugalzinho, utilizando a BR-210 (Perimetral Norte) e AP-156. A partir de então o trajeto é realizado em malha terrestre por vicinais não pavimentadas até a Vila Bom Jesus e o acesso ao interior da área é facilitado por transporte hidroviário no Rio Tartarugal Grande utilizando canoa a motor (Figura 1).

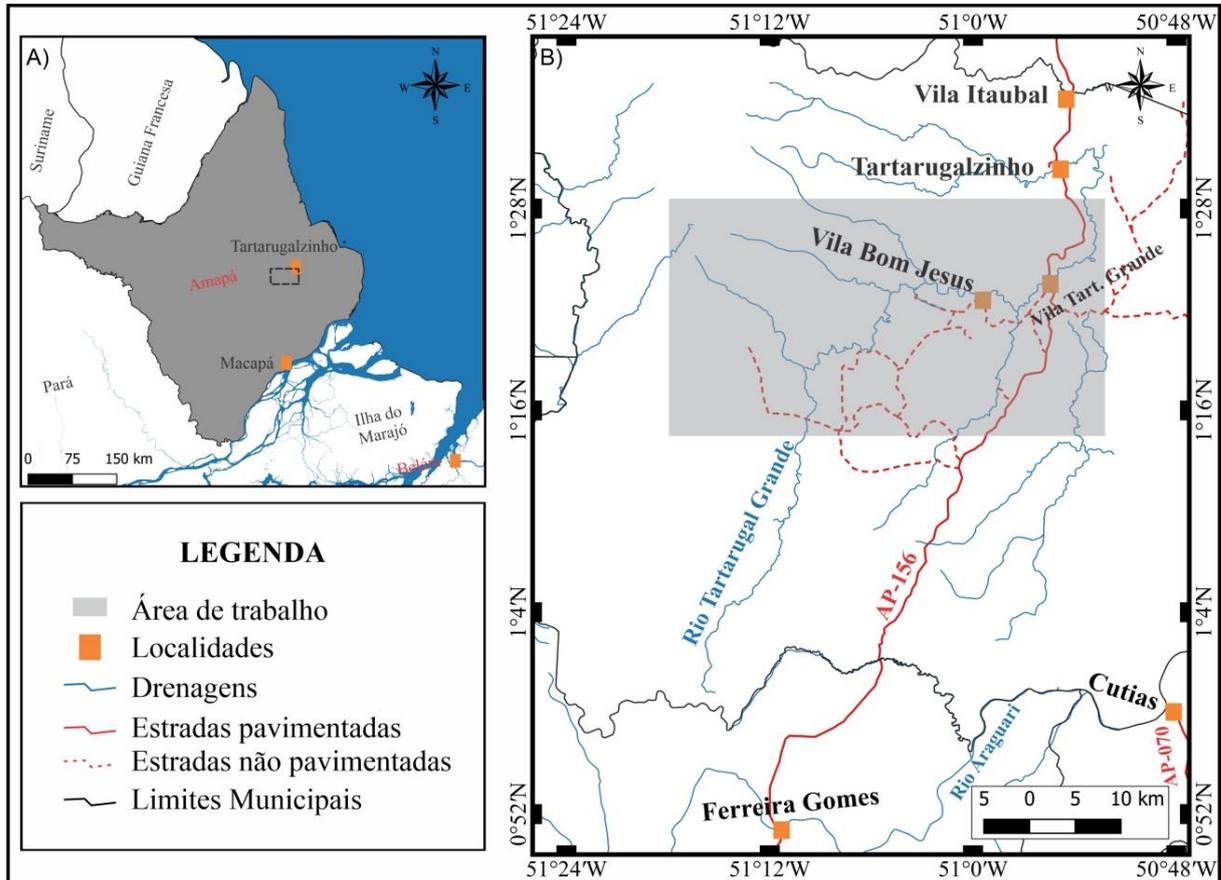


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo. (A) Mapa dos estados do Amapá e norte do Pará com a localização das cidades de Belém (capital do Pará), Macapá (Capital do Amapá) e Tartarugalzinho – AP. (B) Mapa rodoviário da porção centro-leste do Amapá, localizando a área de estudo. O retângulo cinza representa a área de estudo.

1.2 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

O Escudo das Guianas é um terreno pré-cambriano que se estende por uma área de mais 1,5 milhões de Km², distribuídos pela Colômbia, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e Brasil desde a foz do Rio Amazonas até as montanhas andinas da Venezuela e Colômbia. É um dos domínios pré-cambrianos menos estudados no mundo, em vista à dificuldade de acesso e condições climáticas adversas.

Localizada na porção sudeste do Escudo das Guianas, mas precisamente no centro-leste do estado do Amapá, a área de estudo engloba o limite entre o Bloco Amapá e Domínio Lourenço, numa região cujo quadro estratigráfico tem sido continuamente refinado e novas

unidades granitoides arqueanas e paleoproterozoicas estão gradualmente sendo individualizadas e delimitadas geograficamente.

Esta porção sudeste do Escudo das Guianas tem sido interpretada por muitos autores como uma ampla faixa móvel paleoproterozoica acrescida a um bloco arqueano durante a orogenia transamazônica que apontavam a continuidade entre o Escudo Brasil Central e o Escudo das Guianas, denominada de Província Amazônia Central (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Gibbs & Barron 1993, Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004, Cordani *et al.* 2009). No entanto o aumento de evidências geocronológicas e isotópicas apontam que a Província Carajás, Complexo Imataca e Bloco Amapá são blocos arqueanos isolados dentro do Cráton Amazônico, delimitados por extensos domínios de idades riacianas, orisirianas ou até mais jovens (Leal *et al.* 2018, Brito Neves & Fuck 2014, Kroonenberg & Roever 2010, Kroonenberg *et al.* 2016, Fraga e Cordani 2019, Fraga *et al.* 2020). Em escala global, a porção sudeste do Escudo das Guianas é correlacionada aos terrenos birimianos e escudos arqueanos do Cráton Oeste Africano (Greenholm *et al.* 2019; Milhomem Neto & Lafon 2019 e referencias inclusas).

O modelo geodinâmico evolutivo aceito atualmente para o sudeste do Escudo das Guianas proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) envolve três estágios: (1) oceanização com geração de crosta oceânica; (2) acúmulo de magmas derivados do manto em ambiente de arco oceânico; e (3) acreção tectônica, colisão e retrabalhamento crustal. Subsequentemente este modelo foi refinado com base em novos dados geocronológicos e isotópicos obtidos em rochas da Guiana Francesa, Suriname (Delor *et al.* 2003a,b, De Roever *et al.* 2003, Kroonenberg *et al.* 2016, Klaver *et al.* 2015, 2016) e dos domínios arqueanos e paleoproterozoicos do norte Brasil (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Ricci *et al.* 2001, Pimentel *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, 2008a,b, 2009, 2012, 2014, 2017, Oliveira *et al.* 2008, Silva 2013, Barbosa & Chaves 2015, Borghetti *et al.* 2018, Fraga & Cordani 2019, Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020, Vianna *et al.* 2020, Lafon e Rosa-Costa 2020, Gorayeb *et al.* 2021).

Embora vários estudos isotópicos e geocronológicos já tenham sido realizados na área de estudo, ainda há a necessidade de dados de geoquímica elemental, análises combinadas U-Pb e Lu-Hf para uma delimitação e caracterização mais detalhadas das unidades arqueanas. A exemplo, a extensão do magmatismo mesoarqueano mais antigo já datado no sudeste do Escudo das Guianas (3,19 Ga - Gnaiss Porfírio) e do neoarqueano (2,59 Ga - Metagranitoide Pedra do Meio) ainda são tidos com base na interpretação de imagens aerogeofísicas e datação de uma única amostra em cada unidade.

Dessa forma, o estudo geoquímico e geocronológico de rochas coletadas nos limites cartográficos atribuídos ao Gnaiss Porfírio e Metagranitoide Pedra do Meio é fundamental para melhor: (1) verificar a extensão destas unidades litológicas arqueanas; (2) caracterizar geoquimicamente essas unidades meso-neoarqueanas para discutir o contexto geológico de formação; (3) abordar a complexidade litológica desses granitoides e correlacioná-los com a unidades do embasamento arqueano; (4) Investigar os processos e períodos de formação de crosta arqueana; e (5) Tentativamente averiguar se há rochas expostas com idade de 3,49 Ga, obtida em zircões herdados do Gnaiss Porfírio.

1.3 OBJETIVOS

Tendo como referência a problemática apresentada, o presente trabalho visa complementar o quadro litoestratigráfico da área identificando e distinguindo as unidades arqueanas e paleoproterozoicas, investigar a natureza geoquímica destas rochas, identificar os episódios magmáticos e a caracterização de suas fontes e avaliar o crescimento crustal durante o Arqueano de modo a se obter melhor entendimento da articulação entre o Bloco Amapá e Domínio Lourenço. Os estudos realizados buscaram atingir os seguintes objetivos específicos:

- i. Acrescentar novos dados de campo, geoquímicos em rocha total e geocronológicos U-Pb em zircão dos granitoides arqueanos, de modo a melhor identificar os litotipos e verificar a extensão dos magmatismos meso e neoarqueano.
- ii. Determinar a assinatura isotópica Lu-Hf das unidades estudadas buscando investigar suas fontes e os episódios de formação e retrabalhamento de crosta continental arqueana no sudeste do Escudo das Guianas.
- iii. Investigar a história mais remota e fornecer informações a respeito da geração de crosta continental mais antiga já reconhecida no Escudo das Guianas.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O continente sul-americano é formado por duas grandes unidades geotectônicas, a Plataforma Sul-Americana e a Cadeia Andina e é subdividido em três escudos principais denominados de: Escudo Brasil Central, Escudo das Guianas e Escudo Atlântico (Almeida *et al.* 1981) que são irrompidos por extensas coberturas sedimentares Fanerozoicas (Figura 2A).

2.1 CRÁTON AMAZÔNICO E SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

O Cráton Amazônico (CA) é formado pelo Escudo das Guianas e Escudo Brasil Central, que respectivamente estão localizados a norte e sul das bacias sedimentares do Amazonas e Solimões (Figura 2A). O CA representa uma das mais expressivas áreas cratônicas do mundo, com área aproximada de $4,3 \times 10^6 \text{ km}^2$, com idades desde o Arqueano ao início do Neoproterozoico (Hasui *et al.* 1984). O CA ocupa a região norte e parte do centro-oeste em território brasileiro, e se estende na Venezuela, Guiana Francesa, Suriname, Guiana, Colômbia e Bolívia (Almeida *et al.* 1981). Geotectonicamente é formado por núcleos arqueanos, sucessivamente acrescidos de cinturões orogênicos paleo a mesoproterozoicos, os quais são limitados por cinturões orogênicos neoproterozoicos (Cordani *et al.* 1979, Tassinari & Macambira 2004, Cordani & Teixeira 2007, Cordani *et al.* 2009).

Desde o trabalho de Cordani *et al.* (1979) que propuseram a subdivisão do Cráton Amazônico em províncias tectônicas e geocronológicas vários modelos têm sido propostos, os mais clássicos são os Tassinari & Macambira (2004) e Santos *et al.* (2006), ambos da escola mobilista e se baseiam nos diferentes padrões estruturais, associação litológica, idades e evolução geodinâmica, embora diverjam sobre os limites e extensão entre as províncias. Embora esses modelos sejam bastante consistentes para o Escudo Brasil Central, apresentam falhas para a porção central e oriental do escudo das Guianas, sobretudo pela escassez de dados geológicos e geocronológicos nessa porção do CA.

O modelo de evolução geodinâmica Transamazônica mais aceito para a porção sudeste do Escudo das Guianas foi originalmente proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e tem sido aprimorado na última década (Delor *et al.* 2003, Fraga *et al.* 2009, Kroonenberg *et al.* 2016, Leal *et al.* 2018, Fraga & Cordani 2019), o qual inclui dois mecanismos distintos de crescimento crustal e que foram baseados em dados estruturais, metamórficos, geocronológicos e geoquímicos em rochas do Cinturão Granito-*Greenstone* do norte da Guiana Francesa.

Fraga & Cordani (2019) propõem algumas modificações nos modelos tradicionais de Tassinari & Macambira (2004) ou de Santos *et al.* (2006) para o Escudo das Guianas (Figura 2B). Nessa proposta, são definidos dois domínios arqueanos, a noroeste o Complexo Itamaca (Venezuela), a sudeste o Bloco Amapá (Brasil), cinturões riácianos de rochas gnaisse-granito-*greenstones*, charnockitos e granulitos cinturões ígneos e orogênicos orosirianos (2,04-1,93 Ga), uma vasta província vulcano-plutônica orosiriana (Supergrupo Uatumã – 1,89-1,87 Ga), bem como uma extensa cobertura sedimentar plataformar (Supergrupo Roraima). Ademais

ocorre um cinturão de alto grau Orosiriano-Estateriano que é intrudido por plútons mesoproterozoicos e um magmatismo máfico Estateriano (Reis *et al.* 2013, Teixeira *et al.* 2019).

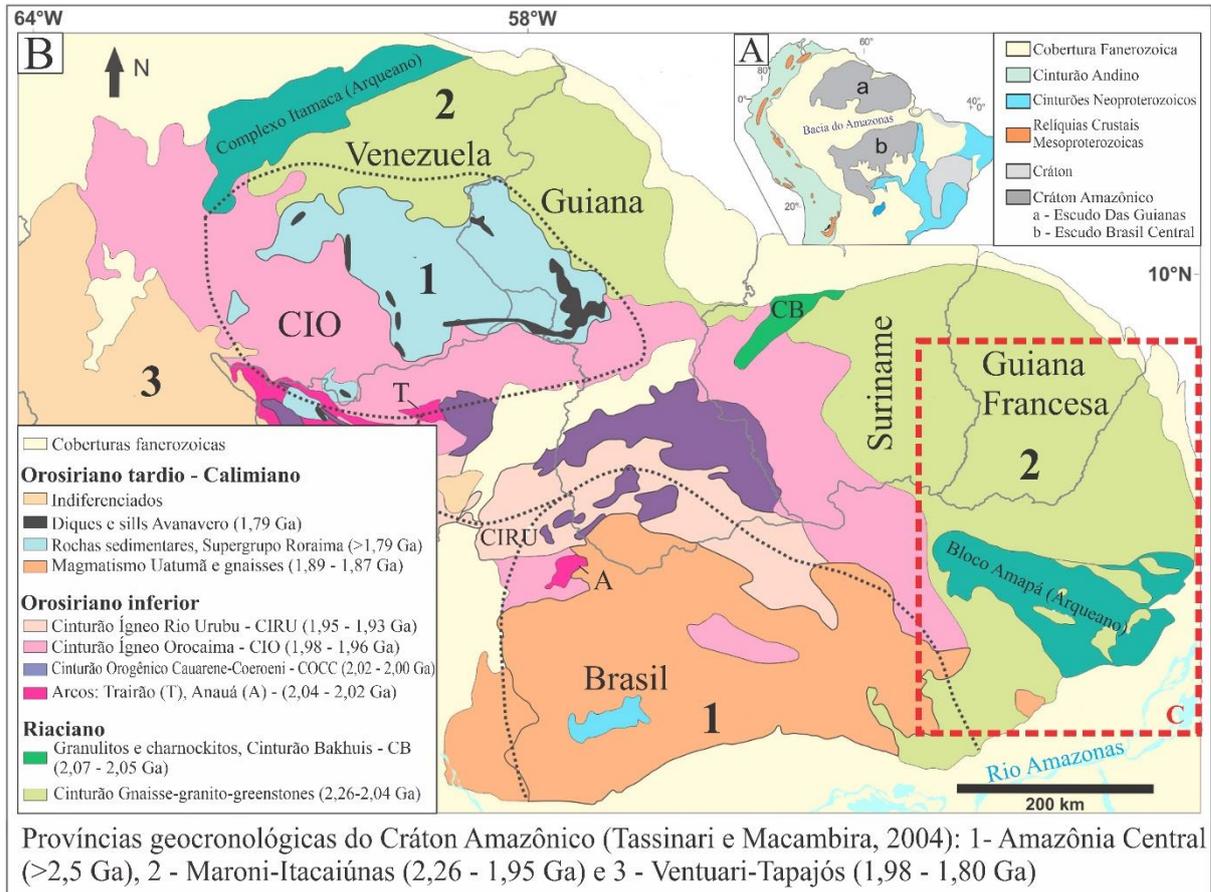


Figura 2- Mapas geotectônicos simplificados da Plataforma sul-Americana e da porção setentrional do Cráton Amazônico: (A) Subdivisão tectônica a Plataforma Sul-Americana e; (B) Principais unidades da porção oriental do Escudo das Guianas (Fraga & Cordani 2019) mostrando também os limites das províncias geocronológicas/geotectônicas do Cráton Amazônico de Tassinari & Macambira (2004); C representa a localização da figura 3.

O domínio riaciano do Escudo das Guianas coincide aproximadamente com a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) de Tassinari & Macambira (2004) e representa uma expressiva faixa orogênica formada por extensos domínios de crosta juvenil paleoproterozoica e alguns segmentos arqueanos que foram retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico de orogêneses no período entre ~2,26 e ~1,95 Ga, que se estende também a sul da Bacia do Amazonas com os domínios Bacajá e Santa do Araguaia (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Essa faixa orogênica riaciana é formada principalmente por rochas gnáissicas, granulíticas e migmatíticas, *greenstone-belts* e sequências vulcanossedimentares que foram deformadas e metamorizadas sob as fácies xisto verde a granulito e por granitoides de natureza TTG e granítica

(Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003a,b, Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008a, 2009, 2014, Barreto *et al.* 2013, Milhomem Neto & Lafon 2019, Lafon & Rosa-Costa 2020, Vianna *et al.* 2020).

Embora sejam reconhecidas no sudeste do Escudo das Guianas, mais especificamente no Bloco Amapá, associações litológicas de idades meso e neoarqueanas contemporâneas ou até mais antigas daquelas da Província Carajás, ambas tem sido interpretadas como blocos arqueanos independentes, sendo descartada a hipótese do Bloco Amapá ser a extensão da crosta arqueana da Província Carajás para norte, uma vez que tais associações de rochas arqueanas foram submetidas a processos de retrabalhamento crustal em períodos distintos do Neoarqueano (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, Milhomem Neto & Lafon 2019, Lafon *et al.* 2019, Lafon & Rosa-Costa 2020).

Como comentado anteriormente Rosa-Costa *et al.* (2014) baseados em diferenças litológicas, de assinaturas isotópicas, geocronológicas e de suas histórias evolutivas e utilizando as designações ou redefinições de trabalhos anteriores (Ricci *et al.* 2001, Santos *et al.* 2006, Rosa-Costa *et al.* 200, Macambira *et al.* 2007, Vasquez & Rosa-Costa 2008), subdividiram a porção sudeste do Escudo das Guianas em território brasileiro (estado do Amapá e noroeste do estado do Pará) em três domínios tectônicos distintos. O Bloco Amapá representa um grande segmento crustal arqueano retrabalhado durante o Ciclo Transamazônico. Os domínios Carecuru e Lourenço, respectivamente a sul e norte do bloco arqueano representam domínios paleoproterozoicos, predominantemente riacianos (Figura 3A e 3B).

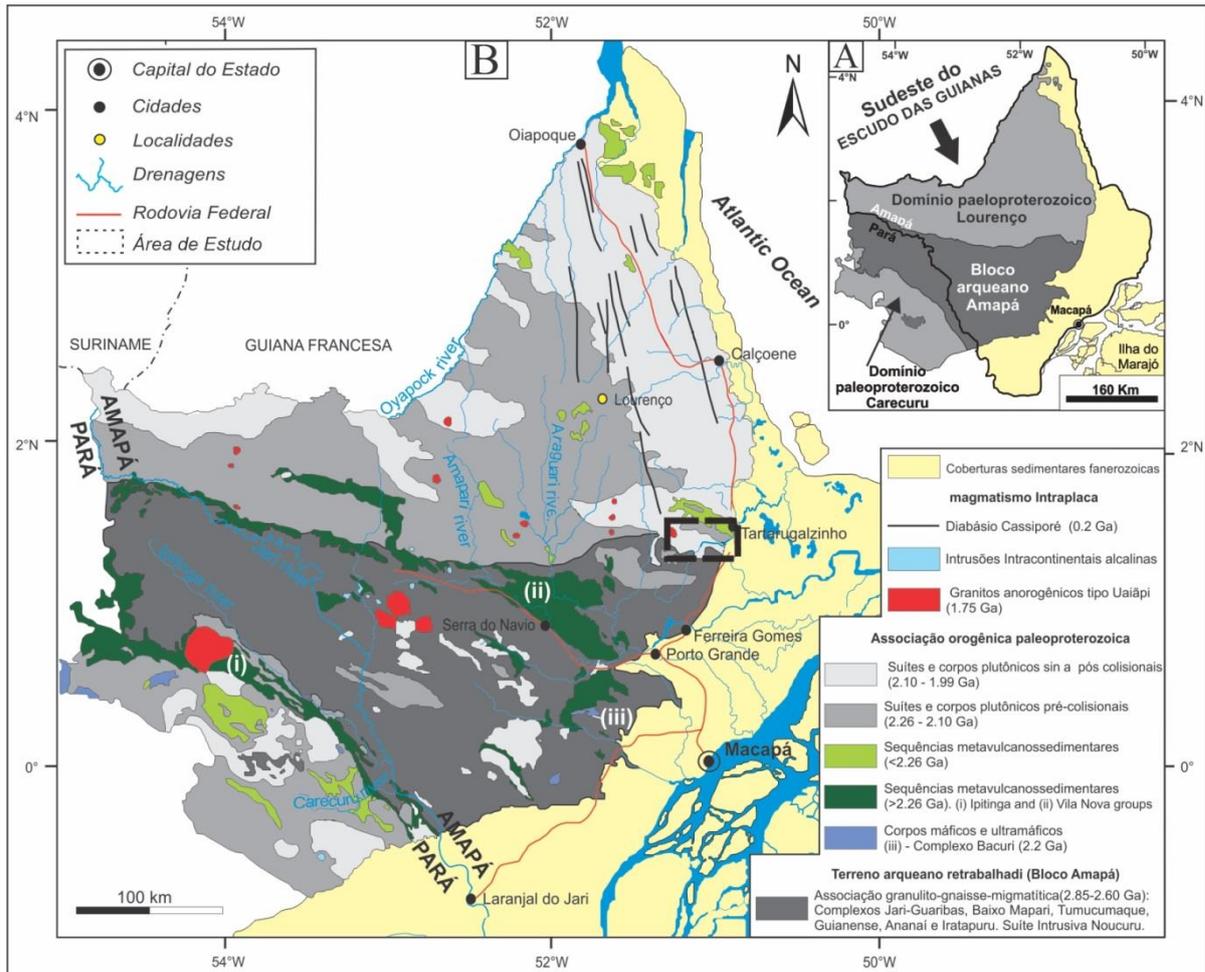


Figura 3- Associação litotectônica do Bloco Amapá e domínios Lourenço e Carecuru baseado em Faraco *et al.* (2004) e Rosa-Costa *et al.* (2006). (A) limites dos domínios no estado do Amapá (B) Mapa litológico simplificado, com destaque para a área de estudo (polígono tracejado).

2.2 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO BLOCO AMAPÁ E DOMÍNIOS LOURENÇO E CARECURU

As principais unidades litoestratigráficas serão resumidamente descritas em conformidade com suas respectivas unidades geotectônicas a que pertencem e estão sumarizadas na Tabela 1. Serão destacadas as unidades granulito-gnaiss-migmatíticas do embasamento do Bloco Amapá, as sequências metavulcanossedimentares e suas suítes intrusivas. As associações litológicas plutônicas pré a tardi-colisionais dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru, bem como seus respectivos remanescentes arqueanos, derivados de estágios de subducção de crosta oceânica em ambientes de arco magmático continental.

2.2.1 Bloco Amapá

O Bloco Amapá (BA) é resultante de uma longa e complexa evolução, que decorreu de vários estágios de acreção e retrabalhamento crustal, com início na transição Paleomesoarqueano se estendendo até o Paleoproterozoico. (Rosa-Costa *et al.* 2006, Barbosa & Chaves 2015, Rosa-Costa *et al.* 2017, Borghetti *et al.* 2018, Milhomem Neto & Lafon 2019, Spier *et al.* 2021). Três principais episódios magmáticos são reconhecidos, o mais velho ocorre em 3185 ± 10 Ma e é marcado pela idade de cristalização do Gnaiss Porfírio que ainda possui componentes herdados de $\sim 3,49$ Ga, o segundo ocorre também no Mesoarqueano $2,85 - 2,79$ Ga representado pela idade de cristalização do precursor do Complexo Tumucumaque, e um episódio no Neoarqueano ($2,69 - 2,65$) indicado pelas idades do Complexo Guianense e Suíte Intrusiva Noucouru.

O embasamento do Bloco Amapá é formado por associações gnáissica-migmatítica de rochas metamórficas de alto grau arqueana ($\sim 2,85$ Ga a $\sim 2,63$ Ga) constituída de granulitos, gnaisses e migmatitos orto e paraderivados, estabilizados sob condições de metamorfismo da fácies anfíbolito a granulito, com granitoides arqueanos retrabalhados no Riáciano. Essas associações estão agrupadas nos complexos Tumucumaque, Jari-Guaribas, Guianense, Baixo-Mapari e Iratapuru. Inclui plútons arqueanos do Granito Mungubas, Suíte Intrusiva Noucouru, Granito Anauerapucu e Granito Riozinho que definem um conjunto infracrustal de idade entre $2,80$ Ga e $2,63$ Ga (Rosa-Costa *et al.* 2017)

Unidades magmáticas félsicas paleoproterozoicas são intrusivas no embasamento arqueano (Granito Charuto, Igarapé Cumaru, Paru, Carrapatinho; Alaskito Urucupatá, Metagranito Sucuriçu e Granitoides Indiferenciados). Ocorre também um magmatismo máfico-ultramáfico e sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas de idade superior ou igual a $2,26$ Ga (Grupos Ipitanga e Vila Nova). Por fim foi identificado um magmatismo intracontinental pós-transamazônico com as unidades Granito Uaiãpi e Alcalinas Mapari (Rosa-Costa *et al.* 2017).

As idades modelo Nd-Hf (T_{DM}) para as rochas do Bloco Amapá mostram que os principais períodos de formação crosta continental se deram durante o Paleo e Mesoarqueano, enquanto que o Neoarqueano é dominado por processos de retrabalhamento crustal. A aplicação do método Lu-Hf em zircão nas rochas do Bloco Amapá permitiu a identificação da existência de crosta arqueana eoaqueana ($\sim 4,0$ Ga) que somado a ocorrência de um xenocristal de zircão hadeano encontrado em rochas na República da Guiana (Nadeau *et al.* 2013) apontam para a

existência de relíquias hadeanas-eoarqueanas no sudeste do Escudo das Guianas que ainda não haviam sido identificadas no Cráton Amazônico até então (Lafon *et al.* 2019).

Complexo Tumucumaque: Ricci *et al.* (2001) interpretaram como uma unidade tectonoestratigráfica de ocorrência restrita para denominar gnaisses de composição granítica a diorítica, variavelmente migmatizados originados de metamorfismo de fácies anfíbolito e que apresentam lentes de anfíbolito aleitadas em concordância ao bandamento gnáissico. Avelar *et al.* (2003) em análises Pb-Pb em zircão obtiveram uma idade mesoarqueana de 2849 ± 6 Ma para um gnaisse tonalítico na região de Água Fria, idades obtidas pelo método U-Pb em zircão por Borghetti *et al.* (2018) variam de 2812 ± 17 Ma e 2852 ± 32 Ma, Milhomem-neto & Lafon (2019) também pelo método U-Pb obtiveram uma idade de 2843 ± 23 Ma. Análises Sm-Nd em rocha total de gnaisses desta unidade forneceram idade Nd-T_{DM} entre 2,94 - 3,41 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variando entre -7,1 e 1,0, enquanto as idades Hf-T_{DM} variam entre 3,81 e 3,38 com valores $\epsilon_{Hf(t)}$ variando de -2,1 a -9,0 indicando que as rochas do Complexo Tumucumaque são fruto do retrabalhamento crustal de fontes meso-paleoarqueanas (Avelar 2002, Pimentel *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019)

Complexo Jari-Guaribas: denominado por Ricci *et al.* (2001) para distinguir gnaisses de fácies granulito que de acordo com Rosa-Costa *et al.* (2006) apresentam ocorrência restrita no sudeste do Bloco Amapá. Os gnaisses apresentam composição predominantemente enderbítica, charnoenderbítica e charnockítica e ocorrem como lentes e faixas alongadas segundo a estruturação regional NW-SE limitados tectonicamente por zonas transcorrentes e de cavalgamento. Raramente ocorrem granulitos máficos como leitos concordantes ou como enclaves nos gnaisses. Rosa-Costa *et al.* (2003, 2006) obtiveram pelo método Pb-Pb em zircão idades mínimas de 2797 ± 3 Ma, 2790 ± 8 Ma e 2788 ± 3 Ma e zircões herdados de 3238 ± 6 Ma para gnaisses enderbíticos desta unidade. Análises Sm-Nd de Rosa-Costa *et al.* (2006) resultaram em idades Nd-T_{DM} entre 3,19 e 3,26 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,97 e -2,91 indicando que os precursores ígneos neoarqueanos dos gnaisses foram oriundos do retrabalhamento crustal de fontes meso-paleoarqueanas.

Granito Anauerapucu: designa biotita sienogranitos e biotita monzogranitos que ocorrem em formas ligeiramente alongadas de direção NW-SE na porção noroeste da Folha Macapá, estando em contato tectônico com o Complexo Guianense, do qual foi individualizado (Barbosa & Chaves 2015). Estes mesmos autores obtiveram pelo método U-Pb em zircão uma idade de 2791 ± 23 Ma, idades Nd-T_{DM} em rocha total de 2,99 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,57, indicando a influência de material crustal mesoarqueano na geração do magma granítico.

Complexo Guianense: denominado por Lima *et al.* (1974) para designar uma unidade do embasamento amplamente distribuído por todo estado do Amapá e noroeste do Pará, formada por gnaisses e migmatitos orto e paraderivados, oriundos de metamorfismo de fácies anfibolito a granulito. Ricci *et al.* (2001) restringiram a área de ocorrência em sua porção sul entre o Rio Jari, na fronteira entre o Pará e Amapá, para reunir gnaisses ortoderivados migmatizados de composição diorítica a monzogranítica que comportam enclaves concordantes a foliação. Milhomem-Neto & Lafon (2019) obtiveram pelo método U-Pb umas idades que variam entre 2645 ± 16 Ma e 2689 ± 11 Ma. Estes mesmos autores utilizando o método Lu-Hf obtiveram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ entre -3.2 a -11.4 com idades Hf- T_{DM} variando entre 3,84 e 3,33 Ga.

Suíte Intrusiva Noucuru: recebe esta denominação um grupo de plútons granitoides formados por charnockitos, charnoenderbitos, enderbitos e mesopertita granitos que ocorrem no sudeste do Bloco Amapá como corpos alongados segundo a direção NW-SE. Estas rochas possuem variável intensidade deformacional, podendo exibir foliação milonítica. Ricci *et al.* (2002), obtiveram pelo método Pb-Pb em zircão em um plúton charnoenderbítico a idade de 2605 ± 6 Ma. Idades significativamente mais antigas, 2660 ± 3 Ma, 2649 ± 2 Ma e 2625 ± 4 Ma foram obtidas utilizando a mesma metodologia de evaporação de Pb por Rosa-Costa *et al.* (2006) de dois granitos mesopertíticos e um charnockito desta unidade. Estes últimos autores, em análises Sm-Nd em rocha total, obtiveram idades Nd- T_{DM} entre 2,99 e 3,04 Ga, com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ predominantemente negativos (-1,86 e -2,31), sugerindo origem de fontes crustais neoarqueanas para os granitoides.

Granito Mungubas: designa um corpo granítico intrusivo nas rochas do embasamento gnáissico do Complexo Tumucumaque, aflora principalmente na porção centro-norte da Folha Macapá (Barbosa & Chaves 2015). Apresenta forma elíptica e é orientado segundo o trend regional NW-SE. Esta unidade agrupa biotita monzogranitos, com foliação incipiente, observada em algumas porções do corpo, definida basicamente pelos cristais de biotita. Esta unidade está posicionada no Neoarqueano, com base na idade média de 2661 ± 9 Ma, obtida em biotita monzogranito pelo método de evaporação de Pb em zircão (Barbosa & Chaves 2015), Pinto (2020) utilizando o método U-Pb em zircão obteve uma idade de cristalização de 2651 ± 21 Ma, as análises Lu-Hf mostraram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ variando entre -2,5 e -6,7 e idades Hf- T_{DM} variando entre 3,5 e 3,3 Ga.

Granito Riozinho: nomeado em referência ao rio homônimo (Barbosa & Chaves, 2015), designa sienitos e subordinadamente monzogranitos portadores de biotita e anfibólio, intrusivos nas rochas do Complexo Tumucumaque ocorrentes na porção noroeste da Folha Macapá, apresenta forma elíptica com maior eixo segundo a direção E-W, aflorantes na forma

de lajedos e blocos decimétricos. Um Biotita – anfibólio sienogranito foi datado pelo método U-Pb em zircão fornecendo uma idade concordante de 2626 ± 5 Ma e heranças de 2,7 Ga, idade modelo Nd-T_{DM} em rocha total de 3,03 e $\epsilon_{Nd}(t)$ de -2,49, demonstrando derivação de fontes com participação de componentes crustais mesoarqueanas.

Complexo Baixo-Mapari: tentativamente foi proposto para individualizar rochas de diferentes idades, grau metamórfico e níveis crustais na assembleia de embasamento arqueano (Ricci *et al.* 2001). Litologicamente esta unidade é formada por um conjunto de gnaisses de composição predominantemente granítica (granitos bandados e foliados, por vezes miloníticos, geralmente contendo biotita e hornblenda e raramente clinopiroxênio e ortopiroxênio) que ocorrem como faixas alongadas, fortemente controladas por grandes lineamentos de direção NW-SE. Sua assembleia mineral contendo esporadicamente piroxênio indica que o metamorfismo aconteceu na transição de fácies anfibolito superior-granulito. Apresenta uma idade relativa neoarqueana superior a 2,65 Ga, por ser intrudido por rochas da Suíte Noucuru. Rosa-Costa *et al.* (2006) apresentaram dados isotópicos Sm-Nd em rocha total, onde obtiveram idade modelo Nd-T_{DM} de 3,12 Ga e $\epsilon_{Nd(2,65)}$ de -3,38, indicando retrabalhamento crustal de crosta mesoarqueana para o protólito ígneos dos gnaisses.

Complexo Iratapuru: definido por Ricci *et al.* (2001), recebe esta denominação um conjunto de rochas metamórficas paraderivadas de fácies granulito para individualizá-las do Grupo Vila Nova. Bons afloramentos são encontrados no leito do rio homônimo, os quais ocorrem com faixas alongadas e estreitas, que por vezes delinham dobras. São paragnaisses aluminosos portadores de sillimanita + biotita \pm granada \pm cordierita, metapelitos contendo biotita + granada + ortopiroxênio + sillimanita e quartzitos com sillimanita ou granada (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2006, Barbosa & Chaves 2015). A idade neoarqueana sugerida por Ricci *et al.* (2001) para as fontes sedimentares dos granulitos não é suportada por evidências geocronológicas. Rosa-Costa *et al.* (2008a) obtiveram idades Nd-T_{DM} entre 3,37 e 3,20 Ga em paragnaisses e metapelitos, que somadas a idades de zircões detríticos entre 2,92 e 2,58 Ga, indicam que os protólitos sedimentares são derivados de fontes arqueanas. Idades de 2,1 e 2,08 Ga obtidas através de isócronas Sm-Nd (granada-rocha total) por estes autores são interpretadas como refletindo o pico do metamorfismo granulítico.

Sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas: neste são agrupadas associações tectônicas cuja evolução está associada à consolidação do orógeno riaciano relacionada ao Ciclo Transamazônico que no Bloco Amapá é representado pelos grupos Vila Novo e Ipitinga, que denominam *greenstone belts* que foram metamorfizados sob fácies xisto verde a anfibolito. Ocorrem como faixas alongadas segundo NW-SE, direção de estruturação

proeminente no Bloco Amapá. Estão tectonicamente aleitadas às unidades de embasamento arqueano.

Grupo Ipitinga: designa um cinturão metavulcanossedimentar de proeminente relevo de direção NW-SE, localizado no limite norte do Bloco Amapá com o Domínio Carecuru (Ricci *et al.* 2001). Estes autores propõem a subdivisão desta unidade em três formações: (1) unidade basal denominada Formação Igarapé do Inferno; (2) intermediária denominada Formação Igarapé dos Patos; e (3) superior denominada Formação Igarapé Fé em Deus. A Formação Igarapé do Inferno agrupa rochas (meta) máficas-ultramáficas de granulação fina, cor de cinza escura a esverdeada. A Formação Igarapé dos Patos designa rochas derivadas de sedimentação químico-exalativa, destacando-se Formações Ferríferas Bandadas (BIFs), fácies óxido e silicatos. A Formação Igarapé Fé em Deus agrupa rochas metamórficas paraderivadas, formadas por quartzitos e xistos. A evolução paleoproterozoica tida para esta sequência é baseada a partir de uma errócrona Sm-Nd de 2264 ± 34 Ma e idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,26 e 2,20 Ga obtidas em rochas metamáficas desta unidade (McReath & Faraco 2006).

Grupo Vila Nova: foi proposto por Ricci *et al.* (2001) através da redefinição de trabalhos anteriores (Ackermann 1948, Lima *et al.* 1974) para agrupar a sequência metavulcassedimentar de direção NW-SE, bem reconhecida ao longo do rio homônimo, formado por anfibolitos, actinolita xistos e xistos paraderivados, que representam bacias relacionadas a arcos magmáticos anteriores a 2,26 Ga. que delinham o limite setentrional do Bloco Amapá com o Domínio Lourenço (Rosa-Costa *et al.* 2006). É subdividido nas formações: Santa Maria do Vila Nova, formada por xistos paraderivados e quartzito; Serra das Coabas, formada por quartzitos, xistos pelíticos, BIFs, anfibolitos e metariolitos; Formação Serra do Navio que inclui xistos e lentes de mármore; e Formação Jornal que inclui meta (mafitos-ultramafitos), xistos e anfibolitos. A idade mínima apresentada para O Grupo Vila Nova é inferida a partir de um plúton (Diorito Rio Santo Antônio, $2262 \pm 1,6$ Ma) intrusivo nesta sequência (Barreto *et al.* 2009), idades isocrônicas Sm-Nd (granada-rocha total) entre 2087 ± 22 Ma e 2059 ± 15 Ma são referidas como idade de metamorfismo.

Granitoides Transamazônicos: representam a manifestação de intenso magmatismo ácido que afetou o embasamento arqueano e *greenstones belts* eoriacianos do Bloco Amapá, com intervalos de idades entre 2,2 e 1,99 Ga que refletem os estágios evolutivos pré a tardi colisionais da orogenia Transamazônica. A saber:

Diorito Rio Santo Antônio: aflora no leito do Rio Santo Antônio na porção centro-sul da folha Araguari (Barreto *et al.* 2009), apresenta forma elíptica com eixo maior segundo a

direção da estruturação regional NW-SE, sendo intrusivos no Grupo Vila Nova. Esta unidade é formada por dioritos e tonalitos portadores de hornblenda com variável intensidade de deformação. Barreto *et al.* (2009) obtiveram uma idade $2262 \pm 1,6$ Ma (Pb-Pb em zircão), Rosa-Costa *et al.* (2014) obtiveram uma idade modelo Nd- T_{DM} de 2,68 Ga com valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,65 indicando contribuição de componente crustal neoarqueano na derivação do magma que deu origem Diorito Rio Santo Antônio.

Metagranito Sucuriju: proposto por Rosa-Costa *et al.* (2014) para designar biotita monzogranitos e biotita granodioritos de afinidade cálcio-alcálica aflorantes nos leitos dos rios Araguari e Igarapé Sucuriju e intrusivos no Grupo Vila Nova. Apresentam formas alongadas com maior eixo segundo a direção NW-SE, são moderadamente foliados em concordância à foliação das rochas supracrustais. Para esta unidade é admitida uma idade mínima de 2124 ± 21 Ma, obtida por Faraco *et al.* (2004), idades modelo Nd- T_{DM} obtidas em análises de rocha total variam entre 2,88 e 3,0 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -10,54 a -4,07, indicando derivação crustal de fontes mesoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Granito Porto Grande: proposto por Barbosa & Chaves (2015), para designar um plúton sieno-monzogranítico porfirítico, com foliação milonítica ocorrente às margens do rio Araguari e no entorno da cidade de Porto Grande. Estes autores obtiveram, pelo método de evaporação de Pb em zircão, uma idade 1,84 Ga. Entretanto Batista (2021) afirma que esta idade pós transamazônica contrasta com as feições de deformação observadas no corpo, o que adicionado a uma idade de cristalização concordante de 2,08 Ga obtida pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, revelam que o Granito Porto Grande é tardi-tectônico ao evento Transamazônico. Este mesmo trabalho revelou valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ variando entre -1,1 e -14 e idades Hf- T_{DM} variando entre 3,6 e 3,1 Ga.

Granito Carrapatinho: designa um grupo de plútons monzograníticos e granodioríticos peraluminosos ocorrentes na porção leste e sudoeste da Folha Araguari, que apresentam formas alongadas segundo a estruturação regional, sendo provavelmente intrusivos nos complexos Guianense e Rio Araguari, bem como no Grupo Vila Nova, aos quais estão espacialmente associados. É admitida uma idade mínima de cristalização de 2025 ± 16 Ma, obtida pelo método de evaporação de U-Pb, idades Hf- T_{DM} arqueanas entre 3,08 e 3,86 Ga, com valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ variando entre de -7,2 e -19,9, evidenciando que a origem dos magmas paleoproterozoicos que geraram estes corpos envolve retrabalhamento crustal de rochas arqueanas (Milhomem-Neto & Lafon 2019).

Granitoides Indiferenciados: informalmente denominados por Ricci *et al.* (2001) para caracterizar um conjunto de plútons de granitoides sem dados geológicos conclusivos, cuja

cartografia foi baseada em análises de produtos de sensores remotos, imagens aerogeofísicas e dados de campo e petrográficos restritos. Rosa-Costa *et al.* (2003) obtiveram por evaporação de Pb em zircão a idade 2146 ± 3 Ma para um álcali-feldspato granito; Rosa-Costa *et al.* (2006) pelo mesmo método obtiveram idades de 2218 ± 3 , 2185 ± 4 e 2049 ± 3 Ma para três monzogranitos e 2030 ± 2 Ma para um sienogranito. Análises Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,30 e 2,50 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de -2,51 a +1,47, o que evidencia que a origem dos magmas paleoproterozoicos envolvem mistura de material crustal e mantélico.

Granito Uaiãpi: designado por Ricci *et al.* (2001) para agrupar plútons de granitos anorogênicos intrusivos em unidades do embasamento do Bloco Amapá, que são formados principalmente por hastingsita-granitos, textura equigranular média a grossa e isotrópicos, e subordinadamente por termos porfíricos com ou sem textura *rapakivi*, microgranitos e veios aplíticos. Vasquez & Lafon (2001) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 1753 ± 3 Ma para um hastingsita granito desta unidade e consideram que este magmatismo marca um evento extensional intraplaca na porção oriental do Escudo das Guianas.

2.2.2 Domínio Lourenço

O Domínio Lourenço (DL) é representado por um terreno paleoproterozoico, que inclui predominantemente granitoides e sequências metavulcanossedimentares, onde são encontrados alguns remanescentes do Bloco Amapá, como o granulito meoarqueano Tajauí (Rosa Costa *et al.* 2014). O DL se estende desde o limite norte do terreno arqueano por toda extensão setentrional do estado do Amapá em direção a Guiana Francesa.

A associação pré a tardi colisional em território brasileiro agrupa uma sequência granito-greenstones de idade predominantemente riaciana que refletem os diferentes estágios evolutivos do Orógeno Transamazônico formada pelas seguintes unidades:

Unidades pré-colisionais: Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa Vento, Metagranito Sucuriçu e as rochas metavulcano-sedimentares distribuídas nos grupos Serra da Lombarda, Tumucumaque e Tartarugalzinho.

O Grupo Tartarugalzinho representa uma sequência supracrustal com evolução geodinâmica relacionada a bacia formada durante o estágio acrescionário (Rosa-Costa *et al.* 2014). Esta unidade é subdividida em unidade metassedimentar e unidade metamáfica-ultramáfica. A unidade metassedimentar o quartzito Fé em Deus e o mica-xisto Tartarugalzinho, a unidade metamáfica-ultramáfica é composta por Biotita – actinolita xistos,

Actinolita – tremolita xistos, Hornblenda xistos, Actinolita xistos e anfíbolitos (João Jorge *et al.* 1979).

A Suíte Intrusiva Flexal compõe uma suíte plutônica cálcio-alcálica composta por dioritos a monzogranitos com frequente ocorrência de epidoto magmático (Rosa-Costa *et al.* 2014). Idades Pb-Pb e U-Pb em zircão delimitaram um intervalo entre 2197 ± 3 Ma e 2166 ± 15 Ma (Avelar 2002, Rosa-Costa *et al.* 2014, Barbosa *et al.* 2015, Vianna *et al.* 2020). Idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,37 e 2,67 e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de +0,65 e -3,78 foram obtidos por Avelar (2002), Rosa-Costa *et al.* (2014) e Vianna *et al.* (2020). Dados Lu-Hf recentes obtidos por Milhomem-Neto *et al.* (2017) e Vianna *et al.* (2020) forneceram idades modelo Hf- T_{DM} entre 2,74 e 3,06 Ga e valores $\epsilon_{Hf(t)}$ variando de -0,1 e -5,20. Evidenciando que a origem dos magmas riacianos desta suíte envolve retrabalhamento crustal de rochas arqueanas e paleoproterozoicas.

O Tonalito Papa Vento representa uma suíte cálcio-alcálica (João Jorge *et al.* 1979) que é composta gnaisses predominantemente tonalíticos e ocorrências subordinadas de dioritos, granodioritos e monzogranitos. Idades U-Pb em zircão variam de 2130 ± 20 e 2136 ± 7 Ma, idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,70 e 2,72 Ga e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de -4,47 e -5,83 foram obtidos por Rosa-Costa *et al.* (2014) e Vianna *et al.* (2020). Análises isotópicas Lu-Hf obtidas por Vianna *et al.* (2020) forneceram valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -1,40 e -5,36 com idades Hf- T_{DM} variando entre 3,03 e 2,79 Ga, indicando que a origem dos magmas paleoproterozoicos desta unidade envolve retrabalhamento crustal de rochas meso-neoarqueanas.

Unidades sin-colisionais: Complexos Araguari, Camopi e Oiapoque

O Complexo Araguari representa uma suíte plutônica cálcio-alcálica expandida composta por ortognaisses e granitoides foliados de composição diorítica, tonalítica, granodiorítica e monzogranítica (Rosa-Costa *et al.* 2014). Barreto *et al.* (2013) utilizando o método Pb-Pb em zircão obtiveram uma idade de cristalização de 2096 ± 4 Ma, Milhomem-Neto *et al.* (2017) utilizando pelo método U-Pb em zircão obtiveram uma idade concordante de 2091 ± 14 Ma. Barreto *et al.* (2013) obtiveram idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,64 e 2,52 Ga e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de -2,2 e -4,7.

O Complexo Camopi representa (meta) granitoides cálcio-alcálicos de idade entre 2103 ± 12 Ma a 2098 ± 2 Ma (Faraco & Théveniaut 2011). Estes mesmos autores subdividem o Complexo Oiapoque em duas unidades, a primeira é formada por uma variedade de migmatitos, gnaisses monzo-sienograníticos, metatonalito, metagranodioritos e granulitos. A segunda é formada por (meta) granitoides monzograníticos mesocráticos.

O Complexo Oiapoque representa (meta) granitoides cálcio-alcálicos de idade entre 2105 ± 27 Ma a 2095 ± 5 Ma (Faraco & Théveniaut, 2011). Estes mesmos autores subdividem o Complexo Oiapoque em três unidades. A primeira é formada por metatexitos composta principalmente por gnaisses e metagranitoides de composição tonalítica e granodiorítica e em menor proporção por granulitos félsicos e máficos. A segunda corresponde a metatexitos com melanossoma de biotita gnaiss e leucossoma de granitoides, raramente ocorrem diatexitos, compostos predominantemente por metamonzogranitos e subordinadamente por metasienogranitos e metagranodioritos. A terceira possui um menor grau de deformação e é formada por granitoides isotrópicos ou foliados de composição dioríticas a monzogranítica, portadores ou não de granada.

Unidades tardi-orogênicas: Complexo Tartarugal Grande, granitos Vila Bom Jesus, Cigana, Tauari, Mutum, além da Suíte Cricou e Granito Cunani.

O Complexo Tartarugal Grande é uma redefinição do termo Suíte metamórfica Tartarugal Grande de Jorge João *et al.* 1979 e representa uma associação metamórfica composta por granulitos félsicos, granulitos máficos e gnaisses aluminosos com protólitos arqueanos e paleoproterozoicos, bem como por granitoides paleoproterozoicos de alta temperatura representados por charnockitos, charnoendebitos e enderbitos (Rosa-Costa *et al.* 2014). Lafon *et al.* (2000) utilizando o método U-Pb por SIMS em uma amostra de granulito félsico desta unidade obtiveram uma idade 2623 ± 13 Ma, enquanto três outros cristais forneceram idades entre 2,22 e 2,48 Ga. Frente a esta complexidade Rosa-Costa *et al.* (2014) utilizaram o método Pb-Pb em zircão em três amostras desta unidade e obtiveram idades de cristalização de 2100 ± 4 Ma, 2092 ± 7 Ma e 2078 ± 4 Ma, em outras duas amostras onde utilizaram o método U-Pb em zircão obtiveram idades de 2671 ± 15 Ma e 2597 ± 55 Ma que foram interpretadas como idade de cristalização dos protólitos ígneos, as idades modelo Nd- T_{DM} obtidas variam de 3,29 a 2,55 Ga.

Milhomem-Neto & Lafon (2018) analisaram 12 cristais concordantes e subconcordantes da amostra previamente datada por Milhomem *et al.* (2000) para o Lu-Hf e obtiveram valores de $\epsilon_{Hf(2,62)}$ variando de -6,5 e -14 e idades modelo Hf- T_{DM} entre 3,97 e 3,61 Ga. Estudos U-Pb por LA-ICP-MS recentes de Gorayeb *et al.* (2021) apontaram uma idade de 2082 ± 5 Ma para um granulito enderbítico do Complexo Tartarugal Grande, cristais herdados e/ou xenocristais forneceram idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 2,57 e 2,70 Ga, enquanto cristais de zircão metamórficos forneceram uma idade de 2045 ± 14 Ma e juntamente com dados mencionado anteriormente afirmam que tanto granitos cálcio-alcálicos riácianos e rochas crustais arqueanas

constituem os protólitos desta unidade, admitindo a idade de colocação varia entre 2,08 e 2,05 Ga, sendo esta a idade do último evento termo-tectônico.

O Granito Vila Bom Jesus é formado por plútons de monzogranitos porfiríticos (Rosa-Costa *et al.* 2014). São rochas de granulação muito fina a grossa e os fenocristais são de feldspatos subautomorfos, com dimensões que chegam até 4 cm. Silva *et al.* (2013) e Rosa-Costa *et al.* (2014) utilizaram o método Pb-Pb em zircão e obtiveram idades de 2087 ± 4 , 2081 ± 8 e 2082 ± 4 Ma. Vianna *et al.* (2020) utilizaram o método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS em duas amostras de granodioritos da Suíte Vila Bom Jesus, onde obtiveram uma idade por intercepto superior de 2085 ± 16 Ma e outra idade concordante de 2078 ± 8 Ma, sendo esta interpretada como idade de cristalização. As análises Lu-Hf realizadas por estes mesmos autores forneceram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,08)}$ variando entre -4,38 e -15,62 e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} de 3,82 a 2,93, que apontam para o retrabalhamento crustal de rochas eo-mesoarqueanas.

As litologias arqueanas em contato com as rochas paleoproterozoicas do DL são gnaisses e metagranitóides, incluindo charnockitos com idades entre (3,19 e 2,6 Ga) e incluem as unidades Gnaiss Porfírio, Complexo Tumucumaque, Complexo Guianense e Metagranitoide Pedra do Meio.

2.2.3 Domínio Carecuru

O Domínio Carecuru (DC) em semelhança ao Domínio Lourenço é definido como um segmento crustal paleoproterozoico que engloba fragmentos arqueanos, composto principalmente por gnaisses e (meta) granitoides cálcio-alcálicos pré a tardi-orogênicos riacianos, além de sequências metavulcanossedimentares com idade inferior a 2,26 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).

Remanescentes Arqueanos: Complexo Ananaí (2,60 Ga) designa rochas gnaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e granulitos máficos. Dados geocronológicos Pb-Pb forneceram uma idade de cristalização de 2597 ± 4 Ma, análises Sm-Nd forneceram idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,86 Ga com valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ de -1,16 (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).

Unidades metavulcanossedimentares (<2,26 Ga): esta associação é formada pelas formações Fazendinha, Treze de Maio e Serra Cuiapocu (Ricci *et al.* 2001), que estão, intimamente associadas a (meta) granitoides da Suíte Intrusiva Carecuru (2,19 – 2,14 Ga).

Suítes e corpos plutônicos pré colisionais: Suíte Intrusiva Carecuru (Vasquez & Rosa-Costa 2008), formada por granitoides de composição diorítica a granodiorítica e subordinadamente monzogranítica. Estudos geocronológicos Pb-Pb forneceram idades entre 2191 ± 2 Ma e 2139 ± 4 Ma, as análises de isótopos de Nd, em rocha total aprontam para idades-modelo Nd- T_{DM} predominantemente paleoproterozoicas entre 2,46 e 2,28 Ga e valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -0,69 e +1,63 (Rosa-Costa *et al.* 2003; 2006).

Suítes e corpos plutônicos tardi colisionais: Suíte Intrusiva Igarapé Urucu (2,16 e 2,06 Ga) com idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,68 e 2,61 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -5,89 a -4,80 (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).

Suíte Intrusiva Igarapé Careta: sieno e monzogranitos a duas micas, portadores ou não de granada e que apresentam foliação milonítica (2049 ± 3 Ma) com idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,45 Ga com valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,51, sugerindo retrabalhamento crustal de fontes siderianas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

Tabela 1- Síntese das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo, com idades Pb-Pb, U-Pb, idades-Modelos (Nd-Hf)-T_{DM}, bem como os respectivos autores devidamente mencionadas no texto.

Domínios Tectônicos	Unidades Litoestratigráfica	Litotipos	Idade	Idade TDM
CARECURU	Suíte Intrusiva Igarapé Careta	Granitoides Tonalíticos e graníticos	2,07 - 2,03 ⁽²⁾	Nd-T _{DM} 3,07 - 2,45 ⁽²⁾
	Suíte Intrusiva Igarapé Urucu	Charnockitos e granitos	2,07 ⁽²⁾	Nd-T _{DM} 2,68 - 2,61 Ga ⁽²⁾
	Suíte Intrusiva Carecuru	(Meta) Dioritos a monzogranitos	2,19 - 2,14 Ga ⁽²⁾	Nd-T _{DM} 2,46 - 2,28 Ga ⁽²⁾
	Unidades metavulcanossedimentares	Metavulcânicas, raramente metassedimentares	<2,26 Ga ⁽⁵⁾	-
	Complexo Ananaí	Gnaisses charnoenderbíticos e granulitos máficos	2,60 Ga ⁽²⁾	Nd-T _{DM} 2,86 Ga ⁽²⁾
LOURENÇO	Granito Cunani	Sieno e monzogranitos	2,10 Ga ⁽¹⁸⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,06 - 2,68 Ga ⁽¹⁾
	Suíte Cricou	Gnaisses quartzo-dioríticos a graníticos e granitoides	2,09 - 2,11 Ga ⁽¹⁷⁾	-
	Grupo Tartarugalzinho	Sequências metavulcanossedimentares	≥2,26 Ga ⁽⁵⁾	-
	Complexo Tartarugal Grande	Granulitos enderbíticos e charnockíticos	2,57 - 2,70 Ga ⁽¹⁵⁾	Nd-T _{DM} 2,90 - 2,12 Ga ⁽⁵⁾
	Granito Vila Bom Jesus	Tonalitos a monzogranitos porfíricos	2,09 - 2,08 Ga ⁽¹³⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,63 - 2,92 Ga ⁽¹³⁾
	Complexo Camopi	Orto e paragnaisses, granulitos e metagranitoides	2,10 Ga ⁽¹⁶⁾	-
	Complexo Oiapoque	Ortognaisses, granulitos, metagranitoides e anfibolito	2,10 Ga ⁽¹⁶⁾	Nd-T _{DM} 2,39 - 2,22 Ga ⁽¹⁷⁾
	Complexo Araguari	Metagranitoides quartzo-dioríticos a monzograníticos	2,12 - 2,10 Ga ⁽⁸⁾	Nd-T _{DM} 3,47 - 2,47 Ga ⁽⁸⁾
	Tonalito Papa Vento	Metagranitoides tonalíticos a monzograníticos	2,13 ⁽¹³⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,03 - 2,79 Ga ⁽¹³⁾
	Suíte Intrusiva Flexal	Dioritos a monzogranitos	2,18 - 2,17 ⁽¹³⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,06 - 2,85 Ga ⁽¹³⁾
BLOCO AMAPÁ	Granito Uaiãpi	Hastingsita granitos	1,75 Ga ⁽¹²⁾	-
	Granito Carrapatinho	Monzogranitos e granodioritos	2,05 Ga ⁽⁴⁾	Nd-T _{DM} 3,88 e 3,06 Ga ⁽⁴⁾
	Granito Porto Grande	Monzogranito porfírico	2,08 Ga ⁽¹⁴⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,6 - 3,1 Ga ⁽¹⁴⁾
	Granitoides Indiferenciados	Sieno e monzogranitos a alcáli-feldspato granito	2,05 - 2,22 Ga ⁽¹⁰⁾	Nd-T _{DM} 2,50 - 2,30 Ga ⁽²⁾
	Metagranito Sucuriçu	(meta) monzogranitos e granodioritos	2,12 Ga ⁽⁹⁾	Nd-T _{DM} 3,0 - 2,88 Ga ⁽⁹⁾
	Diorito Rio Santo Antônio	Dioritos a tonalitos	2,26 Ga ⁽⁸⁾	Nd-T _{DM} 2,68 Ga ⁽⁸⁾
	Grupos Ipitanga e Vila Nova	Sequências metavulcanossedimentares	> 2,26 Ga ⁽⁵⁾	Nd-T _{DM} 2,78 - 2,90 Ga ⁽⁷⁾
	Complexo Iratapuru	Paragnaisses aluminosos ou kinzigitos	2,92-2,07 Ga ⁽⁶⁾	Nd-T _{DM} 3,37 - 3,20 Ga ⁽⁶⁾
	Metagranitoide Pedra do Meio	Meta granitos e metatonalitos, raros charnockitos	2,59 Ga ⁽⁵⁾	Nd-T _{DM} 3,21 Ga ⁽⁵⁾
	Granito Riozinho	Biotita sieno-monzogranitos	2,63 Ga ⁽³⁾	Nd-T _{DM} 3,03 Ga ⁽³⁾
	Complexo Baixo-Mapari	Ortognaisses graníticos e charnockíticos	2,65 Ga ⁽⁵⁾	Nd-T _{DM} 3,12 Ga ⁽⁵⁾
	Granito Mungubas	Alcáli-feldspato granitos a monzogranitos	2,65 Ga ⁽¹¹⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,5 - 3,3 Ga ⁽¹¹⁾
	Suíte Intrusiva Noucuru	Charnockitos, enderbitos e granitos	2,65 Ga ⁽²⁾	Nd-T _{DM} 3,04 - 2,99 Ga ⁽²⁾
	Complexo Guianense	Ortognaisses monzograníticos a dioríticos	2,65 Ga ⁽⁴⁾	Hf-T _{DM} ^C 3,41 - 3,10 Ga ⁽⁴⁾
	Granito Anauerapucu	Biotita sieno-monzogranitos	2,80 Ga ⁽³⁾	Nd-T _{DM} 2,99 Ga ⁽³⁾
	Complexo Jari-Guaribas	Ortogramulitos enderbíticos a charnockíticos	2,80 Ga ⁽²⁾	Nd-T _{DM} 3,26 - 3,19 Ga ⁽²⁾
	Complexo Tumucumaque	Ortognaisses graníticos a dioríticos	2,81-2,85 Ga ⁽²⁰⁾	Nd-T _{DM} 3,41 - 2,94 Ga ^(2,7)
	Granulito Tajauí	Granulitos enderbíticos e charnockíticos, raros gnaisses paraderivados	2,87 Ga ⁽⁵⁾	Nd-T _{DM} 3,18 Ga ⁽⁵⁾
	Gnaisse Porfírio	Ortognaisses granodioríticos a tonalíticos	3,19 Ga ⁽¹⁾	Nd-T _{DM} 3,51 Ga ⁽¹⁾
	Complexo Bacuri	Complexo máfico-ultramáfico	3,34 Ga ⁽¹⁹⁾	-

⁽¹⁾Milhomem-Neto & Lafon (2019); ⁽²⁾Rosa-Costa *et al.* (2006); ⁽³⁾Barbosa & Chaves (2015); ⁽⁴⁾Milhomem-Neto & Lafon (2018); ⁽⁵⁾Rosa-Costa *et al.* (2014); ⁽⁶⁾Rosa-Costa *et al.* (2008b); ⁽⁷⁾Avelar *et al.* (2002); ⁽⁸⁾Barreto *et al.* (2013); ⁽⁹⁾Faraco *et al.* (2004A); ⁽¹⁰⁾Rosa-Costa *et al.* (2002); ⁽¹¹⁾Pinto (2020); ⁽¹²⁾Vasquez & Lafon 2001; ⁽¹³⁾Vianna *et al.* (2020); ⁽¹⁴⁾Batista (2021); ⁽¹⁵⁾Gorayeb *et al.* (2021); ⁽¹⁶⁾Théveniaut & Faraco (2008); ⁽¹⁷⁾Faraco & Théveniaut (2011); ⁽¹⁸⁾Souza & Costa Neto (2014); ⁽¹⁹⁾Spier *et al.* (2021); ⁽²⁰⁾Borghetti *et al.* (2018). * Idade isocrônica Sm-Nd em rocha total; ^(e) idade estimada; ≥ Idade mínima estimada para cristalização.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para obtenção dos objetivos propostos, foram utilizadas diversas técnicas e métodos de investigação, as quais estão descritos em detalhes abaixo assim como as amostras coletadas para o estudo.

3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Foi realizado um levantamento bibliográfico, sobre geologia da Província Maroni-Itacaiúnas com ênfase a respeito das rochas do Domínio Lourenço e Bloco Amapá, principalmente no que concerne aos granitoides arqueanos e paleoproterozoicos. Em termos teóricos foram pesquisados artigos relacionados aos diferentes tipos de granitoides, abrangendo sua petrografia, geoquímica elementar, geocronologia, geoquímica isotópica, gênese e ambientes de formação. Também foi realizada uma vasta pesquisa a respeito dos métodos de datação geocronológica com ênfase no método U-Pb e de geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão de rochas ígneas e metamórficas.

3.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO E AMOSTRAGEM

O mapeamento geológico envolveu o levantamento dos trabalhos de cartografia geológica na escala de 1:250.000 e 1:50.000 da área selecionada para estudo, já disponíveis na literatura nos trabalhos de Rosa-Costa *et al.* (2014) e de Silva (2013), respectivamente. Nesta etapa foi confeccionado um mapa geológico local com a finalidade de definir os alvos a serem amostrados sistematicamente e se obter informações logísticas, tais como estradas, limites de fazendas e drenagens.

Em campo foi realizado um perfil ao longo do Rio Tartarugal Grande em novembro de 2019 em vista de refinar o mapeamento já realizado na região, com enfoque nas áreas de ocorrência do Gnaisse Porfírio e do Metagranito Pedra do Meio. Foram descritos os afloramentos e realizada a coleta de 7 amostras para geoquímica e geocronologia (RPJ-1905, RPJ-1906, RPJ-1907, RPJ-1908A, RPJ-1908B, RPJ-1909, RPJ-1910A e RPJ-1910B). Foram registrados os aspectos litológicos e estruturais das rochas aflorantes, acompanhados da coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e de geoquímica isotópica. Em complemento foi incluído no estudo a amostra JAP-1806 oriunda de uma campanha de campo anterior realizada no ano de 2018. A localização geográfica dos

pontos estudados pode ser visualizada na figura 4 e a relação das amostras coletadas bem como suas coordenadas geográficas e tipo de análises realizadas constam na tabela 2.

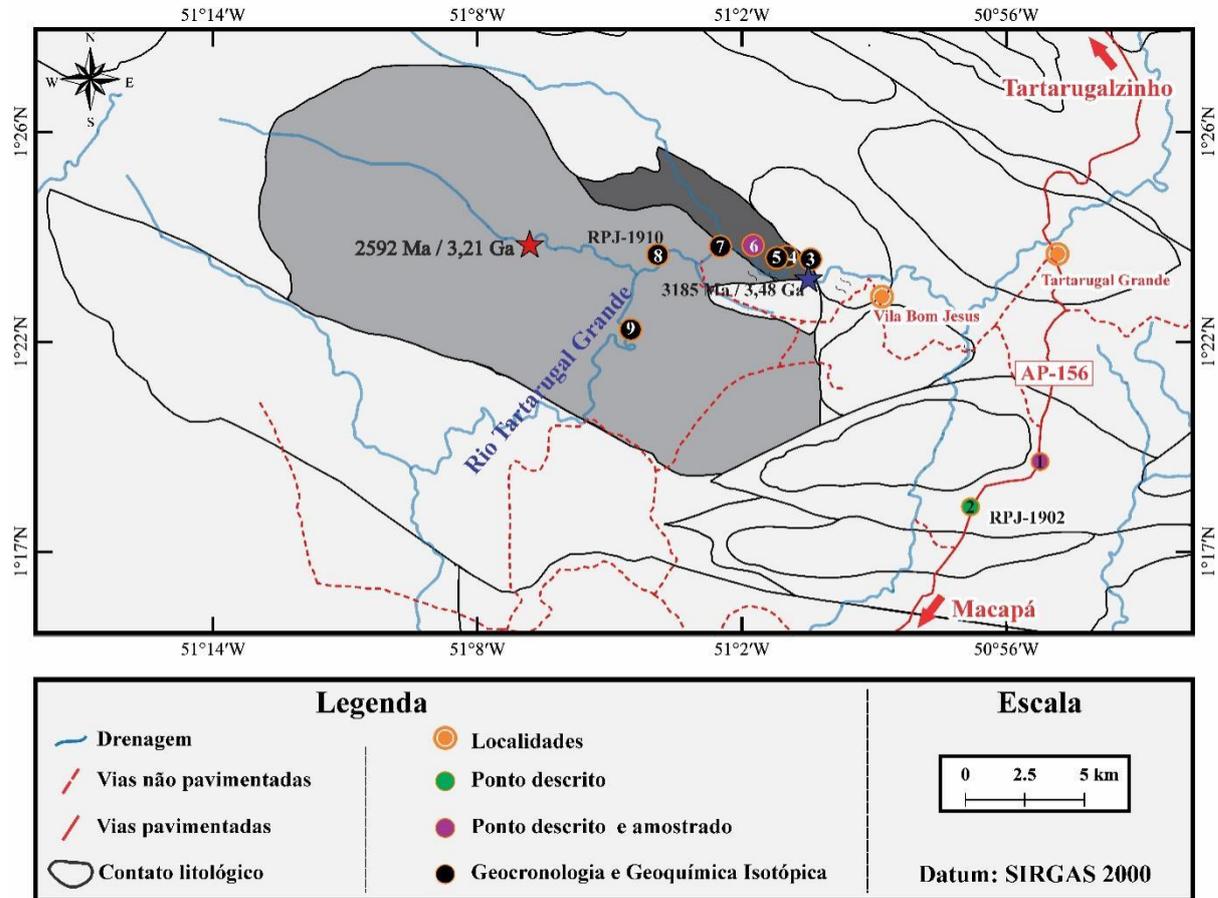


Figura 4- Mapa de amostragem. As unidades litológicas estão delineadas conforme os trabalhos de Silva (2013) e Rosa-Costa *et al.* (2014). Os pontos com simbologia em estrela são referentes a estudos geocronológicos anteriores das unidades investigadas neste: em vermelho Rosa-Costa *et al.* (2014); em azul Milhomem-Neto & Lafon (2019). Amostras em círculos e enumeradas: (1) RPJ-1901; (2) RPJ-1902; (3) RPJ-1905; (4) RPJ-1906; (5) JAP-1806; (6) RPJ-1907; (8) RPJ-1908 A e B; (9) RPJ-1910 A e B; (10) RPJ-1909. O campo em cinza escuro representa a unidade Gnaiss Porfírio e o cinza claro representa a unidade Metagranitoide Pedra do Meio.

Tabela 2- Pontos estudados neste trabalho com respectivas coordenadas.

(continua)

PONTOS AMOSTRADOS E ESTUDADOS					
Ponto	Longitude (O)	Latitude (N)	Petrografia	Geoquímica	Geocronologia U-Pb-Hf
JAP-1806	51° 1'22.11"	01°23'33.05"	X	X	X
RPJ-1901	50° 57' 22.1"	01° 21' 53.4"	Ponto descrito e amostrado	-	-
RPJ-1902	50° 56' 58.4"	01° 16' 33"	Ponto descrito	-	-
RPJ-1905	51° 00' 20"	01° 23' 29"	X	X	X
RPJ-1906	51° 01' 26"	01° 23' 31"	X	X	X
RPJ-1907	51° 02' 09"	01° 23' 48.8"	X	X	

(conclusão)

PONTOS AMOSTRADOS E ESTUDADOS					
Ponto	Longitude (O)	Latitude (N)	Petrografia	Geoquímica	Geocronologia U-Pb-Hf
RPJ-1908A	51° 02' 52.5"	01° 23' 46.3"	X	X	-
RPJ-1908B	51° 02' 52.5"	01° 23' 46.3"	X	X	-
RPJ-1909	51° 04' 53.2"	01° 21' 52.2"	X	X	X
RPJ-1910A	51° 02' 52.5"	01° 23' 46.3"	X	X	X
RPJ-1910B	51° 02' 52.5"	01° 23' 46.3"	Ponto descrito e amostrado	-	-

3.3 PETROGRAFIA

A análise petrográfica foi realizada em escalas macro e microscópica. No primeiro caso foram descritas as principais características macrosópicas que, associadas aos dados do mapa preliminar, permitiram agrupar as variedades litológicas e selecionar amostras para confecção de lâminas delgadas. Os estudos microscópicos foram desenvolvidos por meio de microscopia ótica, utilizando microscópio de luz transmitida *Zeiss*. Sumariamente foram identificados minerais essenciais, traços e secundários segundo a metodologia de Deer *et al.* (1997) e descritas as texturas magmáticas e/ou metamórficas e/ou de alteração, segundo a metodologia descrita por Vernon (2004). As composições modais foram determinadas segundo a metodologia de Hutchison (1974) e a classificação dos tipos de rocha foi realizada seguindo os parâmetros apontados por Winter (2013). Os dados obtidos foram comparados com aqueles obtidos em trabalhos anteriores para as unidades magmáticas da região de Tartarugalzinho (Silva 2013, Rosa-costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019, 2020, Vianna *et al.* 2020).

3.4 GEOQUÍMICA ELEMENTAL

Uma primeira etapa constitui no tratamento de 7 amostras (trituração, pulverização em grau de ágata, homogeneização e quartejamento) na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA, dentre as quais 5 são de Biotita ortognaisse granodóricos, 1 de Biotita ortognaisse monzogranítico e 1 Anfibólio–biotita metagranodiorito. Em seguida, as análises químicas em rocha total das amostras pulverizadas foram realizadas no Laboratório da ALS *Geochemistry* Ltda.

Os conteúdos de elementos maiores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, Na₂O, TiO₂, Cr₂O₃, P₂O₅, PF) foram determinados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission*); os conteúdos de elementos traços (Ba, Cr, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr), incluindo terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu)

foram determinados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) com dissolução das amostras em borato de lítio. A acuracidade e reprodutibilidade foram certificadas pela análise de materiais de referência GRE-3, OREAS-46 e OREAS-45 e pela análise de uma amostra em duplicatas (RPJ-1908A). Os procedimentos analíticos detalhados podem ser encontrados no site da ALS.

A segunda etapa consistiu na caracterização geoquímica destas rochas com base nos princípios gerais abordados em Ragland (1989) e Rollinson (1993) para avaliar o comportamentos de elementos maiores, menores e traços utilizando diagramas de variação composicional propostos na literatura visando estudos comparativos e discussões sobre o ambiente, condições de formação e evolução magmática da rochas: (1) diagramas de classificação de série magmática (Peccerillo & Taylor 1976, Barker & Arth 1976, Maniar & Piccoli 1989, Frost *et al.* 2001); (2) diagramas de ETRs (Elementos Terras Raras) e multielementos, normalizados pelo para o condrito de Evensen *et al.* (1978) e manto primitivo utilizando os valores de McDonough & Sun (1995); (3) diagramas de ambiente tectônico de Batchelor & Bouden (1985), Thiéblemont & Tegye (1994), Condie (1989) e Pearce (1996); (4) diagramas geoquímicos de granitoides tardi-arqueanos, Laurent *et al.* (2014).

3.5 GEOCRONOLOGIA COMBINADA U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS

Os sistemas isotópicos U-Pb e Lu-Hf representam hoje uma das mais utilizadas e poderosas ferramentas para estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica. As análises combinadas U-Pb e Lu-Hf em zircão *in-situ* permitem a determinação da idade de cristalização e a caracterização isotópica do magma dos quais foram cristalizados fornecendo importantes informações petrogenéticas e dos processos de evolução crustal (Griffin *et al.* 2002, 2004, Andersen *et al.* 2009, Belousova *et al.* 2010, Condie 2014, Roberts & Spencer 2015, Iizuka *et al.* 2017). Uma das principais técnicas disponível para a aplicação é a espectrometria de massa de fonte plasma indutivamente acoplado, com multicoletores e ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) que proporciona maior rapidez e com menor custo relativo.

No Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA, foram realizadas análises *in-situ* U-Pb e Lu-Hf em zircão utilizando um espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado (MC-ICP-MS) modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, equipado com nove coletores Faraday e seis contadores de íons (MIC's) no Laboratório Pará-Iso da UFPA equipado com uma sonda de ablação a laser (LA) de 7 amostras,

sendo 5 de ortognaisses (amostras JAP-1806; RPJ-1905, RPJ-1906, RPJ-1908A e RPJ-1909 e 2 de metagranitoides (amostras RPJ-1908B e RPJ-1910A).

3.5.1 Concentração e separação dos zircões e microscopia eletrônica de varredura

As amostras selecionadas passaram pela fase de preparação de amostras, na qual foram reduzidas a partículas de tamanhos apropriados para etapa subsequente de separação de minerais. Durante a preparação as amostras foram britadas em britadores de mandíbula, cominuídas em moinho de disco e bolas. Na etapa de separação, as amostras foram peneiradas por via úmido nas frações 250-180 μ m, 180-125 μ m e 125-75 μ m, as quais foram posteriormente submetidas ao processo de bateamento e microbateamento em água para concentração de minerais pesados. Subsequentemente foram retirados os minerais ferromagnéticos com auxílio de imã de mão e de neodímio. Os minerais paramagnéticos foram separados com o separador magnético isodinâmico Frantz em inclinações adequadas. O material não magnético foi então submetido a microbateamento em álcool 96° para concentração do zircão. Por fim, os melhores grãos de zircão (mais límpidos, sem inclusões e com menos feições metamórficas) foram selecionados por meio da lupa binocular.

Os grãos escolhidos foram fixados em pastilhas retangulares com resina epóxi (*mount*), as quais foram devidamente polidas de modo a expor o núcleo dos cristais de zircão. As imagens da amostra JAP-1806 foram obtidas por elétrons retroespalhados (ERE), enquanto que das amostras RPJ-1905, RPJ-1906, RPJ-1909 e RPJ-1910A foram obtidas por catodo luminescência e que permitem a observação da estrutura interna dos cristais (zoneamentos, núcleos herdados, fraturas), as pastilhas previamente metalizadas com camada de Au. No primeiro caso as imagens foram realizadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) LEO-ZEISS 1430, no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA, as condições de operação para obtenção das imagens foram: corrente de feixe de elétrons de 90 μ A; distância de trabalho de 15 mm; e voltagem de aceleração de 20 Kv pontuais. No caso das imagens de catodoluminescência no laboratório de Microanálises da CPRM.

3.5.2 Geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS

Aspectos conceituais

O sistema geocronológico U-Th-Pb é baseado no decaimento de dois isótopos instáveis de U e Th para formar os isótopos estáveis de Pb denominados pais e filhos respectivamente.

Nesse método os isótopos instáveis ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th decaem para os estáveis ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente, através da emissão de partículas α e β dos isótopos radioativos. O Urânio possui três isótopos naturais ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , sendo todos radioativos (Tabela 3). O Tório ocorre naturalmente na forma de ^{232}Th , porém existem outros cinco isótopos, de rápidas meia-vidas, que ocorrem na natureza como resultado do decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th .

O ^{238}U possui uma meia vida $T_{1/2} = 4,468 \text{ Ga}$ e constante de decaimento de $1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$, enquanto o ^{235}U apresenta meia vida $T_{1/2} = 0,704 \text{ Ga}$. e taxa de desintegração $9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ (Faure, 1986). Nenhum dos isótopos pais decai diretamente para o Pb, seguindo uma sequência de decaimento alfa e beta, a qual cria uma série intermediária de isótopos filhos.

Tabela 3- Os isótopos de U e Th e suas respectivas abundâncias, meia-vidas e constantes de decaimento.

Isótopo	Abundância (%)	Meia-vida (anos)	Constante de decaimento (γ^{-1})	Referência
^{238}U	99,2743	$4,468 \times 10^9$	$1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$	
^{235}U	0,72	$0,704 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$	Faure (1986)
^{234}U	0,0057	$2,47 \times 10^5$	$2,806 \times 10^{-6} \text{ ano}^{-1}$	
^{232}Th	100	$14,01 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$	

Assim como ocorre em outros sistemas geocronológicos, um isótopo estável do elemento filho é escolhido para normalização que no sistema U-Pb é o ^{204}Pb , o único isótopo de Pb não radiogênico o que torna possível de utilizá-lo como isótopo de referência para monitorar o Pb comum visto que apresenta abundância constante. A normalização remove a incerteza sistemática das medidas isotópicas dos elementos pais e filhos. Outro benefício é que permite ignorar a concentração absoluta de U e Pb e focar simplesmente em sua proporção podendo ser medida com maior precisão.

O zircão (ZrSiO_4) é o mineral usualmente datado pelo método U-Pb devido a vários fatores como: fácil substituição do íon Zr^{4+} pelos íons U^{4+} em sua estrutura, mas incorpora pouco ou nenhum ^{204}Pb durante a cristalização; elevada resistência física e química a diversos processos geológicos; ser um mineral acessório comumente presente em uma ampla variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares; apresenta temperatura de fechamento do sistema U-Pb entre 850 e 900°C; possuir habilidade para cristalizar durante metamorfismo de alto grau; e formar sobrecrescimento sobre núcleos mais velhos. (Faure & Mensing 2005).

O sistema U-Pb é representado em um diagrama Concórdia de eixos coordenados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ no qual são plotadas as variações de razões isotópicas em função do

tempo, formando a curva concordia. Quando não se tem ganho ou perda de nenhum dos isótopos envolvidos, as idades fornecidas por ambos os cronômetros são iguais, ou seja, os pontos são concordantes e fornecem a idade de cristalização do zircão. Entretanto, quando ocorre abertura do sistema (perda ou ganho de U e Pb) os pontos plotam acima ou abaixo da curva e, geralmente, se alinham ao longo de uma reta denominada de discórdia que intercepta a concórdia em dois pontos, denominados de intercepto superior e inferior. O intercepto superior indica a provável idade de cristalização, enquanto o inferior define a idade do evento que provocou a abertura do sistema, ou não tem significado geológico.

Protocolo experimental

As análises isotópicas U-Pb foram obtidas com um espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado (MC-ICP-MS) Neptune Thermo Finnigan de alta resolução, o qual é equipado com uma sonda de ablação a laser (LA), Nd: YAG 213nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC do Laboratório de Geologia isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará (UFPA), os parâmetros de operação de ambos os equipamentos estão listados na Tabela 4. Os coletores Faraday medem os isótopos ^{206}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th e ^{238}U , enquanto os MIC's medem as massas dos isótopos ^{202}Hg , $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ e ^{207}Pb . Durante as análises, o fluxo dos gases argônio (Ar) e hélio (He) é responsável pelo transporte do material de ablação para o Neptune. Como o Hg está presente nesses gases é necessário medir as massas dos isótopos ^{202}Hg e ^{204}Hg , para realizar as correções de interferência isobárica na massa do ^{204}Pb . Embora os parâmetros de instrumentação do laser sejam variáveis frequentemente são produzidas crateras com $25\mu\text{m}$ de diâmetro a uma frequência de 10Hz, com potência variável entre 50 e 60% que fornece densidade de energia de 5 a 6 J/cm². Para correção da discriminação instrumental de massa foi utilizado o zircão de referência GJ1, o qual apresenta idade $608,5 \pm 1,5$ Ma (Jackson *et al.* 2004). Como material de referência secundário foi utilizado o zircão Blue Berry (BB) de idade $560 \pm 0,3$ Ma (Santos et al., 2017). A correção de Pb comum foi realizada utilizando o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo proposto por Stacey & Kramers (1975).

Os dados obtidos pela espectrometria de massa foram exportados para o *software* Excel de acordo com Horstwood *et al.* (2016), no qual foram feitas as reduções utilizando planilha de cálculo segundo a proposta de Chemale Jr. *et al.* (2012). Os diagramas Concórdia e histogramas de idade ou razão médias foram confeccionados com auxílio do programa ISOPLOT/EX 3.0 de Ludwig (2003).

Tabela 4- Parâmetros condicionantes de operação para o MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213.

MC-ICP-MS	Neptune (Thermo Finnigan)	Laser Nd:YAG 213	LSX-213 G2 CETAC
Aquisição	40 ciclos de 1.9049s	Tempo de ablação	~40 s
Modo de análise	Estático em baixa resolução	Energia	4-5 J/cm ²
Potência (rádio frequência)	1200-1300 W	Potência	50-60%
Fluxo de gás Ar de arraste	1.0-1.2 l/min	Frequência	10 Hz
Fluxo de gás Ar auxiliar	0.7-0.8 l/min	Diâmetro dos furos	25µm
Fluxo de gás Ar resfriador	16.0 l/min	Fluxo de gás He	450 - 500 ml/min

3.5.3 Geoquímica Isotópica Lu-Hf

Aspectos conceituais

O sistema isotópico Lu-Hf em zircão constitui uma importante ferramenta de elevada eficácia em estudos isotópicos e geocronológicos, uma vez que fornece importantes informações a respeito da formação e evolução da crosta continental (Thirlwall & Walder 1995). Baseia-se no decaimento radioativo, por meio de emissão espontânea de uma partícula β^- , do radionuclídeo instável de ^{176}Lu para o nuclídeo estável ^{176}Hf com $\lambda = 1.867 \pm 0.07 \times 10^{-11}$ e $T_{1/2} = 3.71 \times 10^{11}$ anos (Söderlung *et al.* 2004, Scherer *et al.* 2001).

O Lu_{71} é o último e mais pesado elemento do grupo dos Elementos Terras Raras (ETRs), apresenta valência $+3$ e raio iônico de $0,93 \text{ \AA}$, ocorre em minerais silicáticos, óxidos e fosfatos. O Lu apresenta dois isótopos naturais, o ^{175}Lu e ^{176}Lu sendo o primeiro estável com abundância de 97,4% e o segundo instável com abundância de 2,6%.

O Hf_{72} é um metal de transição do grupo 4 da tabela periódica, apresenta características muito semelhantes ao do zircônio, valência $+4$ e raio iônico de $0,81 \text{ \AA}$. Durante os processos magmáticos, tem comportamento mais incompatível que o Lu por apresentar elevado campo de força. O Háfio possui 6 isótopos naturais ^{174}Hf , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf e ^{180}Hf , sendo todos estáveis e não radiogênicos, com exceção do ^{176}Hf , o qual é mais abundante. Entretanto essa abundância é variável devido ao decaimento radioativo do ^{176}Lu . A equação básica de idade conforme Patchett *et al.* (1981) a seguir é a base para o método Lu-Hf:

$$\text{Equação 1: } (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{atual}} = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i + (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{atual}} * (e^{\lambda t} - 1)$$

A técnica de análise Lu-Hf *in-situ* em zircão é aplicada pelo fato deste mineral apresentar alta concentração de Hf, devido a sua afinidade geoquímica com o Zr o que proporciona fácil substituição, além preservar as razões iniciais de Hf. O zircão apresenta

temperatura de fechamento para o Hf e fechamento aproximadamente 200°C acima do sistema U-Pb (Cherniak & Watson 2000). Portanto, espera-se que o sistema isotópico Lu-Hf permaneça fechado na maioria dos eventos termais, como o metamorfismo de alto grau, e deste modo preservando as razões isotópicas desde o momento da cristalização do zircão.

Durante os processos de fusão parcial mantélica o Lu é menos incompatível do que o Hf. Deste modo nos eventos primordiais de formação de crosta juvenil a crosta tende a se enriquecer em Hf e empobrecer em Lu. Consequentemente o manto tornou-se enriquecido em Lu e empobrecido em Hf, em relação a um reservatório mantélico primordial com composição de Lu e Hf condritico CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), produzindo dois reservatórios com diferentes razões Lu/Hf: (1) a crosta com $\text{Lu/Hf}_{\text{crystal}} < \text{Lu/Hf}_{\text{CHUR}}$; e (2) manto empobrecido com $\text{Lu/Hf}_{\text{manto}} > \text{Lu/Hf}_{\text{CHUR}}$ (Patchett *et al.* 1981, Kinny & Maas 2003). Estes aspectos permitiram a determinação do parâmetro petrogenético $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, que consiste na comparação entre a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do zircão da amostra estudada no momento de sua formação com valor do CHUR neste mesmo momento. Valores positivos de ϵ_{Hf} indicam que a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é maior que dos condritos apontando para uma fonte mantélica, enquanto valores negativos apontam para fontes oriundas de retrabalhamento crustal.

Embora o comportamento geoquímico do Lu e Hf durante a fusão parcial seja similar ao do Sm e Nd, o zircão fraciona a razão Lu/Hf no momento de sua cristalização. Portanto o cálculo de idade modelo Hf- T_{DM} em zircão difere do cálculo de idade modelo Nd- T_{DM} em rocha total, por ser um modelo em estágio duplo em vez de estágio simples. Isto necessita a utilização de um valor estimado para a evolução da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ do protólito dos magmas onde o zircão cristaliza.

Protocolo experimental

Para análises isotópicas de Lu-Hf, somente os zircões da amostra que apresentaram idades U-Pb concordantes ($100 \pm 1\%$) devem ser selecionados. As composições isotópicas de Lu e Hf foram obtidas no mesmo equipamento que os dados U-Pb, diferenciando-se apenas pelo modo de aquisição dos dados, utilizando-se apenas coletores Faraday em vez de Faraday + MICs.

Os parâmetros de instrumentação do MC-ICP-MS utilizados para as análises Lu-Hf estão listados na Tabela 5. O diâmetro do *spot* foi de 50 μm com frequência de 10 Hz e tempo total para cada ablação de 60 segundos. Foi utilizada uma potência de 50% que origina o fornecimento energético de 4-5 J/cm^2 . A sequência de análises foi realizada de maneira sistemática alternado no máximo dez cristais da amostra com uma do zircão de referência GJ-

1. Este tem sido utilizado em ampla escala por laboratórios geocronológicos como material de referência tanto para o método U-Pb quanto para técnica Lu-Hf, suas razões isotópicas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, tem sido reportada na literatura com valores de $0,282005 \pm 5$ e $0,00025$, respectivamente (Griffin *et al.* 2004, Morel *et al.* 2008).

Visando a robustez em todas as etapas com a finalidade de melhor correção e interpretação dos dados o fluxo de trabalho adotado seguiu o protocolo sugerido por Spencer *et al.* (2020), que é fundamentada em restrições geológicas, isotópicas e analíticas. Para se ter precisão com relação ao funcionamento adequado do equipamento o parâmetro utilizado foi verificar de as razões de $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ estejam entre 1,46746 e 1,46688 e $^{170}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ entre 1,88704 e 1,88628.

Os isótopos de Lu, Hf e Yb foram medidos simultaneamente durante as análises no MC-ICP-MS para determinar as seguintes razões isotópicas: $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$; $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$; $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$; e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. No decorrer das análises ocorre fracionamento isotópico que foi corrigido através da normalização das razões de Yb assumindo um valor de 1,123456 para $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ como sugerido por Thirlwall & Anczkiewicz (2004), enquanto as razões de Lu e Hf foram normalizadas segundo o valor de 0,7325 para a razão $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em conformidade com Patchett & Tatsumoto (1980). As interferências nas análises de ^{176}Hf causadas nas pelos núclídeos isóbaros ^{176}Lu e ^{176}Yb foram corrigidas de acordo com a intensidade dos sinais a partir da observação dos sinais dos isótopos livres de interferência ^{175}Lu e ^{173}Yb , devidamente normalizados a partir das suas abundâncias isotópicas de 0,026549 para $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ e 0,786956 para $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ reportadas por Thirlwall & Anczkiewicz (2004).

A fim de se obter o cálculo das idades Hf- T_{DM} e do parâmetro petrogenético ϵ_{Hf} , bem como gráficos de evolução do Hf ao longo do tempo geológico, foram utilizadas planilhas em *Excel* específicas para Lu-Hf com os seguintes parâmetros: razões atuais de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0336 e 0,282785 respectivamente, para o CHUR segundo Bouvier *et al.* (2008); e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0388 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,28325 para o manto empobrecido de Andersen *et al.* (2009). Ademais foi utilizado o valor de 0,015 para a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ como valor médio da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004).

Tabela 5- Parâmetros analíticos usados para o MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213, para as análises Lu-Hf.

(continua)

MC-ICP-MS	Neptune (Thermo Finnigan)	Laser Nd:YAG 213	LSX-213 G2 CETAC
Nº de integrações	1	-	-
Tempo de integração	1,049s	-	-
Detectores usados	8 coletores Faraday	-	-
Modo de análise	Estática em baixa resolução	Tempo de ablação	~ 60 segundos

(conclusão)			
MC-ICP-MS	Neptune (Thermo Finnigan)	Laser Nd:YAG 213	LSX-213 G2 CETAC
Extração	-2000	Energia	4 - 5 J/cm ²
Potência (rádio frequência)	1200 W	Potência	50%
Fluxo de gás Ar de arraste	1,2 - 1,3 l/min	Frequência	10 Hz
Fluxo de gás Ar auxiliar	0,7 - 0,8 l/min	Diâmetro dos <i>spots</i>	50 µm
Fluxo de gás Ar resfriador	16,0 l/min	Fluxo de gás He	450 - 500 ml/min

4 GEOLOGIA LOCAL DO SETOR ESTUDADO

A área de trabalho está localizada nas adjacências do Povoado de Vila Bom Jesus no município de Tartarugalzinho-AP, onde o quadro litoestratigráfico foi elaborado pela CPRM (Rosa-Costa *et al.* 2014) com base em mapeamento e interpretação aerogeofísica da Folha Araguari com apenas algumas modificações levando em conta os trabalhos de Silva (2013) e Vianna *et al.* (2020).

Onde são encontradas unidades litoestratigráficas do Arqueano (Gnaiss Porfírio - 3,19 Ga e Metagranitoide Pedra do Meio - 2,59 Ga) e do Paleoproterozoico (2,26–2,05 Ga), estas relacionadas a Orogenia Transamazônica. Ressalta-se que na etapa de campo deste trabalho não foram encontradas ocorrências da unidade de Gnaisses Indiferenciados proposta por Silva (2013) de provável idade arqueana. Deste modo esta unidade não foi representada no mapa da Figura 5, onde por correlação pedológica e geomorfológica optou-se pela extensão da unidade Tonalito Papa Vento. O Paleoproterozoico é representado no mapa pelas rochas do Complexo Tartarugal Grande, Grupo Tartarugalzinho, Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa Vento, Granito Vila Bom Jesus e Granito Cigana. O Fanerozoico é representado pelas coberturas sedimentares e diques de diabásio da Suíte Intrusiva Cassiporé.

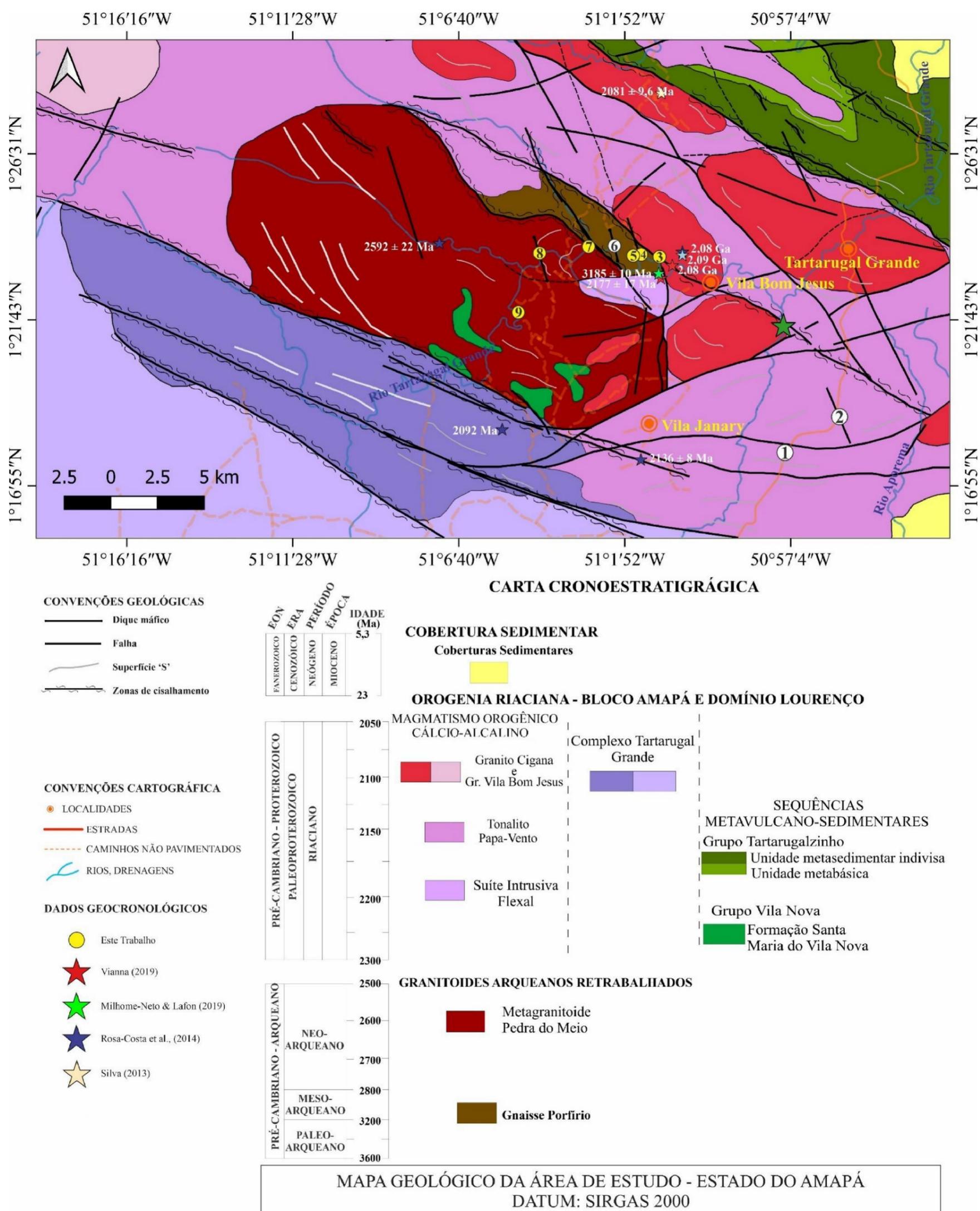


Figura 5- Mapa geológico da área de estudo, modificado de Silva (2013) e Rosa-Costa et al. (2014), incluindo dados geocronológicos anteriores de: Silva (2013); Rosa-Costa et al. (2014); Milhomem-Neto & Lafon (2019); Vianna (2020). Amostras em círculos e enumeradas: (1) RPJ-1901; (2) RPJ-1902; (3) RPJ-1905; (4) JAP-1806; (5) RPJ-1906; (6) RPJ-1907; (7) RPJ-1908 A e B; (8) RPJ-1910 A e B; (9) RPJ-1909.

O Gnaiss Porfírio (Rosa-Costa *et al.* 2014) aflora na porção centro-norte da área de estudo, lentiforme, estirado na direção NW-SE. É formado por gnaisses de composição granodiorítica, aflorantes no leito do Rio Tartarugal Grande, estando limitado tectonicamente a norte pelo Tonalito Papa Vento, a sudeste pela Suíte Intrusiva Flexal, a leste pelo Granito Vila Bom Jesus e a sul-sudoeste pelo Metagranitoide Pedra do Meio. Datações U-Pb em zircão revelaram idade de cristalização de 3185 ± 10 Ma, com núcleo herdado datado em 3485 ± 15 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019). Análises Sm-Nd em rocha total forneceram idade Nd- T_{DM} de 3,5 Ga, enquanto análises Lu-Hf em zircão forneceram idades-modelo Hf- T_{DM} entre 3,6 e 4,0 Ga, com valores de ϵ_{Hf} predominantemente negativo sugerindo que o precursor mesoarqueano do Gnaiss Porfírio foi resultante de retrabalhamento crustal de fontes paleo a eoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019).

O Metagranitoide Pedra do Meio (Rosa-Costa *et al.* 2014) é uma unidade de grande expressividade na área de estudo, apresentando forma elíptica com maior eixo segundo a estruturação regional NW-SE, aflorantes no leito do Rio Tartarugal Grande e Igarapé do Braço. Engloba granitoides (monzodiorito a monzogranito, incluindo charnockito) hospedeiros de rochas do Grupo Vila Nova e Granito Vila Bom Jesus, estando em contato tectônico a norte e oeste com o Tonalito Papa Vento, a nordeste com o Gnaiss Porfírio, a sul com as rochas do Complexo Granulítico Tartarugal Grande e leste com as rochas da Suíte Intrusiva Flexal e Granito Vila Bom Jesus. Uma datação U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de uma fácies charnockita localizada na porção central do corpo forneceu uma idade de cristalização de 2592 ± 22 Ma, e um núcleo herdado de 3,0 Ga. Análises Sm-Nd em rocha total forneceram idade-modelo Nd- T_{DM} de 3,2 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -11,1, sugerindo retrabalhamento crustal de componentes paleoarqueanos como fonte do protólito do metagranitóide.

A Suíte Intrusiva Flexal (Rosa-Costa *et al.* 2014) representa uma suíte cálcio-alcalina expandida com termos litológicos variando de diorito a monzogranito portadores de hornblenda e epidoto e sienogranito, que na área de estudo apresentam como lentes entre rochas arqueanas e paleoproterozoicas e intrusivos nas rochas do Grupo Tartarugalzinho. Estudos geocronológicos de Vianna *et al.* (2020) pelo método U-Pb em zircão forneceram idades de 2166 ± 15 Ma e 2176 ± 5 Ma para rochas desta unidade. Milhomem-Neto & Lafon (2020) utilizando o mesmo método obtiveram idades entre 2173 Ma e 2180 Ma. As análises isotópicas de Nd em rocha total revelaram idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,4 e 2,6 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,8 e +0,7 e as análises Lu-Hf forneceram idades Hf- T_{DM} entre 2,9 e 3,1 e valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -2,4 e -5,7. Essas assinaturas isotópicas demonstram que a origem dos magmas precursores está relacionada a um evento juvenil de acreção crustal no Riáciano envolvendo

também a participação de componentes crustais arqueanos (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020, Milhomem-Neto & Lafon 2020).

O Tonalito Papa Vento (Rosa-Costa *et al.* 2014) é a unidade de maior representatividade cartográfica, ocupando toda a porção central NW-SE da área de estudo, formada por gnaisses e granitoides tonalíticos a monzograníticos, cálcio-alcálicos sendo mais novo em aproximadamente 30-40 Ma que a unidade Flexal. Análises U-Pb em zircão revelaram uma idade de 2131 ± 11 Ma, análises Sm-Nd em rocha total revelaram idades Nd- T_{DM} entre 2,5 e 2,7 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -4,3 e -4,5, o que sugere o envolvimento de crosta continental arqueana na origem do magma precursor. (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020).

O Grupo Tartarugalzinho (Rosa-Costa *et al.* 2014) representa rochas metavulcanossedimentares de extensão limitada associadas aos granitoides pré-colisionais de afinidade cálcio-alcálica, ocorrentes na porção nordeste da área de estudo. É subdividido em duas unidades principais, uma de caráter metassedimentar e outra (meta) máfica-ultramáfica. A íntima associação com granitoides de arcos magmáticos (2,20 e 2,13 Ga) indica que este grupo está relacionado a uma bacia formada durante os estágios acrescionários e assumindo uma idade entre 2,26 e 2,13 Ga.

O Granito Vila Bom Jesus engloba plútons tonalíticos a monzograníticos porfíricos, por vezes milonitizados que afloram como lajeiros e possuem boa distribuição na porção sudeste do Domínio Lourenço (Rosa-Costa *et al.* 2014). De maneira geral ocorrem em formas elípticas e alongadas, sendo intrusivos nas rochas da Suíte Papa Vento, Grupo Tartarugalzinho e Metagranitóide Pedra do Meio (Silva 2013). São admitidas idades de cristalização entre 2078 ± 8 Ma e 2085 ± 16 Ma. Análises Sm-Nd em rocha total revelaram idade Nd- T_{DM} de 2,7 e 2,9 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,7 e -5,4 enquanto as análises Lu-Hf forneceram idades Hf- T_{DM} entre 2,9 e 3,6 e valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -4,1 e -9,8, o que sugere o envolvimento de crosta continental meso a paleoarqueana na fonte do magma precursor (Silva 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020).

O complexo Tartarugal Grande (Rosa-Costa *et al.* 2014) é formado por granulitos enderbíticos, charnockíticos e charnoenderbíticos com enclaves de granulitos máficos dos quais são discriminados dois corpos granulíticos de composição charnockítica e enderbítica, designados de Granulito Coatá e Granulito. Granulitos e gnaisses foram afetados por zonas de cisalhamentos transcorrentes e de empurrão sob orientação NW-SE. A idade dos protólitos são arqueanas e riacianas (2,57 e 2,70 Ga), além disso o metamorfismo de alto grau é de aproximadamente 2,05 Ga (Enjolvy 2008, Gorayeb *et al.* 2021, Ferreira 2022). Na área de estudo esta unidade está em contato tectônico a sul com o Metagranitóide Pedra do Meio, a

leste e extremo sudoeste com Tonalito Papa Vento. Estudos geocronológicos revelaram que esta unidade é formada principalmente por rochas de idade riacianas e por granulitos com protólitos arqueanos. As análises Sm-Nd compiladas fornecem idades-modelo Nd-T_{DM} entre 2,55 e 3,29 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -4,47 e 1,52, atestando o registro de fontes neo e paleoarqueanas como precursores das rochas desta unidade.

5 RESULTADOS

Nos tópicos subsequentes serão descritos os resultados obtidos como aspectos de campo e petrografia, geocronologia U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, geoquímica elemental e geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS.

5.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

5.1.1 Gnaisses e (meta) granitoides

Biotita ortognaisse granodiorítico (JAP-1806): O ponto de amostragem é um lajedo no leito do Rio Tartarugal Grande (Figura 6A) distante em torno de 830 m a noroeste do ponto do Gnaisse Porfírio datado por Rosa-Costa *et al.* (2014). É seccionado por veios decimétricos de orientação 219° compostos por quartzo, feldspato e magnetita (Figura 6B). Mesoscópicamente, o gnaisse apresenta cor cinza, granulação média de aspecto anisotrópico evidenciado por feições de estiramento. O bandamento gnáissico é marcado pela variação composicional em bandas onde dominam a biotita e bandas onde dominam plagioclásio e quartzo (Figura 6C), com minerais orientados na direção NW-SE e apresenta mergulhos de baixo ângulo 20° para NE. A amostra apresenta composição modal granodiorítica.



Figura 6- Afloramento nas margens do rio Tartarugal Grande (JAP-1806). (A) Visão geral do afloramento; (B) Detalhe dos veios contendo magnetita; e (C) Detalhe do bandamento gnáissico da rocha.

Sob o microscópio a orientação preferencial dos minerais é sutil, podendo ser observada pelos minerais lamelares. Apresenta textura interlobada alotriomórfica na qual a maioria dos minerais encontram-se subédricos e anédricos. Localmente a amostra apresenta texturas ígneas preservadas como poiquilítica evidenciada por cristais de quartzo inclusos em cristais de plagioclásio e cristais de biotita inclusos no quartzo e plagioclásio. Mais restritamente podemos observar textura mimerquítica, caracterizada pelo intercrescimento de quartzo no plagioclásio em contato com o ortoclásio.

Em termos mineralógicos o plagioclásio é a fase mineral mais abundante perfazendo cerca de 45% da rocha. Possui aspecto “sujo” em luz natural, com faces subédricas a anédricas predominantes. Cristais com hábito prismático curto apresentam maclamento albíta, albíta-carlsbad e albíta-periclina, estando comumente alterado para sericita e muscovita. O Quartzo

compõe cerca de 30% da rocha e possui faces cristalinas anédricas. Os cristais são incolores e aparecem bem límpidos sob luz natural. Em nicóis cruzados apresentam cor variando de cinza claro a amarelo pálido, com extinção ondulante moderada a alta e encontram-se levemente fraturados. O ortoclásio contribui com cerca de 8% do total da rocha. Apresenta hábito prismático, faces subédricas a anédricas. Em luz natural apresenta aspecto “sujo” devido a alteração para argilominerais. O Microclínio constitui cerca de 7% da rocha, faces anédricas, localizando-se nos interstícios dos cristais de plagioclásio e quartzo. Apresenta o maclamento típico em xadrez, diferenciando-o do ortoclásio. A biotita compõe cerca de 10% da rocha, possui faces subédricas com hábito lamelar, cor em luz natural variando de marrom claro a marrom escuro. Os principais minerais acessórios são opacos, zircão, apatita e fluorita e os minerais de alteração são sericita, argilominerais e muscovita (Figura 7).

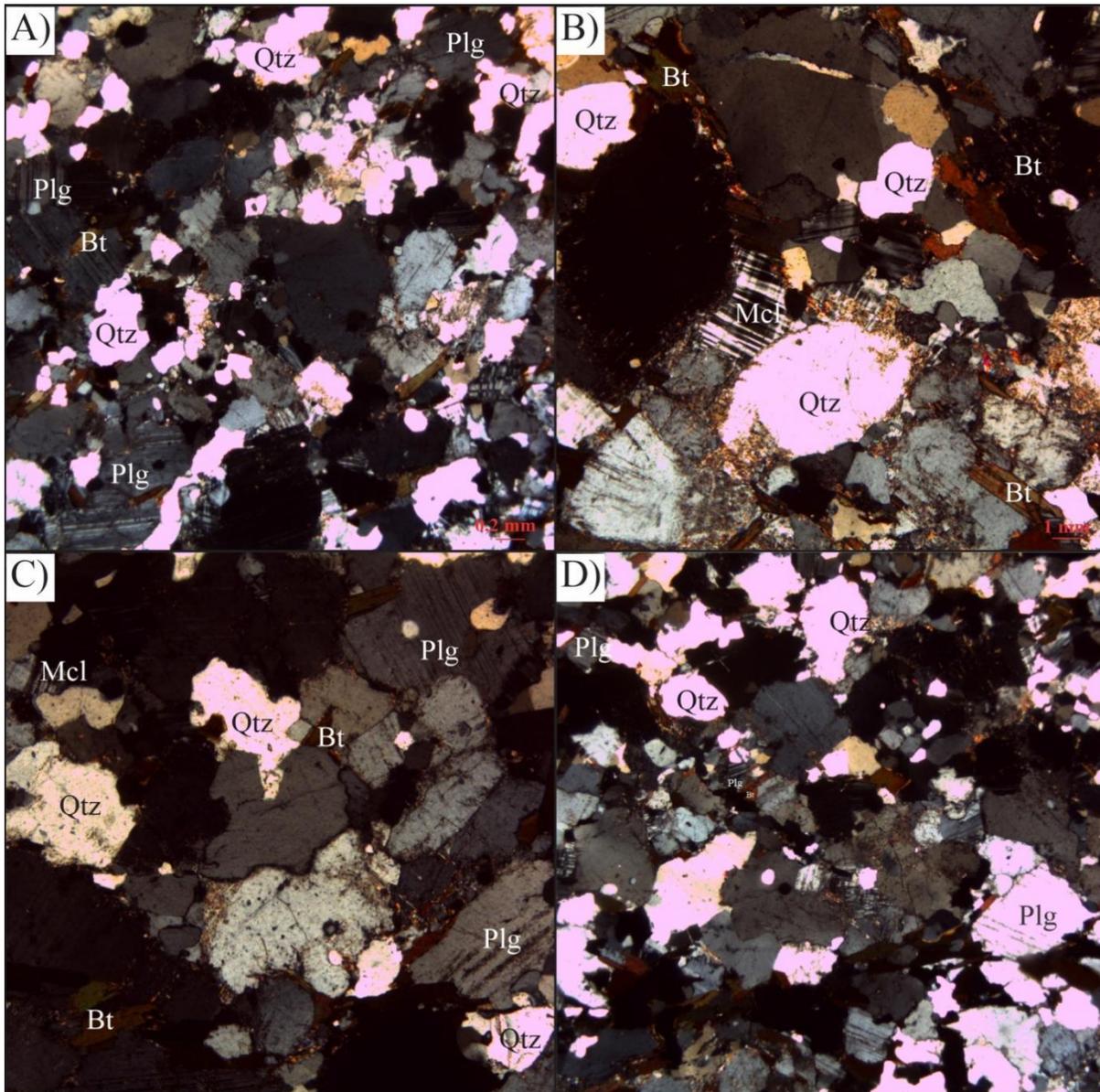


Figura 7- Aspectos microscópicos da amostra JAP-1806. A) aumento de 2,5x; B) e C) e D) aumento de 5,0 x.

Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905): O ponto de amostragem é um outro lajedo no leito do Rio Tartarugal Grande (Figura 8A) localizado entre o ponto anterior e o Gnaisse Porfírio, previamente datado por Rosa-Costa *et al.* (2014), ~300 m a norte desse último afloramento. É formado por ortognaisse de composição granodiorítica. Mesoscopicamente a rocha apresenta cor cinza, granulação média de aspecto anisotrópico evidenciado por feições de estiramento. O bandamento gnáissico é marcado pela variação composicional em bandas onde dominam a biotita e bandas quartzo-feldspáticas. A foliação apresenta direção preferencial NW-SE (318° Az) em mergulho subvertical (70° para NE), delineada pela orientação de minerais micáceos. Como visualizado nas Figuras 8B e 8C a rocha é seccionada por fraturas e

veios quartzo-feldspáticos, por vezes boudinados e discordantemente a direção da foliação (220° Az).

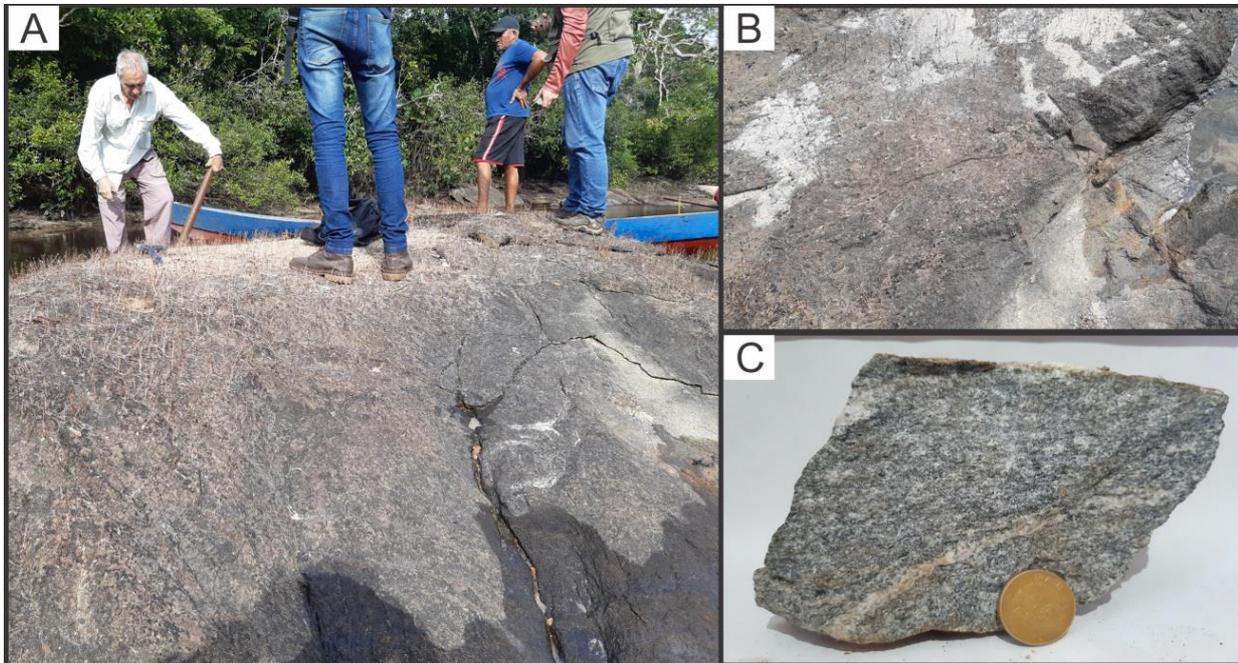


Figura 8- Aspectos de campo da amostra RPJ-19-05. (A) Lajedos no leito do Rio Tartarugal Grande; (B) Fraturas; e (C) amostra de mão.

Microscópicamente apresenta textura interlobada alotriomórfica a orientação preferencial é sutil e delineada pelos minerais lamelares. A maioria dos minerais são subédricos e anédricos, localmente apresentam textura ígnea preservada como a mimerquítica evidenciada pelo intercrescimento de plagioclásio e K-feldspato com quartzo adjacente.

Em termos mineralógicos o plagioclásio é a fase mineral mais abundante perfazendo 36,8% da rocha, possui aspecto “sujo” em luz natural, faces subédricas a anédricas são predominantes. Cristais com hábito prismático curto, apresentam maclamento albita e albita-carlsbad, estando comumente alterado para sericita e muscovita. O quartzo perfaz 33,2 % e possui faces cristalinas anédricas. Os cristais são cinza-claros ou incolores, apresentando comumente extinção ondulante moderada a alta. A biotita contribui com 16,2 % da mineralogia da amostra. Possui faces cristalinas mal-formadas de cores marrom escuro e verde pálido, com extinção reta picotada. O anfibólio perfaz 2,8% da rocha e apresenta cor marrom escuro, anédrico e comumente está em contato com a biotita e quartzo. O microclínio contribui com 8,8% da rocha, com faces anédricas, maclamento xadrez e estando nos interstícios entre biotita, quartzo e plagioclásio. O ortoclásio contribui com 1,8% do total da rocha. Possui hábito prismático, faces subédricas e comumente está alterado para argilominerais. Os minerais

acessórios são apatita, zircão e opacos que somam 0,1%. Os minerais de alteração são sericita, muscovita e clorita, somando 0,2% da rocha (Figura 9).

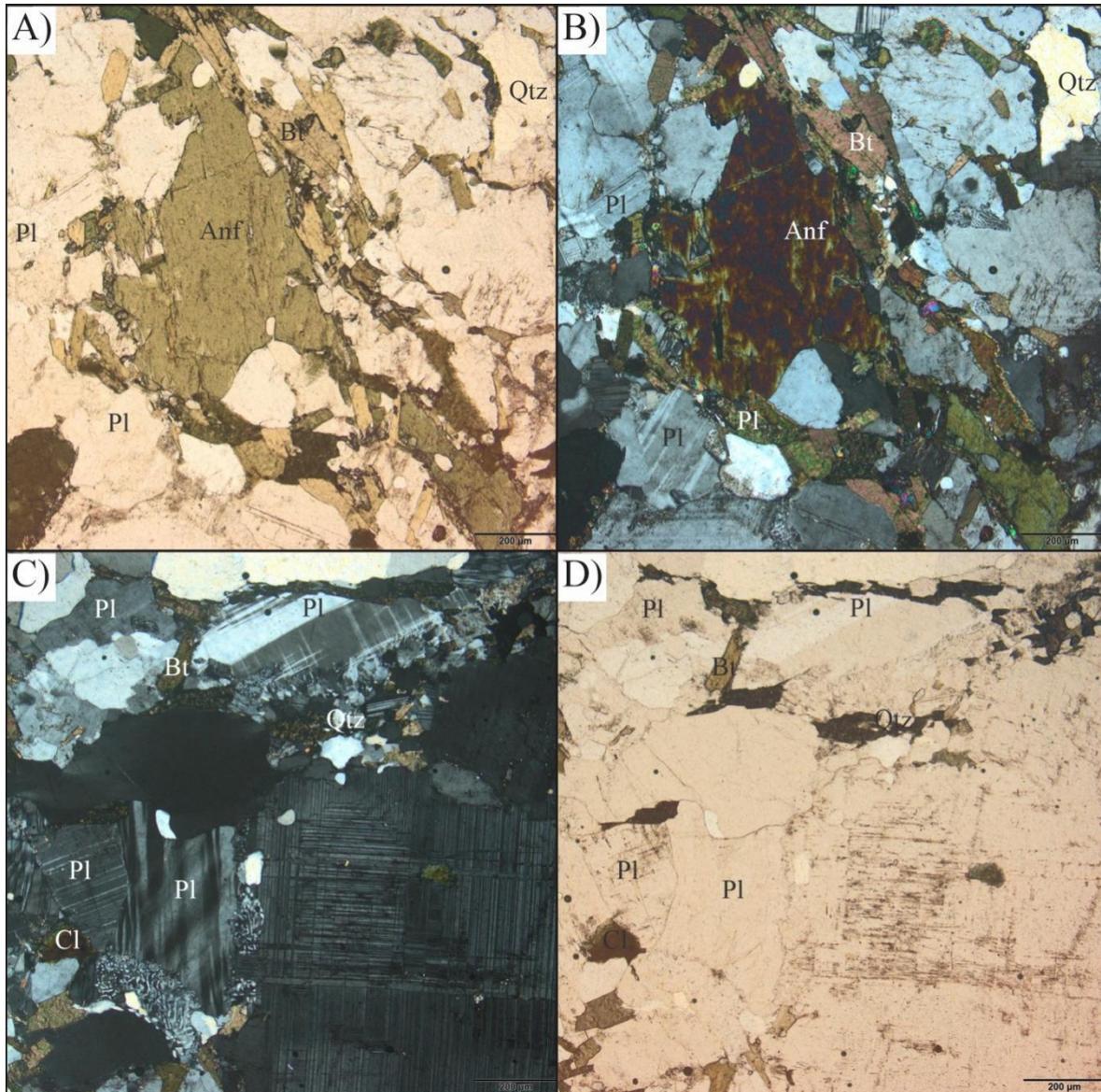


Figura 9- Representação fotomicrográfica do Biotita ortogneisse granodiorítico (RPJ-1905). Em (A) textura hipiomórfica granular em luz natural; em (B) cristais de anfibólio, biotita, plagioclásio e quartzo em luz polarizada; em (C) textura mimerquítica presente na rocha; e em (D) representação da Figura C em luz natural mostrando cristal de clorita.

Biotita ortogneisse granodiorítico (RPJ-1906): Ainda no intuito de investigar a extensão por geocronologia U-Pb em zircão da unidade Gnaiss Porfírio esta amostra foi coletada em afloramento do tipo lajedo e blocos abaulados no leito do Rio Tartarugal Grande (Figura 10A) distante em torno de 720 m a noroeste do ponto datado por Rosa-Costa *et al.* (2014). É formado por biotita-gnaiss de composição granodiorítica. Em amostra de mão a

rocha apresenta cor cinza esbranquiçada a rosada (Figura 10C), granulação média e anisotrópica, possui feições de estiramento mineral (principalmente quartzo). O bandamento composicional é evidenciado pela alternância de leitos quartzo-feldspáticos e bandas onde dominam minerais ferromagnesianos, destacando-se a biotita. A foliação está segundo a direção da estruturação regional NW-SE (310° – 318° Az), com mergulho subvertical 69° NE, sendo cortada por veios quartzo-feldspáticos (Figura 10B) de direção E-W (270° Az).

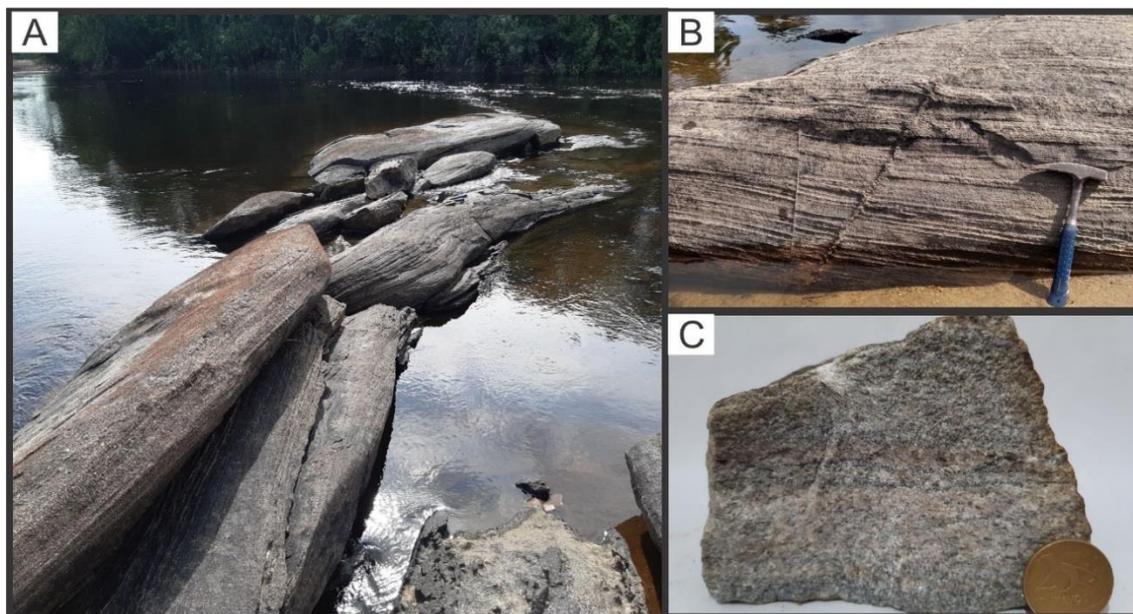


Figura 10- Aspectos de campo da amostra RPJ-19-06. (A) e (B) Lajedos e blocos abaulados no leito do Rio Tartarugal Grande; e (C) amostra de mão mostrando bandamento composicional.

Sob o microscópio apresenta-se anisotrópico com textura interlobada alotriomórfica, equigranular média, hipidiomórfica e trama planar. Mineralógicamente é composta por plagioclásio que compõe 46% da rocha. Em luz natural apresenta aspecto “sujo”, com faces subédricas predominantemente. Subordinadamente apresentam cristais prismáticos curtos com maclamento albíta-carlsbad. O quartzo contribui com 31,2% do total da rocha, com faces anédricas e subédricas e extinção principalmente ondulante e subordinadamente reta. O microclínio contribui com 16,8% da rocha. Apresenta faces anédricas, maclamento xadrez e localiza-se nos interstícios entre plagiocásio e quartzo. A biotita que perfaz cerca de 5,2 % tem hábito anédrico a subédrico e extinção reta picotada. O ortoclásio contribui com 0,6 % da rocha, possui hábito prismático, faces subédricas e está comumente alterado para argilominerais. Os minerais acessórios são apatita, zircão e opacos que somam 0,2%. Os minerais de alteração são sericita e muscovita que somam também 0,2% da rocha (Figura 11).

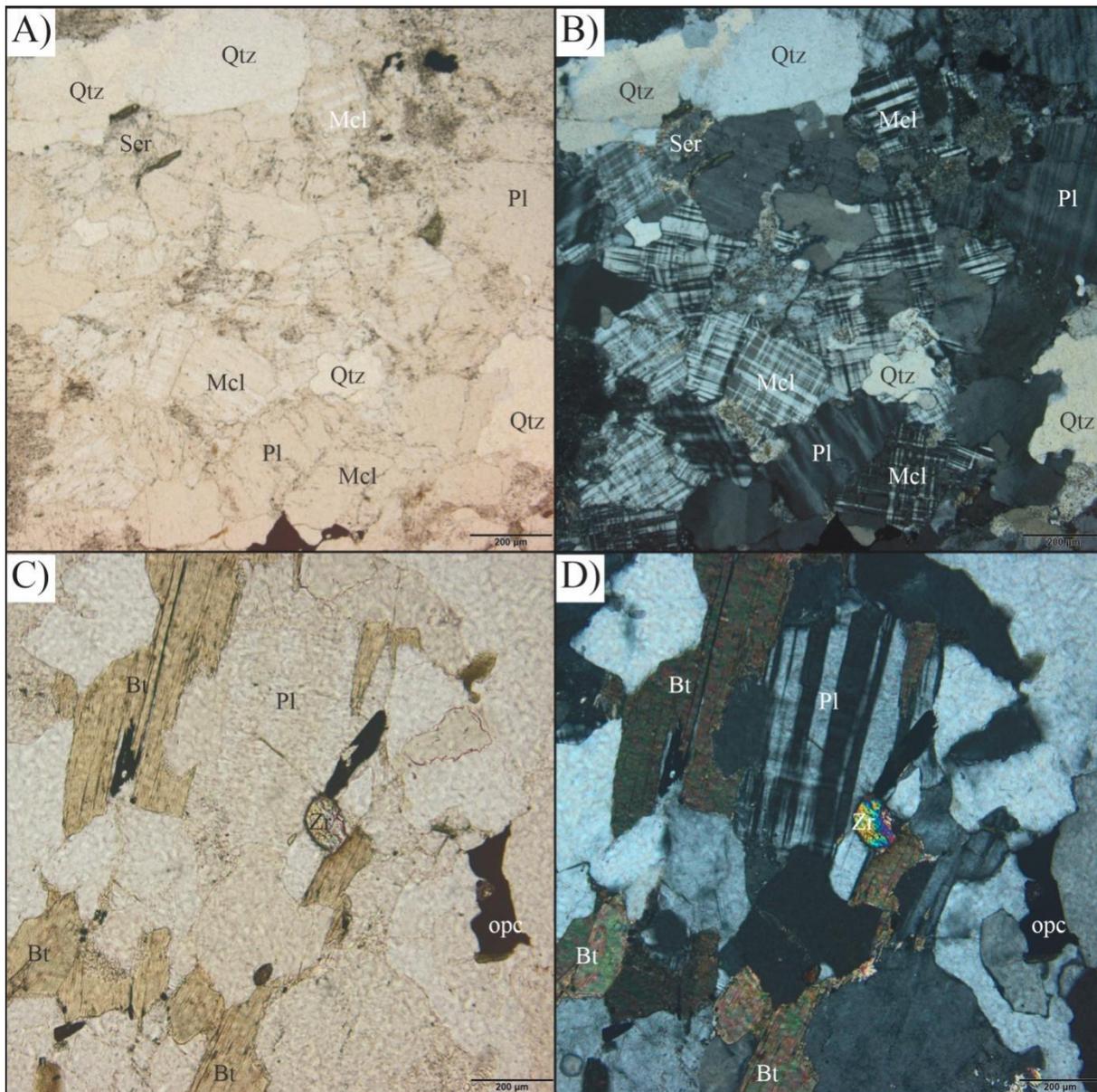


Figura 11- Representação fotomicrográfrica do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906). Em (A) textura hipiomórfica granular em luz natural; em (B) cristais de biotita, plagioclásio, quartzo e microclínio em luz polarizada; em (C) cristal de zircão em contato com a biotita e quartzo (D) representação da Figura C em luz natural mostrando cristal de zircão e opacos.

Biotita ortognaisse monzogranítico (RPJ-1908A) e Biotita metagranodiorito (RPJ-1908B): Este afloramento é observado em lajedos expostos no leito do Rio Tartarugal Grande (Figura 12A), distante 3,5 Km a leste da amostra referente à unidade Metagranitoide Pedra do Meio previamente datada por Rosa-costa *et al.* (2014). É composto por dois tipos de rocha que embora remetam grosseiramente a mesma composição (monzo-granodiorítica) diferem em aspectos como textura, grau de deformação e granulação, além de não ter sido observada uma clara relação de contato entre ambas.

A amostra RPJ-1908A é uma rocha de cor rosa esbranquiçada, holocristalina, textura fanerítica equigranular média e anisotrópica, composta mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato e biotita e classificada como Biotita ortognaisse monzogranítico equigranular médio (Figura 12B).

A amostra RPJ-1908B é formada por rocha de cor rosa esbranquiçada, holocristalina, textura fanerítica equigranular fina e com foliação incipiente, composta mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato e biotita, classificada como Biotita metagranodiorito equigranular médio (Figura 12C).

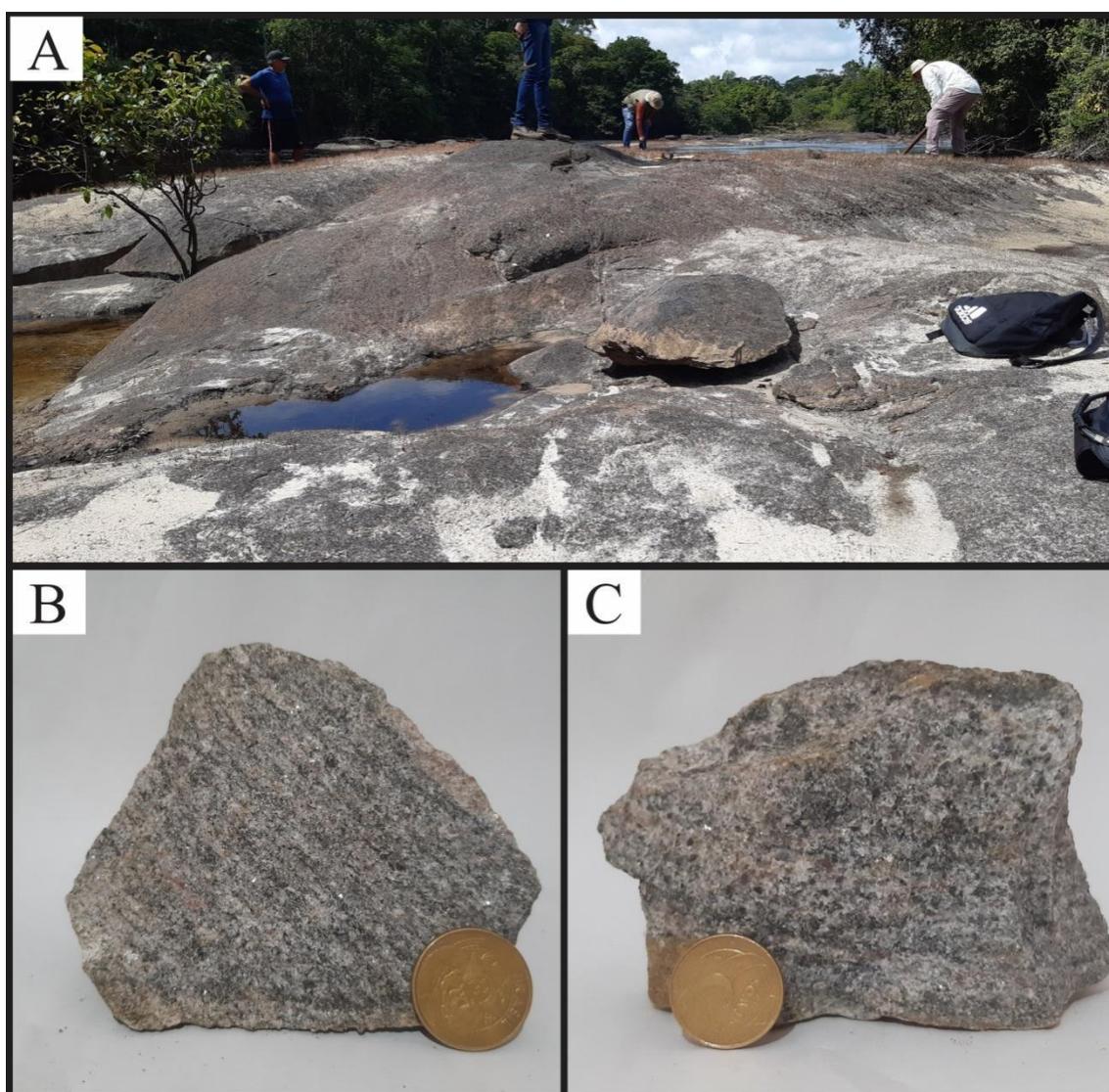


Figura 12- Aspectos de campo das amostras do ponto RPJ-1908. (A) visão geral de lajedo no leito do Rio Tartarugal Grande; (B) e (C) amostras de mão RPJ-19-08A e RPJ-19-08B, respectivamente.

Sob o microscópio a amostra RPJ-1908A apresenta textura hipidiomórfica a alotriomórfica, onde a maioria dos cristais encontram-se subédricos e anédricos. Localmente apresenta texturas ígneas preservadas como a textura poiquilítica quando cristais de quartzo estão inclusos em microclínio e a textura mimerquítica delineada por intercrescimento de plagioclásio e K-feldspato com quartzo adjacente. Em termos mineralógicos é formada por: plagioclásio que perfaz 42,7% da rocha, possui aspecto “sujo” em luz natural, faces cristalinas subédricas e anédricas, comumente alterado para sericita, muscovita e argilo minerais. O quartzo que compõe 28% da rocha, com faces cristalinas subédricas, incolores e “limpos” em luz natural. Em nicóis cruzados apresenta cores amarelo e cinza claro. O microclínio é o K-feldspato mais abundante contribuindo com 17,4% do total da rocha, apresentando hábito prismático e faces cristalinas subédricas e anédricas. Apresenta o maclamento típico em xadrez, o que o diferencia do ortoclásio, e é encontrado nos interstícios entre ortoclásio, biotita e quartzo. O ortoclásio contribui com 6,1% e apresenta aspecto “sujo” em luz natural. É comum sua alteração para argilominerais. A biotita soma 5,1% da rocha, apresenta cor marrom esverdeada com faces subédricas. O anfibólio soma 0,1% apresentando cor marrom, e faces anédricas. Os minerais acessórios são opacos, apatita e zircão que somam 0,6% do total da rocha; A mineralogia de alteração é formada por sericita, argilo minerais e muscovita (Figura 13).

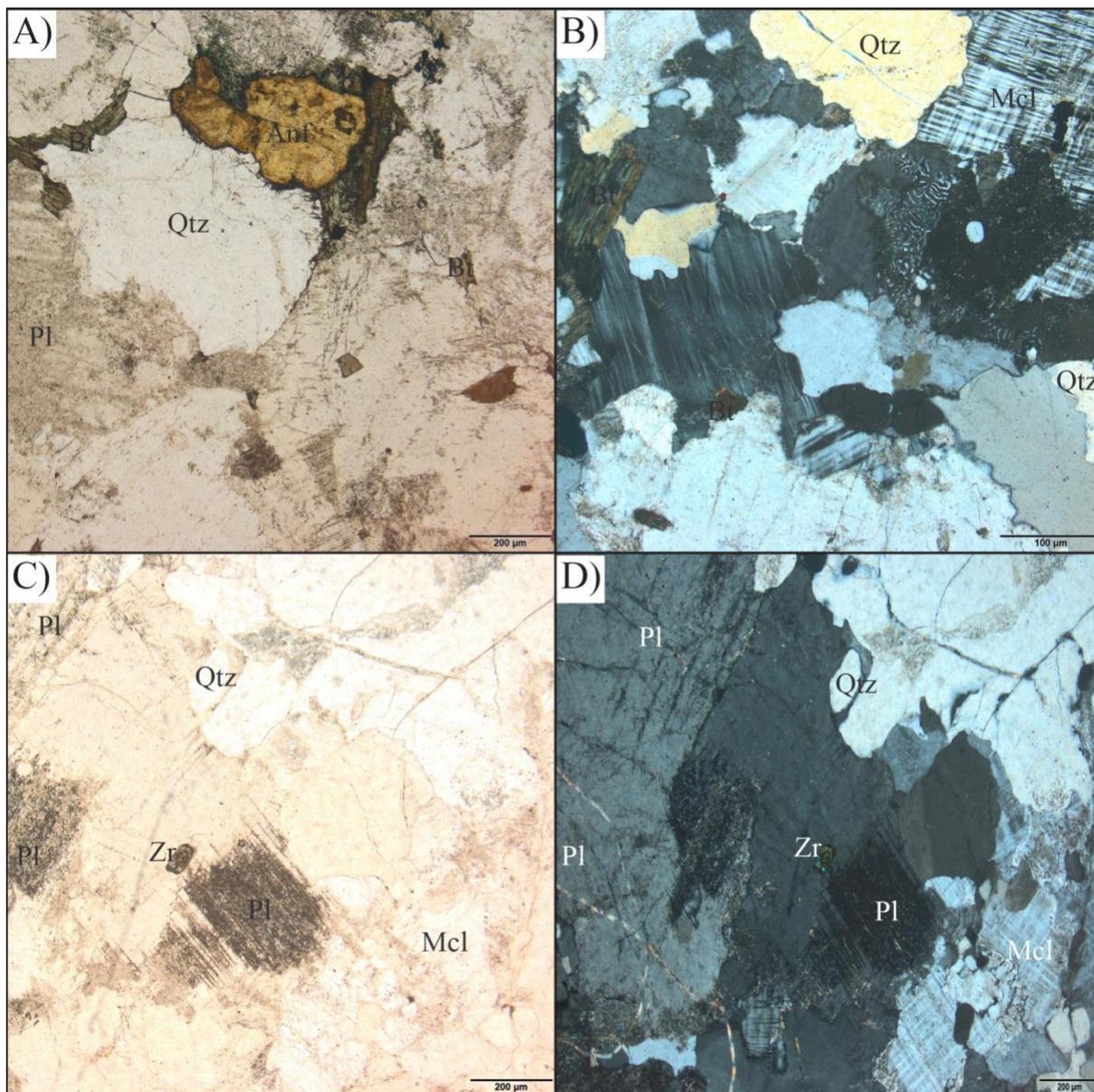


Figura 13- Representação fotomicrográfica do Biotita ortogneisse granodiorítico (RPJ-1908A). Em (A) textura hipiomórfica granular em luz natural mostrando cristal de anfibólio; em (B) textura mimerquítica presente na rocha; em (C) cristal de zircão incluído em plagioclásio; e em (D) representação da Figura C em luz polarizada.

Microscópicamente a amostra RPJ-1908B apresenta textura alotriomórfica, na qual a maioria dos cristais encontram-se anédricos e em menor proporção subédricos, com faces cristalinas mal-formadas. Subordinadamente ocorrem texturas ígneas ainda preservadas como a poiquilítica, denotada por cristais de quartzo sob biotita e plagioclásio. Assim como em escala mesoscópica a orientação preferencial de minerais é sutil e delineada por minerais lamelares. A mineralogia da rocha é formada por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita, ortoclásio e anfibólio. Os minerais acessórios são apatita, zircão e opacos e os minerais de alteração são sericita, argilominerais, muscovita e clorita.

O plagioclásio perfaz 37,7 % da rocha, possui aspecto “sujo” em luz natural. Do modo geral os cristais são subédricos e anédricos com maclamento albita e albita-carlsbad, e comumente estão alterados para sericita e muscovita. O quartzo contribui com 37,4% da rocha, possui aspecto “limpo” em luz natural, subédricos e anédricos. Em nicóis cruzados apresenta cor cinza claro e extinção ondulante moderada a baixa. O microclínio contribui com 13,8%, apresenta hábito prismático e faces cristalinas subédricas, maclamento xadrez. Está comumente em contato com plagioclásio e quartzo. A biotita é fase mineral ferromagnésiana mais abundante (7,9%), apresenta hábito lamelar com extinção reta picotada. O ortoclásio perfaz 0,9% da rocha. Apresenta aspecto “sujo” em luz natural e é comum estar alterado para argilo minerais. O anfibólio soma 0,4% apresentando cor marrom, com cristais subédricos em contato com biotita, plagioclásio e quartzo. Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos somando 1,1% da rocha. A mineralogia de alteração (0,6%) é formada por sericita, muscovita, clorita, argilo minerais (Figura 14).

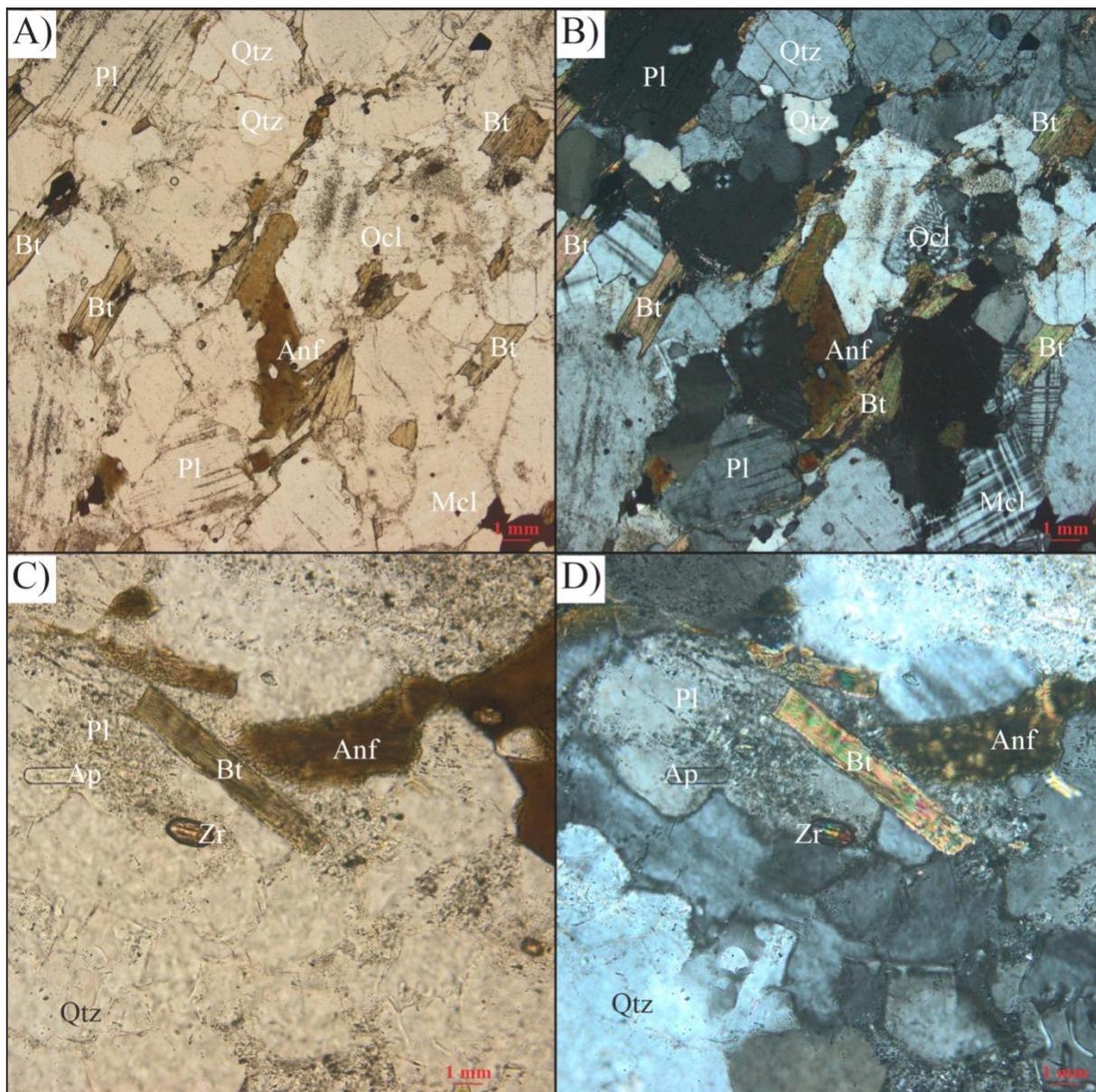


Figura 14- Representação fotomicrográfica do Biotita metagranodiorítico (RPJ-1908B). Em (A) textura hipiomórfica granular em luz natural; em (B) minerais essenciais em luz polarizada; em (C) cristal de zircão e apatita em luz natural; e em (D) representação da Figura C em luz polarizada.

Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909): No âmbito de investigação da unidade Metagranitoide Pedra do Meio, esta amostra dista 7,5 Km a sudeste da amostra do metagranitoide datada por Rosa-Costa *et al.* (2014) e contempla afloramento natural do tipo lajedo e blocos abaulados no leito e margens do Rio Tartarugal Grande (Figura 15A), formado por gnaisses de composição granodiorítica com coloração acinzentada a rosa. Em termos estruturais apresenta bandamento composicional marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas onde domina biotita, bem como feições migmatíticas com neossomas quartzo-feldspáticos, porções com concentrações de minerais máficos denotam a presença de melanossoma, ressaltando o bandamento (Figura 15B e 15C). A foliação é marcada pela

orientação de minerais micáceos, cristais de quartzo e veios mobilizados estirados, por vezes boudinados (Figura 15D e 15E), na direção da estruturação regional NW-SE (296° Az), com mergulhos subverticais 70° NE que é seccionada por fraturas discordantes na direção N-S (88° Az).

Sob o microscópio apresenta textura granular interlobada alotriomórfica, a maioria dos cristais apresentam faces cristalinas mal-formadas e subordinadamente subédricos, o bandamento gnáissico é delineado pela segregação entre minerais granulares e lamelares. A mineralogia da rocha é formada por plagioclásio, quartzo, biotita, microclínio, ortoclásio e anfibólio, os minerais acessórios são zircão e opacos, os minerais de alteração são sericita, argilominerais e muscovita.

O plagioclásio perfaz 44,2 % da rocha, apresentado aspecto “sujo” em luz natural, de modo geral são subédricos e anédricos, maclamento albita e albita-carlsbad, e comumente estão alterados para sericita e argilominerais. O quartzo (30,2%) possui aspecto “limpo” em luz natural, subédricos e anédricos, já em nicóis cruzados apresentam cor cinza claro e amarelado e apresentam extinção ondulante moderada a alta. A Biotita é fase mineral ferromagnésiana mais abundante (12%), apresenta hábito lamelar com extinção reta picotada. O microclínio perfaz 11,1%, apresenta hábito prismático e faces cristalinas subédricas, maclamento xadrez. O anfibólio contribui com 1,6% apresentando cor marrom, subédricos e apresenta contato serrilhado com biotita. O ortoclásio contribui com 0,6% apresenta aspecto “sujo” em luz natural e é comum está alterado para argilo minerais. Os minerais acessórios são zircão e opacos somando 0,3% da rocha. A mineralogia de alteração é formada por sericita, clorita, argilo minerais (Figura 16).

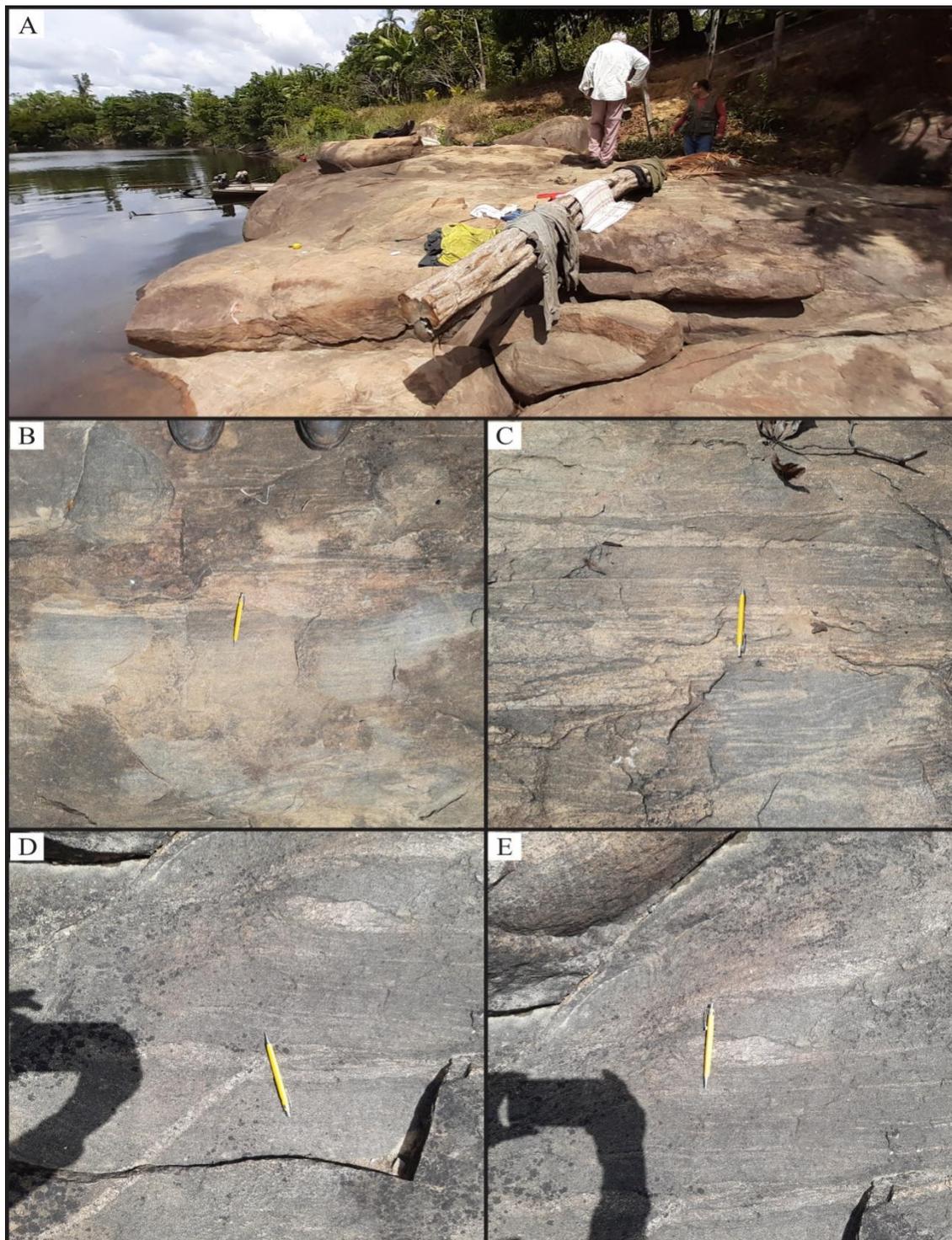


Figura 15- Aspectos de campo da amostra RPJ-1909. (A) visão geral do afloramento; (B) e (C) Detalhe do bandamento composicional, com direção NW-SE (D) Presença de veios quartzo-feldspáticos discordantes ao bandamento composicional da rocha; e (E) *Boudins* quartzo-feldspáticos.

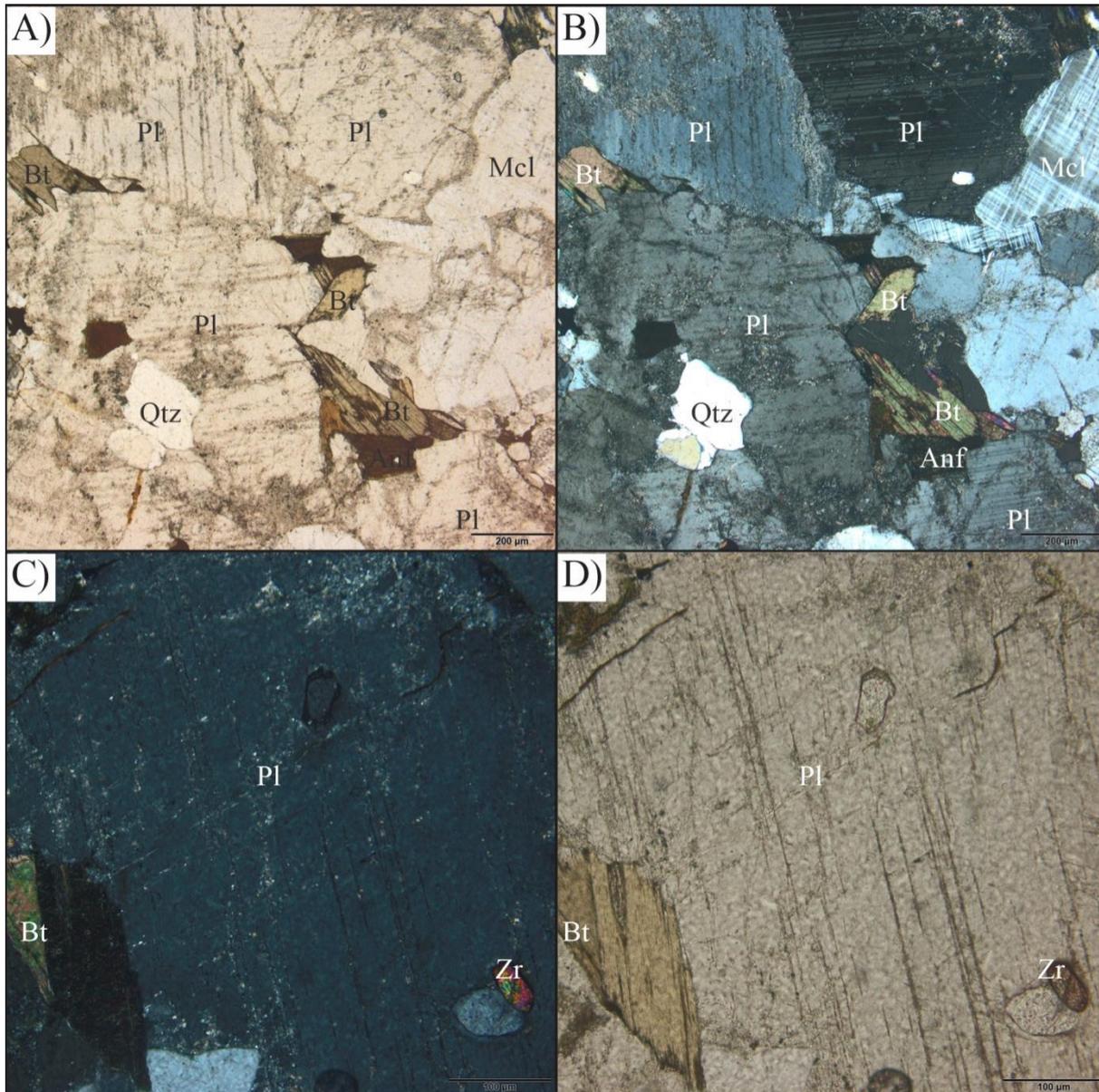


Figura 16- Representação fotomicrográfica do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909). Em (A) textura hipiomórfica granular em luz natural; em (B) minerais essenciais em luz polarizada; em (C) cristal de zircão incluído em plagioclásio em luz polarizada; e em (D) representação da Figura C em luz natural.

Anfibólio–Biotita metagranodiorito (RPJ-1910A): neste ponto, no domínio de ocorrência do Metagranitoide Pedra do Meio, foi identificado um afloramento natural do tipo lajedo no leito do Rio Tartarugal Grande e dista 5,8 Km a leste da amostra deste corpo previamente datada por Rosa-Costa *et al.* (2014). O afloramento é formado por dois tipos de rocha (Figura 17A). A segunda (**RPJ-1910B**) é um basalto e será descrita no próximo subtópico por se tratar de magmatismo máfico e não ser direcionada a estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica. Esta amostra corresponde a rocha de cor cinza esbranquiçada, holocristalina, fanerítica equigranular média e levemente anisotrópica com considerável

suscetibilidade magnética. Em termos mineralógicos é composto por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, anfibólio e biotita, sendo classificada como Anfibólio - biotita metagranodiorito (Figura 17B), seccionado por dique de basalto.



Figura 17- Aspectos de campo das amostras RPJ-1910A. (A) lajedo no leito do Rio Tartarugal Grande onde observa-se relação de contato entre corpo de basalto (RPJ-1910B) e Anfibólio - biotita granodiorito; e (B) amostra de mão do Anfibólio - biotita granodiorito.

Microscópicamente a amostra RPJ-1910A apresenta textura hipidiomórfica, onde predominam cristais euédricos e subédricos com trama planar e serrilhada. Subordinadamente ocorre textura mimerquítica com intercrescimento entre plagioclásio e K-feldspato com quartzo adjacente. Mineralogicamente é formado por plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio, microclínio e ortoclásio. Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos, já os minerais de alteração são clorita, sericita, muscovita e argilominerais.

O plagioclásio perfaz 47,4 % da rocha, apresentando aspecto “sujo” em luz natural, de modo geral são subédricos, maclamento albita e albita-carlsbad, e comumente estão alterados para clorita e argilominerais. O quartzo (19,9%) possui aspecto “limpo” em luz natural, subédricos e anédricos, já em nicóis cruzados apresentam cor cinza claro e extinção reta. A biotita contribui com 17,1% sendo fase ferromagnésiana mais abundante, apresenta hábito lamelar com extinção reta picotada. O microclínio (5,3%) apresenta hábito prismático e faces cristalinas subédricas, maclamento xadrez. O anfibólio contribui com 5,2 %, apresentando cor marrom, cristais subédricos e apresenta contato serrilhado com biotita. O ortoclásio contribui com 1,4% apresenta aspecto “sujo” em luz natural e é comum está alterado para argilo minerais.

Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos somando 3,6% da rocha. A mineralogia de alteração é formada por sericita, clorita e argilo minerais e somam 0,1% (Figura 18).

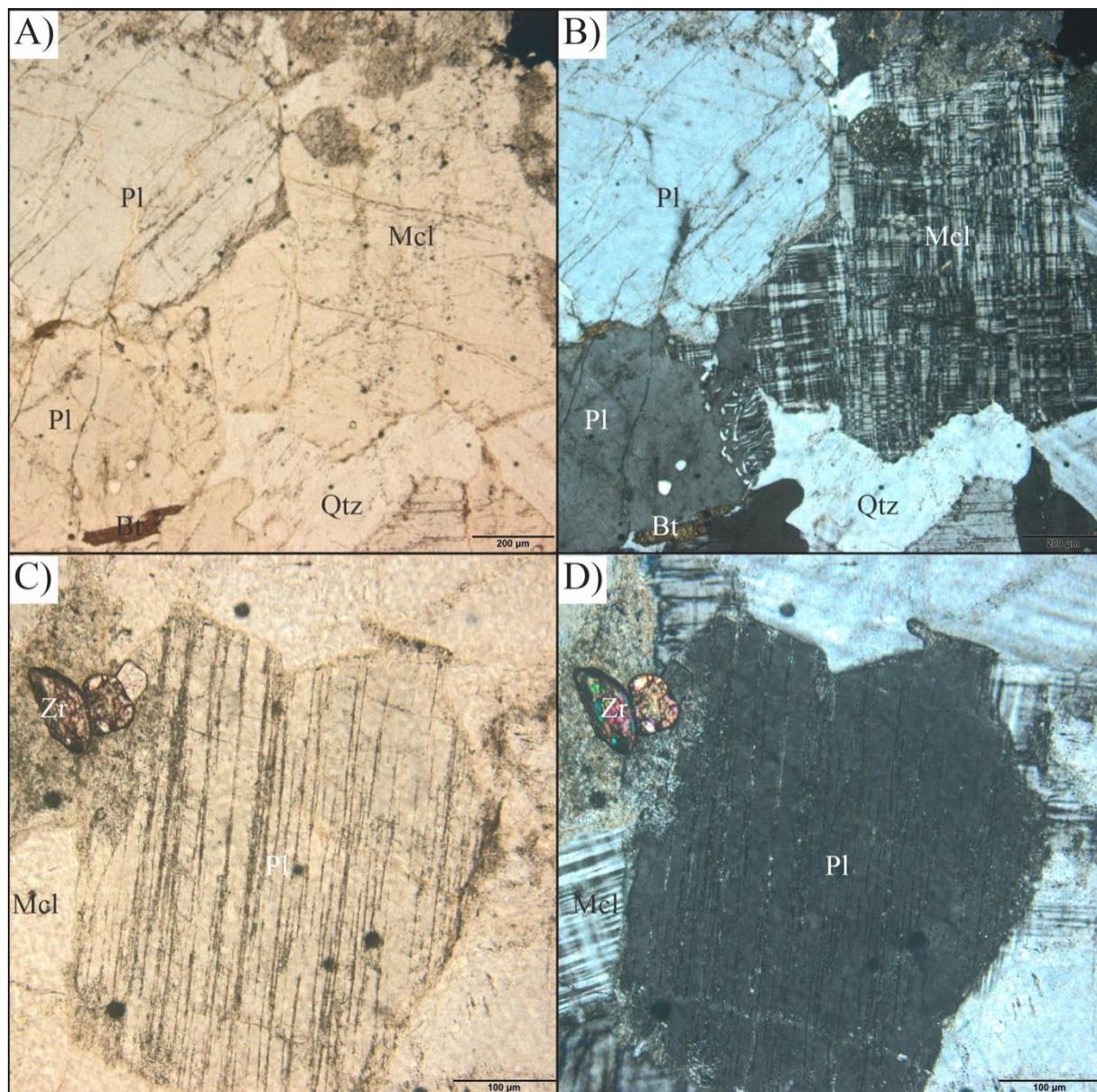


Figura 18- Representação fotomicrográfica do Anfibólio - biotita metagranodiorito (RPJ-1910A). Em (A) textura hipiomórfica granular em luz natural; em (B) mineralogia essencial em luz polarizada; em (C) cristais de zircão inclusivos em plagioclásio alterado para sericita em luz natural; e em (D) representação da Figura C em luz polarizada.

5.1.2 Magmatismo Máfico

Diabásio (RPJ-1901): Tido como representante do magmatismo máfico mesozoico da Suíte Cassiporé, este afloramento, na área de ocorrência do Tonalito Papa Vento, consiste em

blocos *in-situ* na direção N-S, com relevo sutilmente elevado em solo de cor vermelha amarelada (Figura 19A). Uma amostra foi coletada a fim de registro e cartografia, excluindo-se estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica. Formado por rocha de cor preta esverdeada, de trama intergranular a subofítica, holocristalina, porfirítica e isotrópica, composta essencialmente por plagioclásio e piroxênio, a mineralogia acessória inclui anfibólio, biotita e magnetita, sendo classificada como diabásio (Figura 19B).

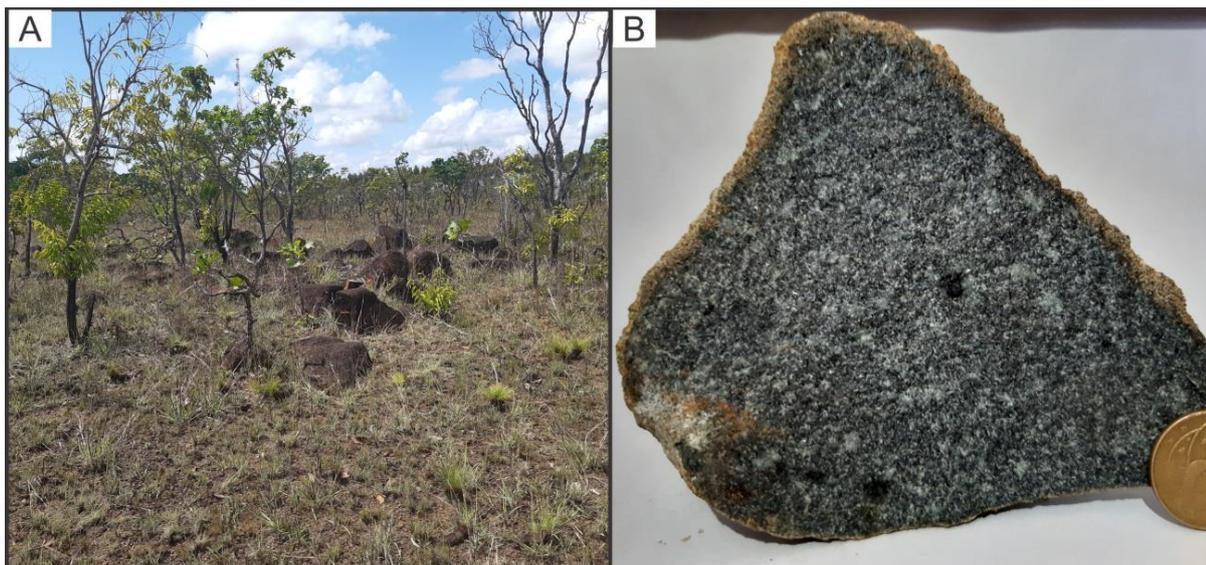


Figura 19- Aspectos de campo e petrografia mesoscópica da amostra RPJ-1901. (A) Blocos *in-situ*; e (B) amostra de mão de diabásio.

Gabro equigranular médio (RPJ-1907): este afloramento apresenta blocos *in-situ* no leito e margens do Rio Tartarugal Grande (Figura 20A), na área considerada como de ocorrência do Metagranitoide Pedra do Meio. É formado por rocha de cor preta acinzentada, de aspecto maciço com trama intergranular ofítica, holocristalina, fanerítica média e isotrópica, composta essencialmente por piroxênio, olivina e plagioclásio, a mineralogia acessória inclui magnetita, apatita e pirita sendo classificada como Gabro equigranular médio (Figura 20B, 20C e 20D).

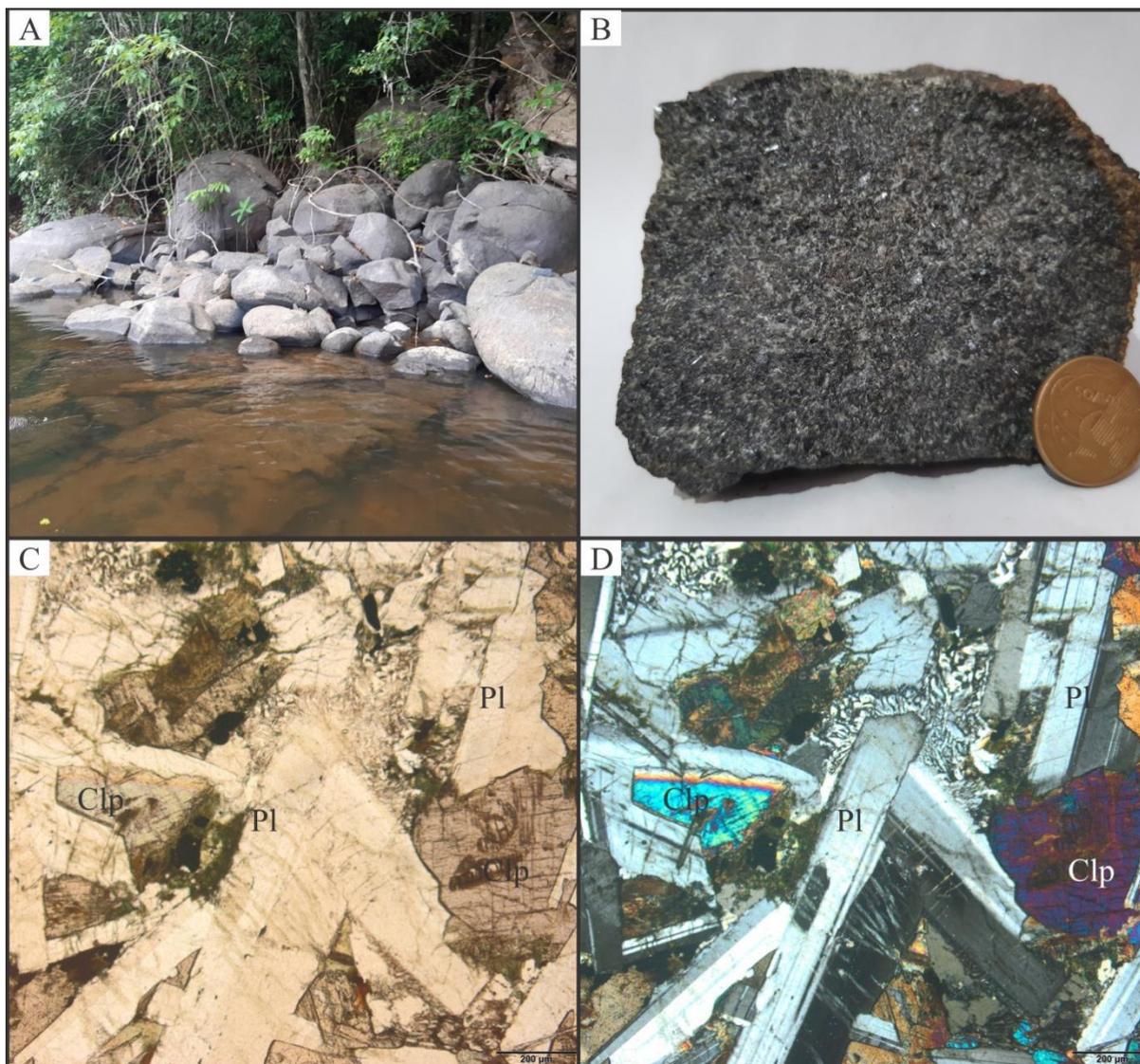


Figura 20- Aspectos de campo e representação fotomicrográfrica do Gabro equigranular médio (RPJ-1907). Em (A) Blocos no leito do Rio Tartarugal Grande; em (B) amostra de mão mostrando do gabro equigranular médio; em (C) textura hipiomórfica granular em luz natural; e em (D) mineralogia essencial e textura micrográfrica presente na rocha.

Basalto (RPJ-1910B): esta amostra representa uma rocha que faz contato com Anfibólio–Biotita metagranodiorito (RPJ-1910A). É composta por rocha de cor preta esverdeada, holocristalina, fanerítica equigranular muito fina e isotrópica provavelmente formada principalmente por minerais como olivina, piroxênio e plagioclásio, classificado como basalto e correlacionado às rochas da Suíte Cassiporé (Figura 21).



Figura 21- Aspectos de campo das amostras RPJ-19-10. (A) lajedo no leito do Rio Tartarugal Grande onde observa-se relação de contato entre corpo de basalto e ortopiroxênio granodiorito; e (B) amostra de mão basalto.

5.1.3 Feições Intempéricas

RPJ-1902: este ponto foi apenas descrito e visava que a busca de evidências geológicas de campo que comprovassem a ocorrência de uma provável unidade Gnaisses Indiferenciados. Constitui-se de afloramento artificial do tipo corte de estrada as margens da Rodovia BR-156, formado por solo de cor vermelho amarelado que contém feições arredondadas e angulares. Este afloramento devido a tais feições, por correlação a outros afloramentos similares onde ocorrem rochas do Granito Vila Bom Jesus ao longo da mesma rodovia, foi interpretado como sendo pertencente a esta unidade (Figura 22).



Figura 22- Visão panorâmica do afloramento RPJ-19-02 as margens da Rodovia BR-156 ao sul de Tartarugalzinho. Perfil intempérico de alteração a partir de rocha granitoide com destaque para porções de saprólito muito alterado.

A análise petrográfica de sete lâminas delgadas permitiu a caracterização mineralógica e textural dos principais litotipos das unidades estudadas na área de trabalho, sendo classificadas segundo a proposta de Le Maitre (2002). As rochas são formadas por ortognaisses e metagranitoides de composição predominantemente granodiorítica e subordinadamente monzogranítica (Figura 23).

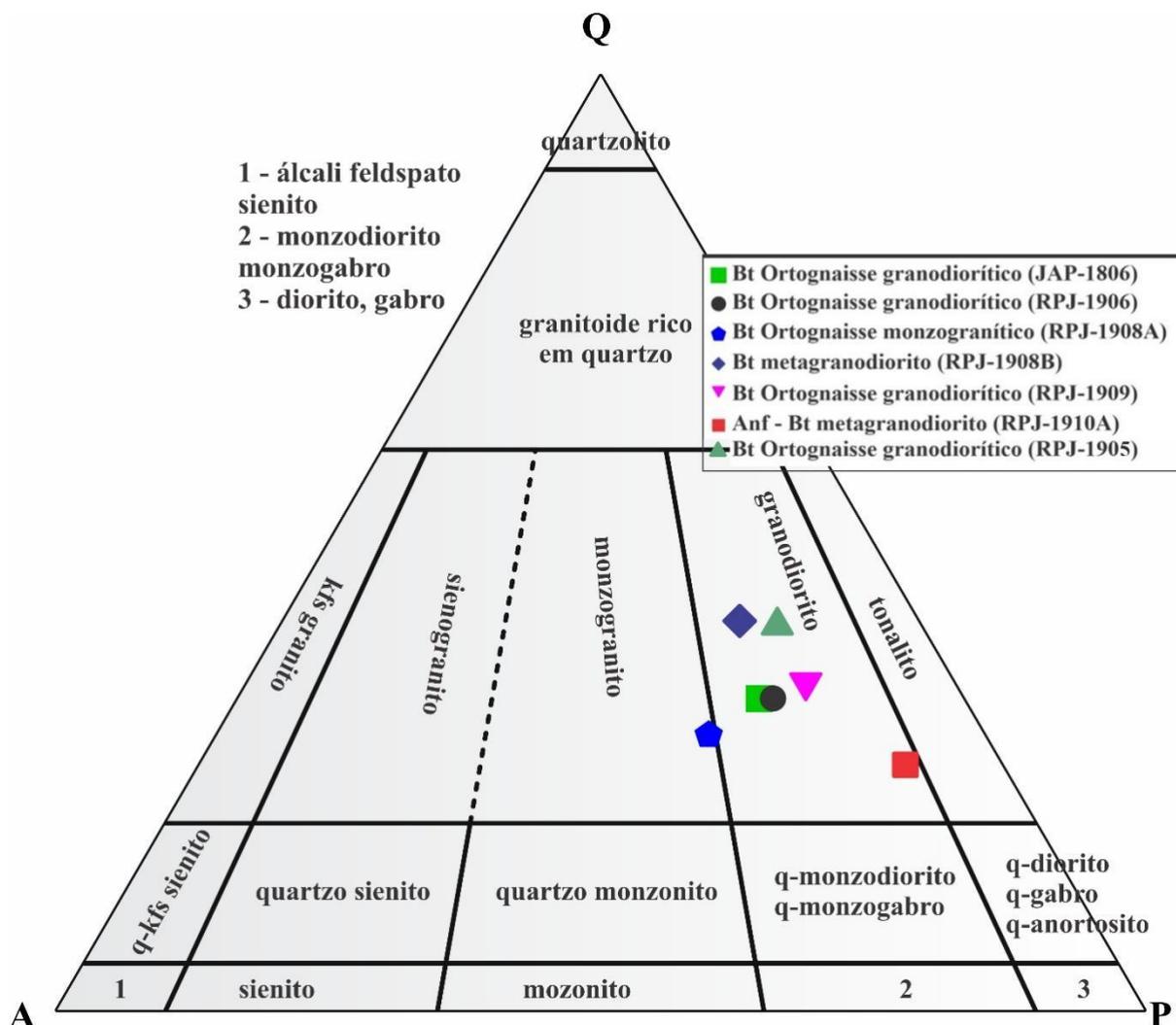


Figura 23- Diagrama de classificação petrográfica Q-A-P das rochas do limite entre o Domínio Lourenço e Bloco Amapá na área de trabalho, segundo as recomendações da IUGS (Le Maitre 2002).

5.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS

Foram realizadas análises U-Pb sistemáticas em zircões de cinco amostras de rocha referentes as unidades alvo deste estudo: três amostras de biotita ortognaisse granodiorítico (JAP-1806, RPJ-1905, RPJ-1906) ocorrentes na área de cartografia do Gnaisse Porfírio; uma amostra de biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909) e uma amostra de Anfíbólio - biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) ocorrentes no âmbito da unidade Metagranitoide Pedra do Meio (2,60 Ga).

Os dados isotópicos U-Pb obtidos por LA-ICP-MS foram plotados em diagramas Concórdia U-Pb e foram também calculadas as médias ponderadas das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Por se tratar de cristais de rochas antigas foram utilizadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em conformidade com a metodologia descrita por Spencer *et al.* (2016). Previamente ao cálculo das idades foram

levados em consideração critérios avaliativos como a verificação do conteúdo de Pb comum, erros das razões isotópicas e percentual de discordância para selecionar os pontos analíticos a serem usados nos cálculos de idade. Foram considerados os critérios de teor de Pb comum ($f_{206} > 0,006$) e/ou incerteza na razão $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb} \geq 2\%$, bem como alto grau de discordância ($\pm 2\%$) entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para descartar as análises no cálculo das idades U-Pb. Para cada amostra, os zircões de referências analisados junto com os cristais da amostra também são apresentados, entretanto em algumas amostras foi utilizada a idade por intercepto superior.

5.2.1 Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906)

Os cristais de zircão do Biotita ortognaisse granodiorítico, de maneira geral, apresentam cor castanho escuro, pouco translúcidos e límpidos, com dimensões entre 175 e 225 μm , são predominantemente subédricos (prismas curtos na proporção 1: 1,9-2,29) e subordinadamente anédricos (arredondados na proporção 1: 1,4), as imagens catodoluminescência obtidas por MEV revelaram uma população que agrupa cristais heterogêneos, com núcleos homogêneos e bordas apresentando crescimento concêntrico (Figura 24).

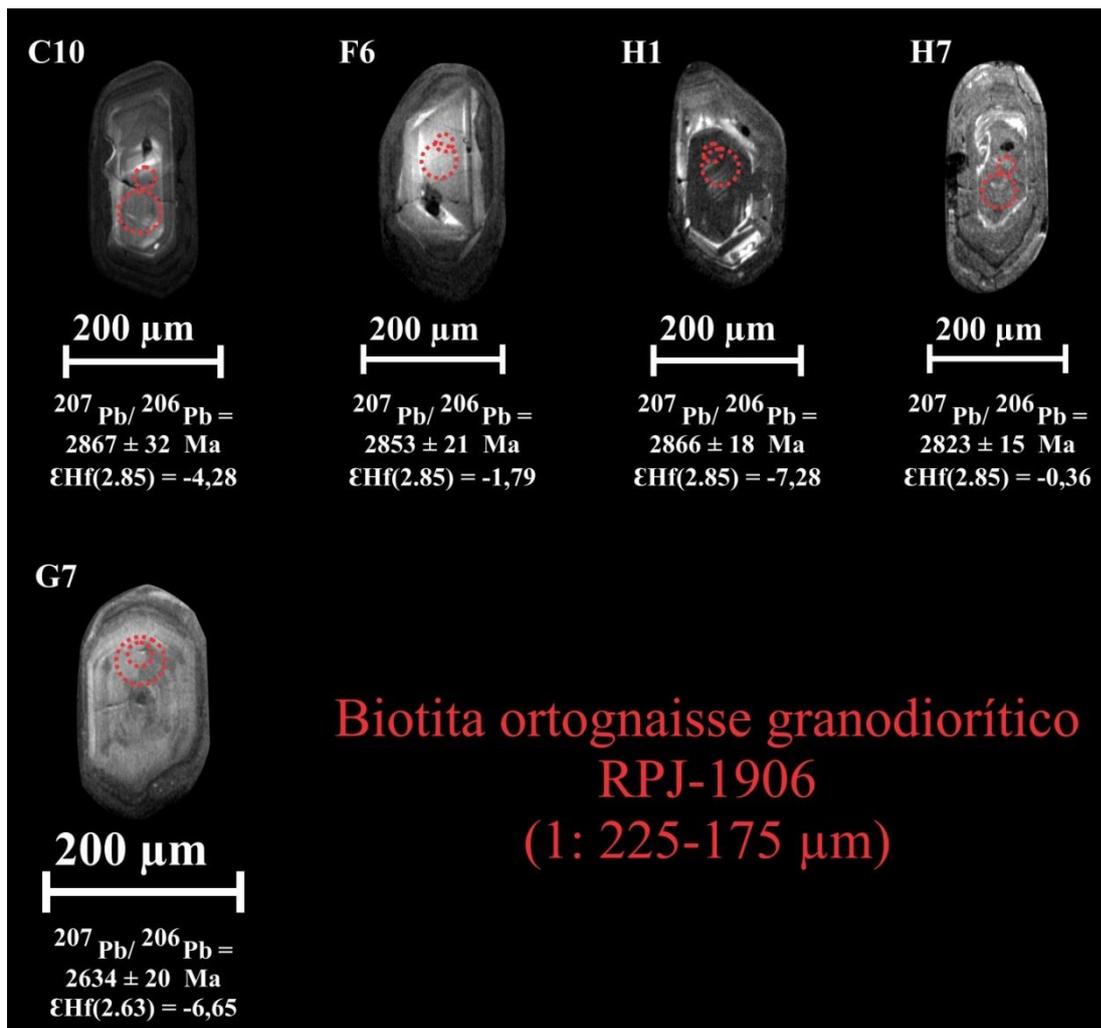


Figura 24- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão representativos da amostra RPJ-1906.

Foram realizadas 52 análises em 52 cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 14 e 727 ppm e razão Th/U variando entre 0,01 e 1,01 (Tabela A1 do material suplementar).

Os dados de 7 cristais (C10, F6, H1, H7, I9, I10 e J2) forneceram uma idade por intercepto superior de 2845 ± 15 Ma e MSWD = 1,6 (Figura 25A). Quatro destes cristais (C10, F6, H1 e H7) forneceram uma idade concordante de 2850 ± 16 Ma e MSWD = 1,09 (Figura 25B) e com média ponderada de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2846 ± 36 Ma e MSWD = 1,3 (Figura 25C). Um cristal concordante (G7) apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ neoarqueana de 2634 ± 20 M. As Figuras 25D e 25E mostram as idades do padrão e subpadrão utilizados GJ-1 e BB, respectivamente.

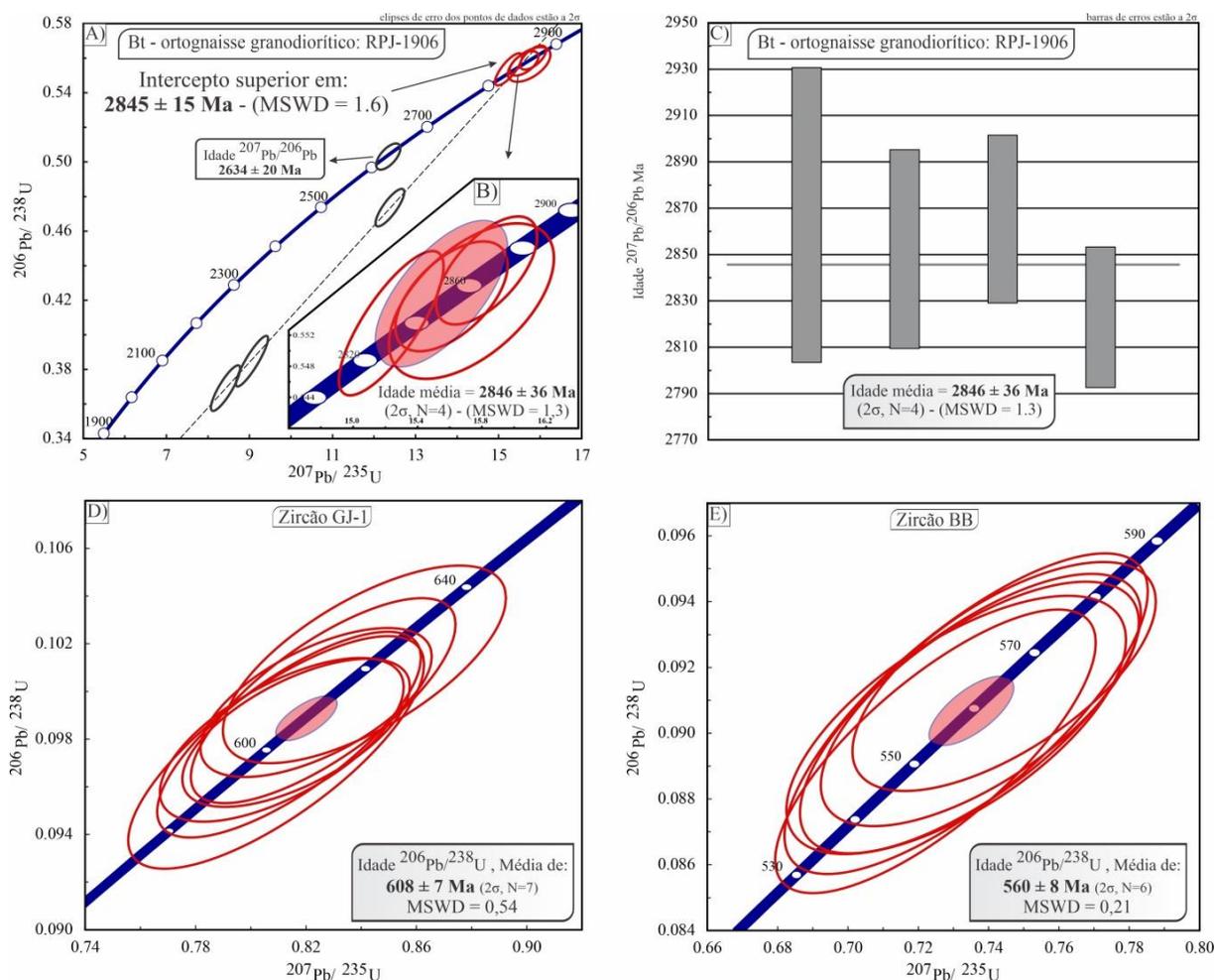


Figura 25- Diagrama Concórdia U-Pb da amostra RPJ-1906. (A) Diagrama Concórdia mostrando idades por intercepto superior, as elipses em vermelho representam os dados utilizados em cálculos e idade concordante e média; (B) Diagrama Concórdia; (C) Diagrama de idade média; (D) e (E) Diagramas Concórdia mostrando os resultados obtidos para os dois zircões de referência (GJ-1 e BB) analisados juntos aos zircões da amostra.

5.2.2 Anfibólio – biotita metagranodiorito (RPJ-1910A)

Os cristais de zircão são anédricos (arredondados com proporção variando entre 1: 1,13 e 1: 2) e subédricos (prismas curtos com proporção entre 1: 2,43 e 1: 2,60), de cor castanho escuro, dimensões entre 225 e 175 μm , são pouco translúcidos e límpidos, com fortes indícios de metamictização. As imagens de catodoluminescência obtidas por MEV revelaram duas populações principais, a primeira e mais representativa agrupa cristais heterogêneos, com núcleos homogêneos e bordas apresentando crescimento concêntrico fraturadas, subordinadamente ocorrem cristais homogêneos (Figura 26). Foram realizadas 45 análises em 44 cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 8 e 1516 ppm e razão Th/U entre 0,19 e 1,61 (Tabela A2 do material suplementar).

Os dados obtidos a partir de 11 cristais (A10, B8, B9, C10, D6, D8, E1, E8, F7 G10 e H10) permitiram calcular uma idade por intercepto superior de $2655 \pm 16 \text{ Ma}$ com MSWD de

2,2 (Figura 27A) dos quais, excetuando o cristal C10, dez cristais forneceram uma idade concordante de $2656 \pm 9,6$ Ma e MSWD de 0,27 como mostrado na (Figura 27B). Estes mesmos cristais forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2654 ± 12 Ma com MSWD de 1,04 (Figura 27C). Dois cristais concordantes (B10 e F8) forneceram uma idade concordante de $2592 \pm 7,1$ com MSWD de 0,087 (Figura 27D) e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2594 ± 35 Ma com MSWD de 0,030 (Figura 27E). Dois outros cristais concordantes (C7 e B3) apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ menor de 2500 ± 23 Ma e 2251 ± 33 Ma, respectivamente. As figuras 28F e 28G apresentam os dados dos zircões GJ-1 e BB utilizados com referência.

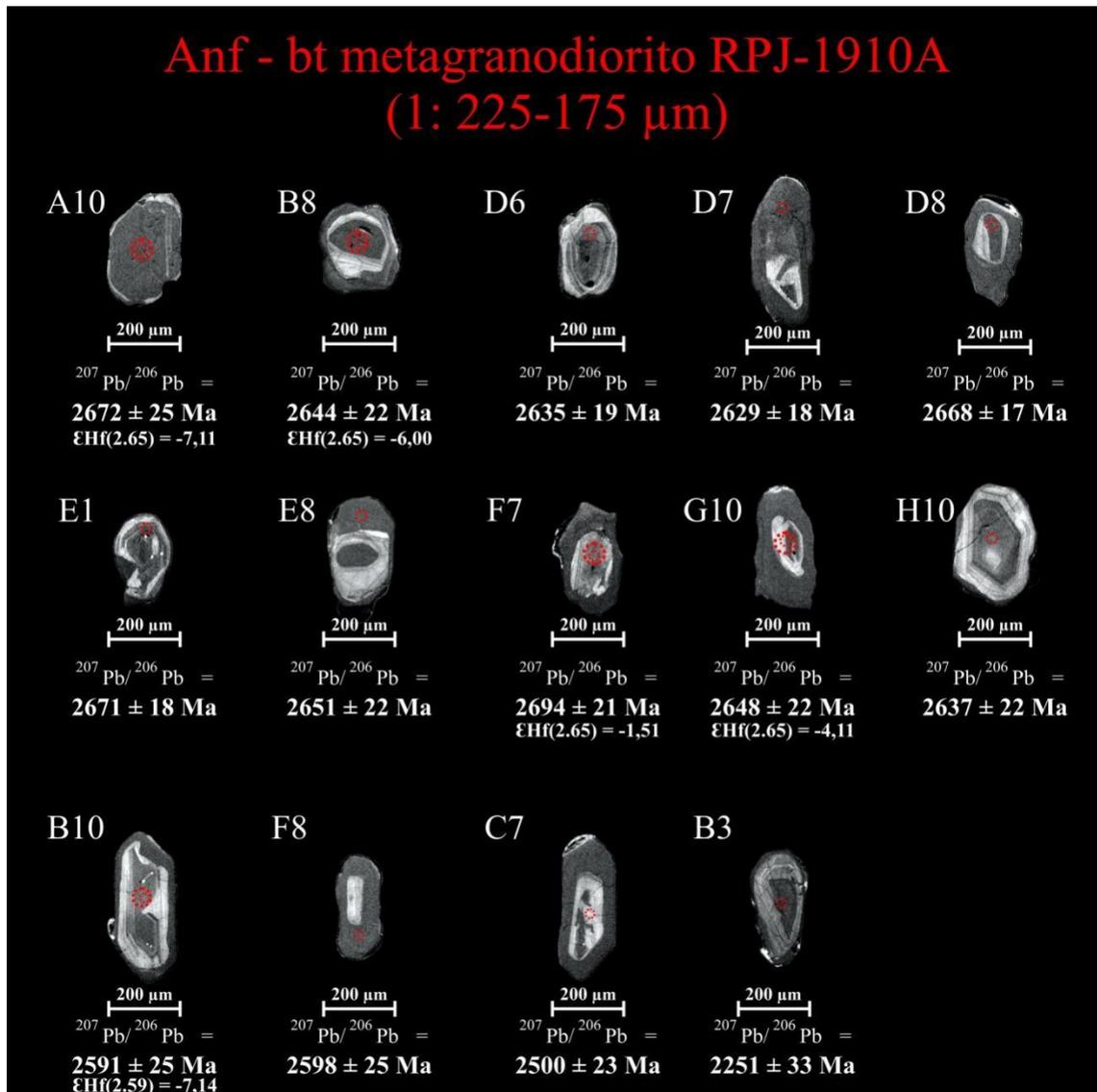


Figura 26- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão representativos da amostra RPJ-1910A.

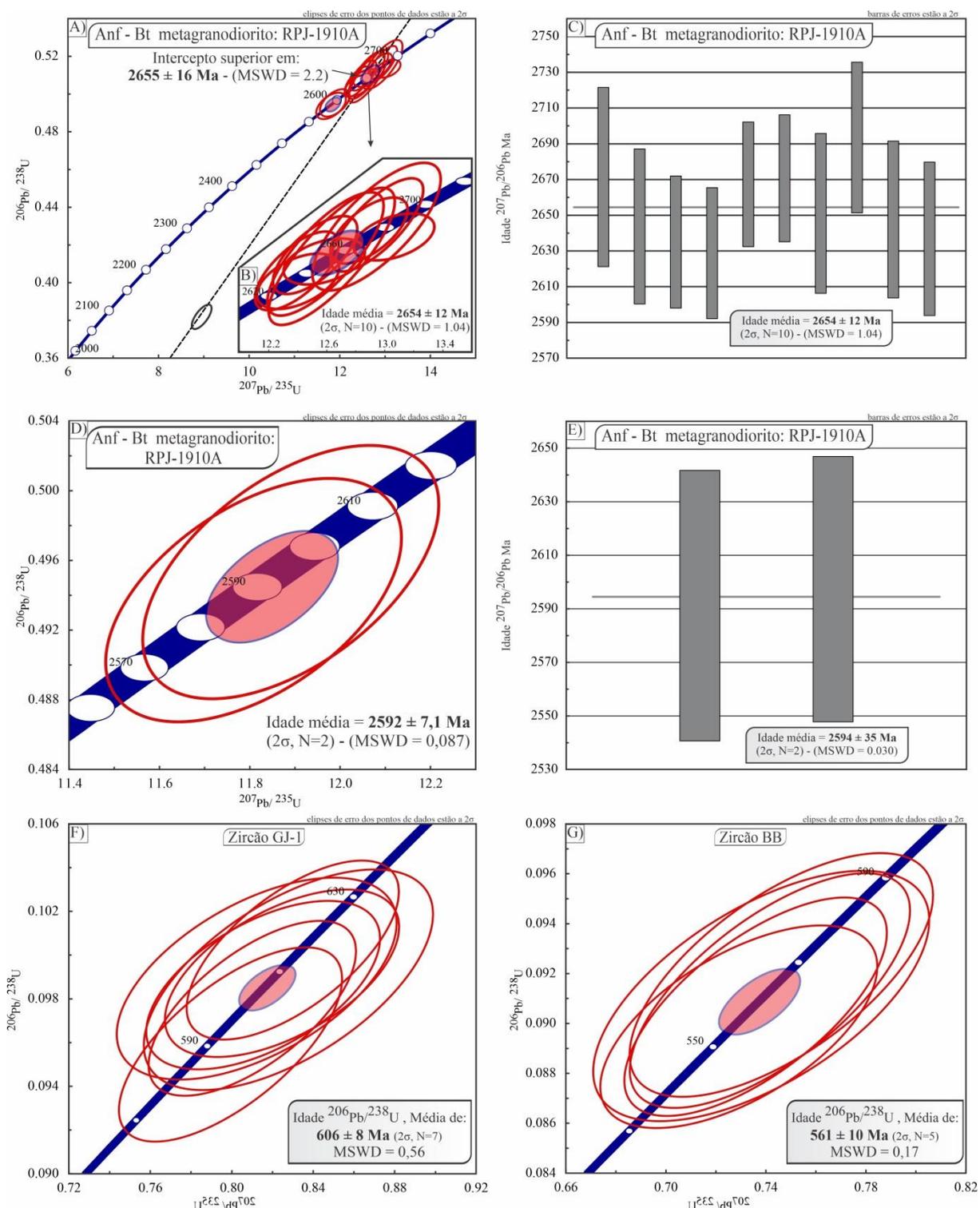


Figura 27- Diagrama concórdia U-Pb da amostra RPJ-1910A. (A) Diagrama Concórdia mostrando idades por intercepto superior, as elipses em vermelho representam os dados utilizados em cálculos e idade concordante e média; (B) Diagrama Concórdia; (C) Diagrama de idade média; (D) Diagrama Concórdia de cristais mais jovens; (E) Diagrama de idade média; (F) e (G) Diagramas Concórdia mostrando os resultados obtidos para os dois zircões de referência (GJ-1 e BB) analisados juntos aos zircões da amostra.

5.2.3 Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909)

Os cristais de zircão do Biotita ortognaisse granodiorítico apresentam, de maneira geral, cor marrom escuro, pouco translúcidos e límpidos, são consideravelmente metamícticos são predominantemente subédricos (prismas longos na proporção 1: 3,3) e em menor proporção subédricos (subarredondados com proporção de 1: 1,81-2,4), com dimensões entre 125 e 175 μm . As imagens de catodoluminescência obtidas por MEV revelaram uma população principal que agrupa cristais heterogêneos, com núcleos heterogêneos e bordas apresentando zoneamento oscilatório (Figura 28).

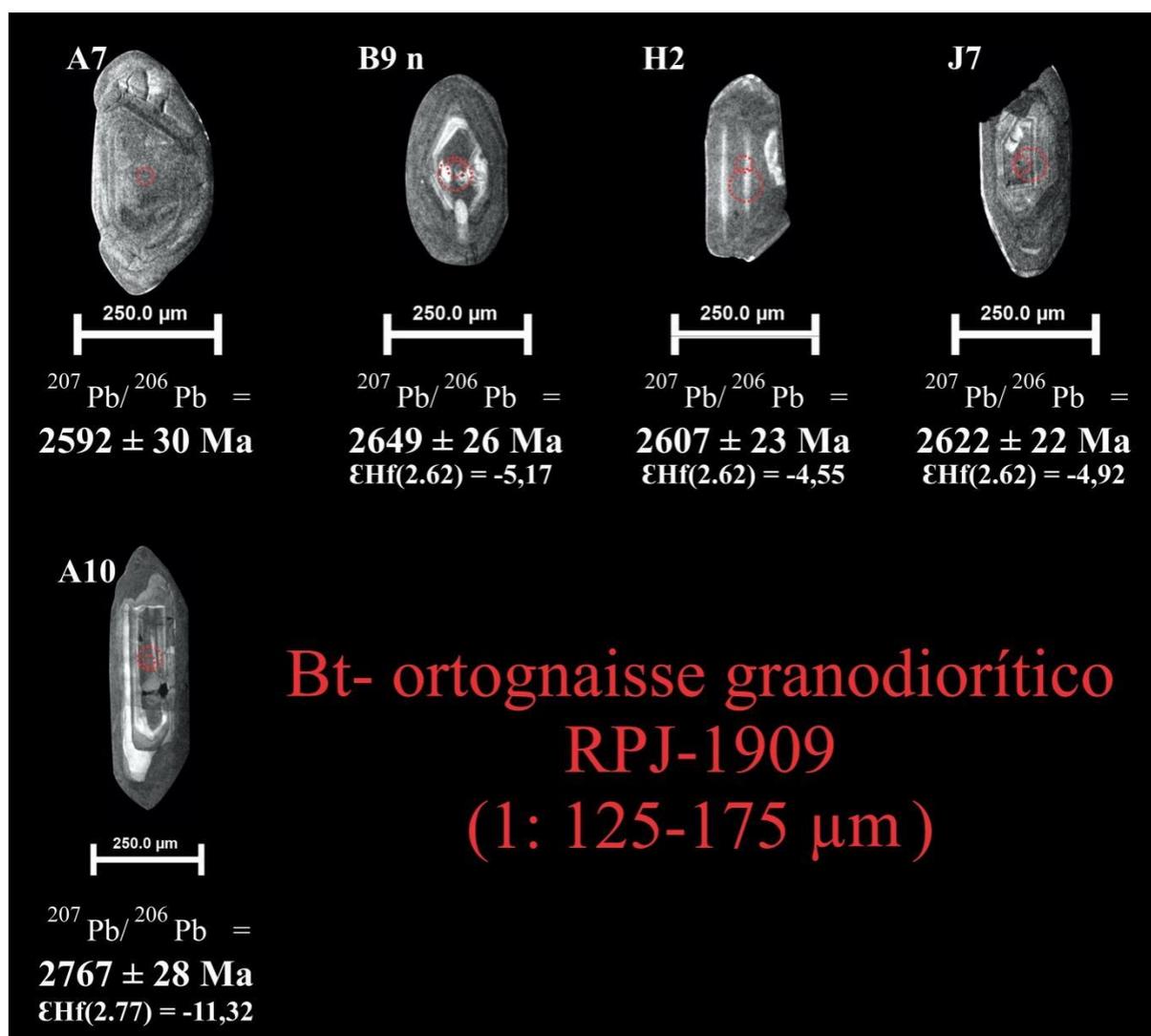


Figura 28- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra RPJ-1909.

Foram realizadas 43 análises em 34 cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 12 e 1847 ppm e razão Th/U entre 0,05 e 4,78 (Tabela A3 do material suplementar). Os dados de 5 cristais (A7, A8, B9, H2 e J7) forneceram uma idade por intercepto superior de 2632 ± 28

Ma com MSWD = 0,93 (Figura 29A), três destes cristais concordantes (A7, B9 e H2) forneceram uma idade concordante de 2619 ± 34 Ma (MSWD = 0,026) de acordo com a Figura 29B. Estes mesmos cristais fornecem uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2618 ± 31 Ma e MSWD = 1,15 (Figura 29B e 29C). Um cristal concordante (A10) se destaca com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2767 ± 28 Ma. As Figuras 29D e 29E mostram as idades dos zircões utilizados como padrão e subpadrão utilizados GJ-1 e BB, respectivamente.

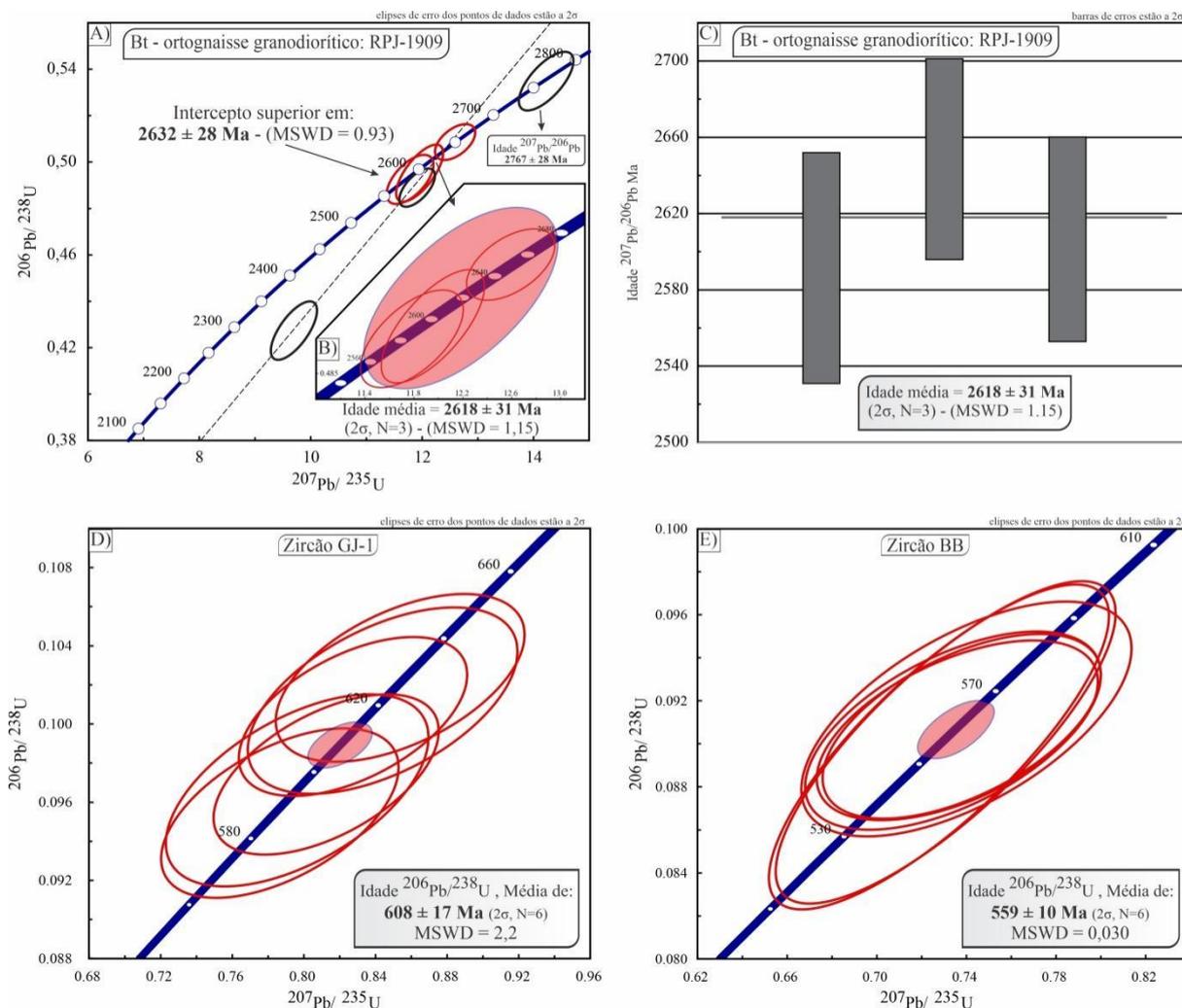


Figura 29- Diagrama concórdia U-Pb da amostra RPJ-1909. (A) Diagrama Concórdia mostrando idades por intercepto superior, as elipses em vermelho representam os dados utilizados em cálculos e idade concordante e média; (B) Diagrama Concórdia; (C) Diagrama de idade média; (D) e (E) Diagramas Concórdia mostrando os resultados obtidos para os dois zircões de referência (GJ-1 e BB) analisados juntos aos zircões da amostra.

5.2.4 Biotita ortognaisse granodiorítico (JAP-1806)

Os cristais de zircão do Biotita ortognaisse granodiorítico apresentam, de maneira geral, cor marrom escuro, pouco translúcidos e límpidos, são euédricos em prismas curtos na proporção 2:1, prismas alongados na proporção 3:1 e subédricos (arredondados com proporção de 1:1,8) de dimensões entre 125 e 180 μm . As imagens de elétrons retroespalhados obtidas por

MEV revelaram duas populações principais, a primeira e mais representativa agrupa cristais heterogêneos, com núcleos homogêneos e bordas apresentando crescimento concêntrico fraturadas e a segunda agrupa cristais homogêneos também fraturados (Figura 30), comumente, apresentam alta porosidade e feições metamórficas. Foram realizadas 46 análises em 45 cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 44,53 e 618,94 ppm e razão Th/U entre 0,02 e 0,82 (Tabela A4 do material suplementar).

Os dados de 8 cristais (A5, B4, B7, C4, C5, D7, J2 e J6) forneceram uma idade por intercepto superior de 2618 ± 17 Ma e MSWD = 0.84 (Figura 31A), 5 destes cristais são concordantes (A5, C4, C5, D7 e J2) e forneceram idade concordante de 2622 ± 5 Ma e MSWD = 0,37 (Figura 31B), com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2618 ± 22 Ma (MSWD = 0,71) de acordo com a Figura 31C.

Outros 9 cristais (A2, D6, E3, E5, E7, E9, G2, J5 e J6) forneceram uma idade por intercepto superior mais antiga de 2719 ± 20 Ma - MSWD = 0,78 (Figura 31A), 3 destes cristais (D6, E7 e E9) forneceram uma idade Concórdia de 2719 ± 7 Ma (MSWD = 0,42) com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2714 ± 31 Ma - MSWD = 0,16 (Figura 31D e 31E, respectivamente). Dois outros cristais (E8 e F7) apresentam idades neoarqueanas e fornecem uma idade média de 2522 ± 40 Ma - MSWD = 0,73, (Figura 31A). Por fim um cristal (B7) apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2082 ± 27 Ma e um cristal (J7) apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2887 ± 27 Ma. As Figuras 31F e 31G mostram as idades dos zircões de referência GJ-1 e BB utilizados durante a sessão analítica.



Figura 30- Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra JAP-1806.

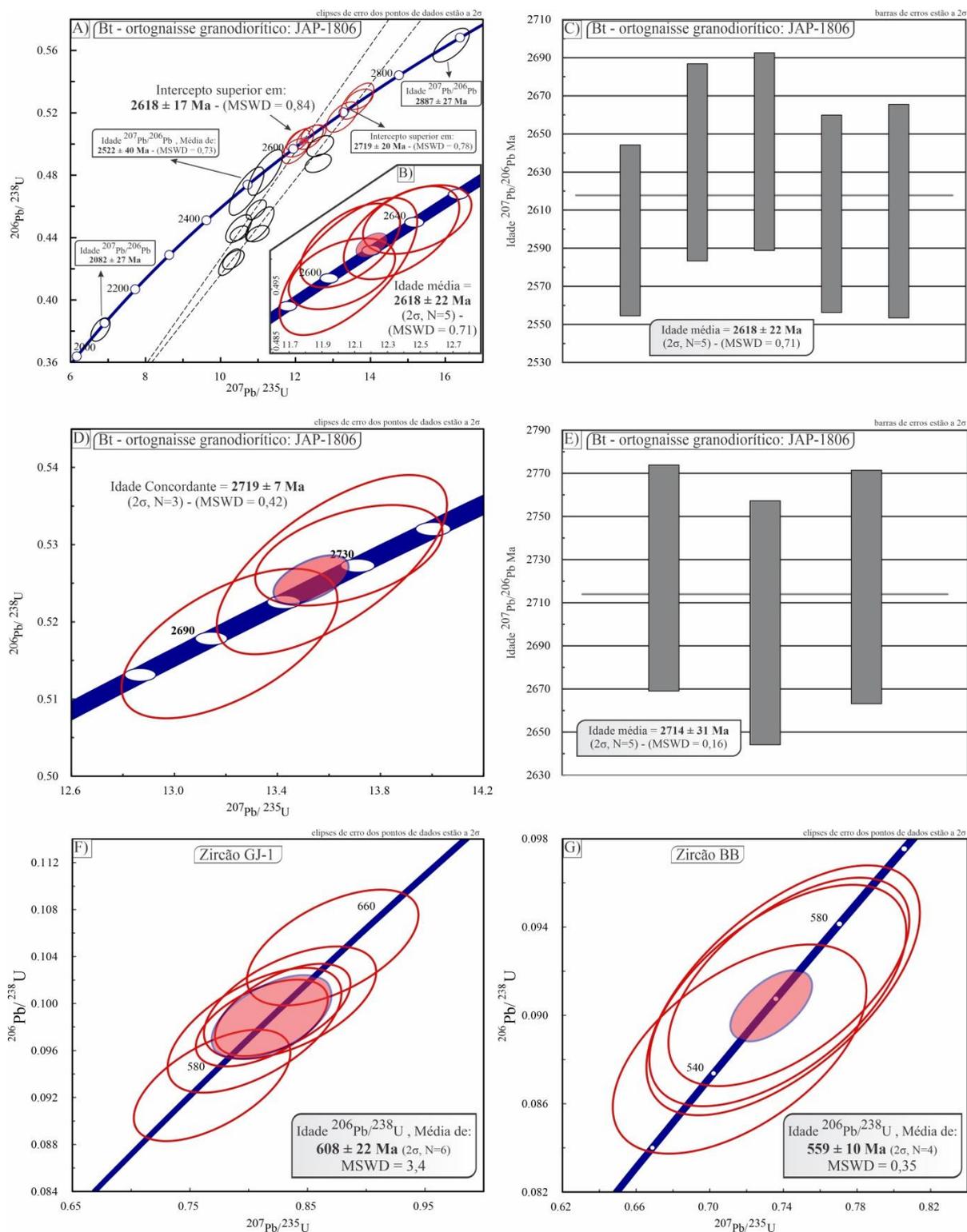


Figura 31- Diagrama concórdia U-Pb da amostra JAP-1806. (A) Diagrama Concórdia mostrando idades por intercepto superior, as elipses em vermelho representam os dados utilizados em cálculos e idade concordante e média; (B) Diagrama Concórdia; (C) Diagrama de idade média; (D) Diagrama Concórdia para cristais com idades mais antigas; (E) Diagrama de idade média; (F) e (G) Diagramas Concórdia mostrando os resultados obtidos para os dois zircões de referência (GJ-1 e BB) analisados juntos aos zircões da amostra.

5.2.5 Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905)

Os cristais de zircão do Biotita ortognaisse granodiorítico apresentam, de maneira geral, cor marrom escuro, são pouco translúcidos e límpidos, são euédricos (prismas alongados na proporção 1: 3-3,46) e subédricos (subarredondados com proporção de 1:2-2,90), castanhos e com dimensões entre 175 e 225 μm , as imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV revelaram duas populações principais, a primeira e mais representativa agrupa cristais heterogêneos, com núcleos homogêneos e bordas apresentando crescimento concêntrico e a segunda agrupa cristais homogêneos, comumente apresentam alta porosidade e feições metamícticas (Figura 32). Foram realizadas 45 análises em 40 cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 5,1 e 1439,9 ppm e razão Th/U entre 0,03 e 2,57 (Tabela A5 do material suplementar).

Os dados de 9 cristais (A5, A9, B8, B10, C5, D1, D6, E1 e F9) forneceram uma idade por intercepto superior de 2094 ± 20 Ma com $\text{MSWD} = 1,01$ (Figura 33A), 6 destes cristais (A5, A9, B10, D1, E1 e F9) forneceram uma idade concordante de 2111 ± 19 Ma ($\text{MSWD} = 3,4$) como mostrado na Figura 33B. Estes mesmos cristais forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2096 ± 24 Ma ($\text{MSWD} = 0,75$) de acordo com a Figura 33C. 3 cristais concordantes e subconcordantes (B2, B4 e C10) apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ neoarqueanas e paleoarqueana de 2798 Ma, 2626 Ma e 3223 Ma, respectivamente, como mostrado no diagrama da Figura 33A. As Figuras 33D e 33E mostram as idades dos zircões de referência GJ-1 e BB utilizados durante a sessão analítica.

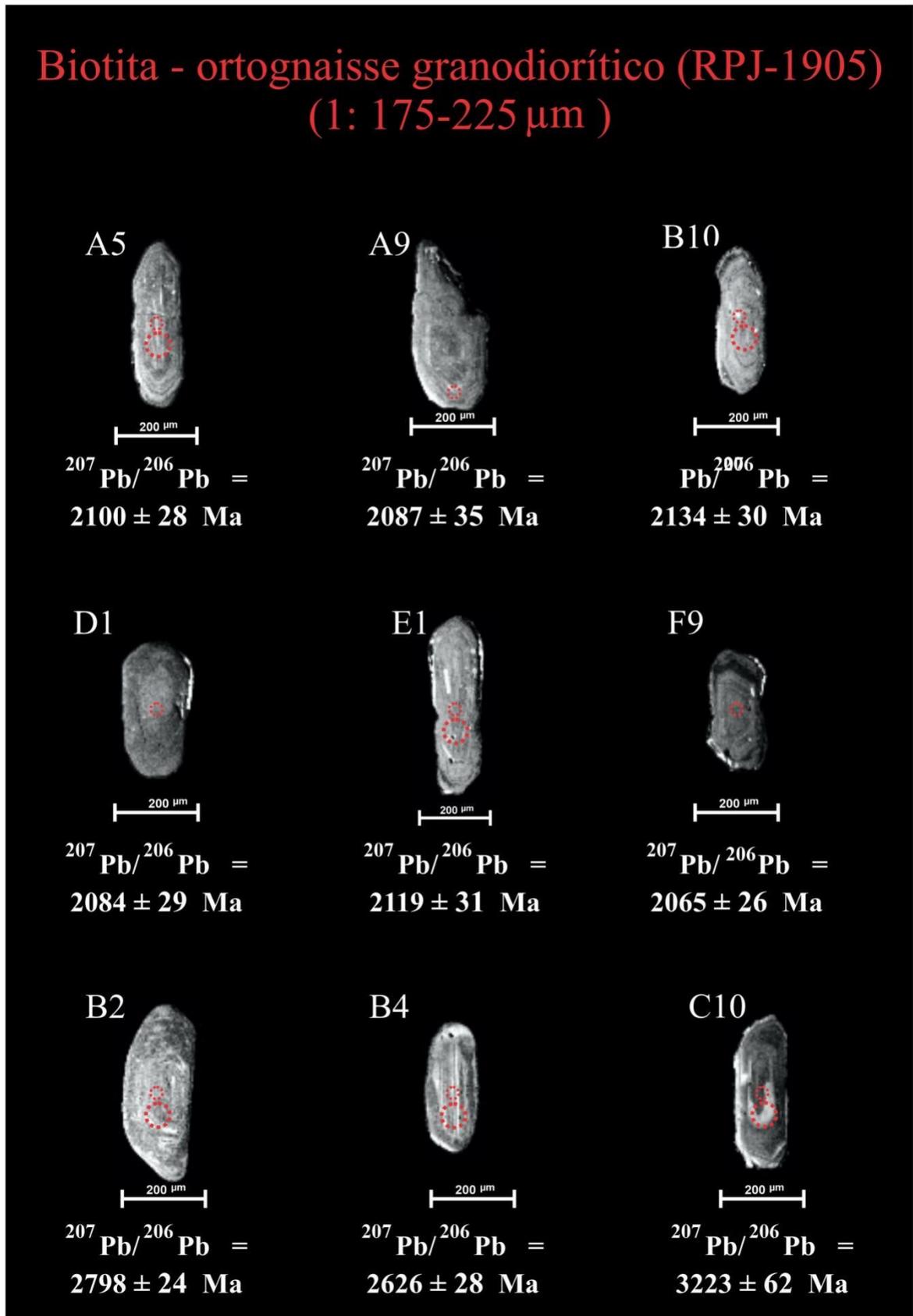


Figura 32- Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão representativos da amostra RPJ-1905.

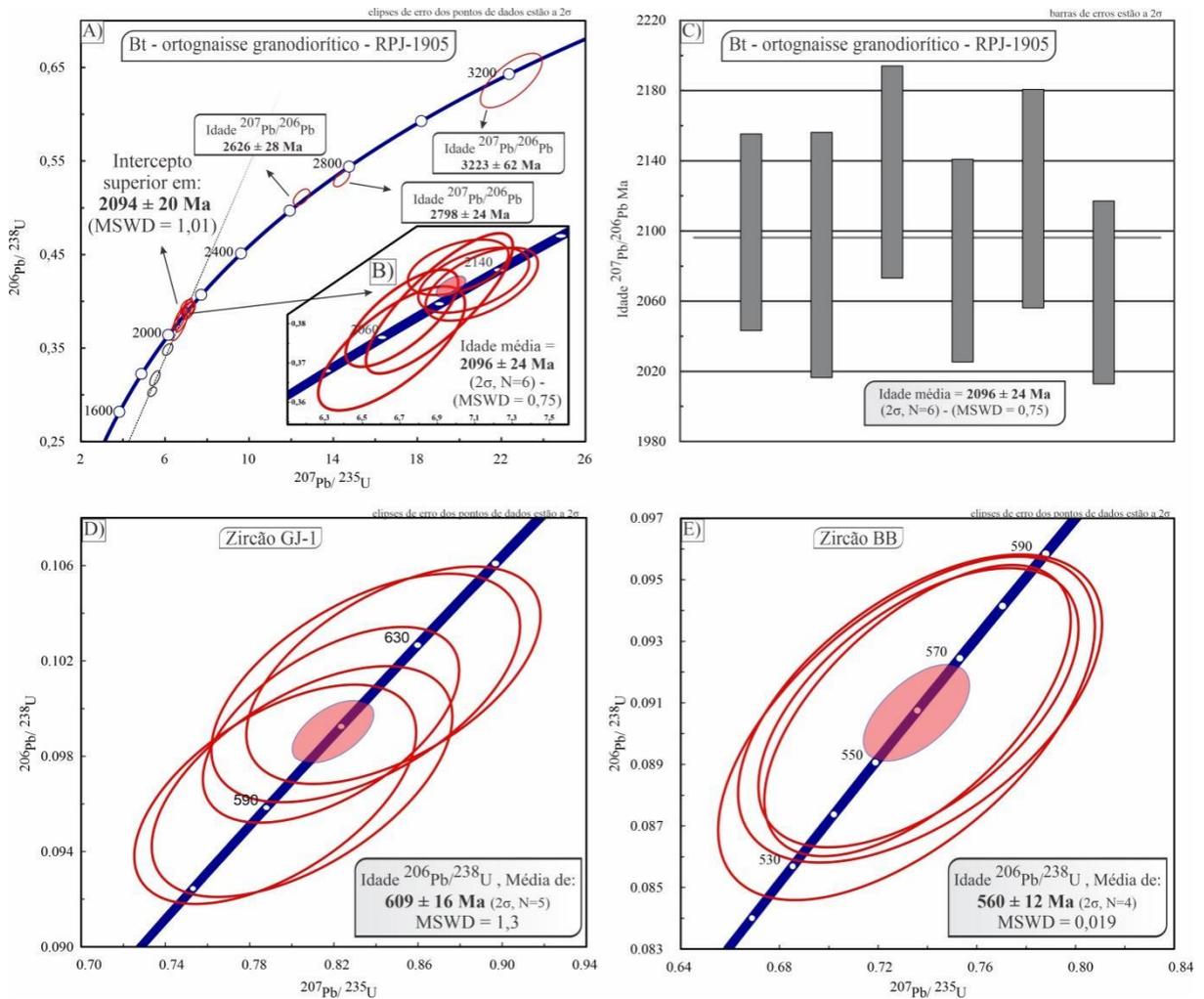


Figura 33- Diagrama concórdia U-Pb da amostra RPJ-1905. (A) Diagrama Concórdia mostrando idades por intercepto superior, as elipses em vermelho representam os dados utilizados em cálculos e idade concordante e média; (B) Diagrama Concórdia; (C) Diagrama de idade média; (D) e (E) Diagramas Concórdia mostrando os resultados obtidos para os dois zircões de referência (GJ-1 e BB) analisados juntos aos zircões da amostra.

5.3 GEOQUÍMICA ELEMENTAL

As análises geoquímicas foram realizadas em sete amostras coletadas nas etapas de campo de 2018 e 2019, que subsequentemente foram tratados em software adequado (GCD-kit) e interpretados. Além das amostras datadas, uma amostra de um Biotita ortognaisse monzogranítico (RPJ-1908A) e de um Biotita metagranodiorito (RPJ-1908B) também foram alvo de estudos geoquímicos e constam abaixo. A datação dessas duas amostras ainda não foi concluída em tempo hábil desta dissertação, porém dados U-Pb preliminares permitiram estimar uma idade de 2,65 Ga para ambas e considerá-las como pertencentes ao Complexo Guianense. Ressalta-se que as amostras de maneira geral apresentam baixos valores de perda ao fogo ($\leq 0,89$) o que indicam rochas não alteradas, excetuando-se a amostra RPJ-1910A que apresenta um valor de 1,61.

Portanto, dentre as sete amostras analisadas, uma é um Biotita ortognaisse granodiorítico com idade de 2845 ± 36 Ma (RPJ-1906), considerado representativo do Complexo Tumucumaque, cinco são referentes a ortognaisse granodioríticos e metagranodioritos datados e/ou com idades estimadas neoarqueanas entre $\sim 2,65$ e $\sim 2,62$ Ga e considerados como representativos do Complexo Guianense: (i) Anfibólio-biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) com idade de 2654 ± 12 Ma; (ii) Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909) com idade de 2618 ± 31 Ma; (iii) Biotita ortognaisse granodiorítico (JAP-1806) com idade de 2618 ± 22 Ma; (iv) Biotita ortognaisse monzogranítico com idade estimada em 2,65 Ga; e (v) Biotita metagranodiorito também com idade estimada em 2,65 Ga. Por fim a sétima amostra é do Biotita ortognaisse granodiorítico que forneceu idade riaciana de 2096 ± 24 Ma. Por serem rochas formadas em episódios magmáticos distintos (i.e. mesoarqueano, neoarqueano e riaciano), as características geoquímicas serão apresentadas separadamente. Foram adicionados dados geoquímicos de 5 amostras de rochas arqueanas analisadas por Pinto (2020) para efeito de comparação com as rochas deste trabalho que apresentaram idades meso e neoarqueanas. Essas amostras são também da porção norte do bloco Amapá e representativas das unidades arqueanas: ortognaisse tonalíticos do Complexo Tumucumaque ($\sim 2,85$ Ga – 2 amostras), um ortognaisse tonalítico e outro granodiorítico do Complexo Guianense ($\sim 2,69$ - $2,65$ Ga – 2 amostras) e um leucomonzogranito do Granito Mungubas ($\sim 2,65$ Ga – 1 amostra) para efeito de comparação com as rochas deste trabalho que apresentaram idades meso e neoarqueanas. Por outro lado, os dados geoquímicos de Barreto *et al.* (2013) e Vianna *et al.* (2020) que tratam de granitoides riacianos sin-colisionais a tardi-orogênicos foram adicionados para efeito de

comparação com o ortognaisse granodiorítico riaciano deste trabalho (amostra RPJ 1905). Os dados geoquímicos estão apresentados na tabela 6 e 7.

5.3.1 Geoquímica Elemental das unidades arqueanas

Os ortognaisses granodioríticos e tonalíticos mesoarqueanos do Complexo Tumucumaque são rochas ácidas apresentando altos teores de SiO_2 (73-75%), baixos teores de CaO (1,57-1,78%), teores médios a elevados de K_2O (2,86-3,22%) e elevados teores de Na_2O (4,01-4,65%). As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são elevadas (0,64-0,85) e o número de Mg – Mg# varia entre 0,29 e 0,39. Os ortognaisses e metagranodiorito neoarqueanos do Complexo Guianense também são rochas ácidas com teores de SiO_2 entre 70 e 74%, excetuando se o anfibólio-biotita granodiorito com teor de SiO_2 de 58,1%. Os teores de CaO são maiores que nas amostras do Complexo Tumucumaque (1,90-2,21%) e os teores de K_2O apresentam maiores variações no intervalo entre 1,96 e 3,71%. Os teores de Na_2O variam entre 3,17 e 4,58%, com a maioria das amostras apresentando teores menores que as amostras mesoarqueanas. Consequentemente as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ fornecem valores mais elevados no intervalo de 0,85 a 0,98, excetuando-se um valor bem menor de 0,43 para a amostra JAP 18-06. O valor de Mg# varia entre 0,31 e 0,43. A amostra de composição intermediária se destaca das outras amostras pelos altos teores de CaO (3,87%) e Na_2O (5,38%) e valor de Mg# de 0,31, similar às outras amostras, porém com alto teor de Mg (1,63%). Por sua vez, a amostra do Granito Mungubas, quando comparado às outras amostras, apresenta mais alto teor de SiO_2 (75%), K_2O (4,5%) e mais baixo de CaO (0,92%), teor de Na_2O (3,57%) comparável às amostras do Complexo Guianense, com maior razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,26) e menor valor de Mg# (0,14) de todas as amostras investigadas (Tabela 6).

Tabela 6- Dados geoquímicos das unidades arqueanas. Os elementos maiores estão expressos em % em peso e os elementos traço em ppm. *Fe-index*¹: $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$; *Mg#*: $[\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeOt})]$ molecular. ¹ representam amostras deste trabalho e ² amostras de Pinto (2020).

(continua)						
Amostra	RPJ-1906 ¹	CA17A-2018 ²	CA17A ²	RPJ-1910A ¹	JAP-02A ²	SJJ08 ²
Unidade	Complexo Tumucumaque			Complexo Guianense		
Idade	2846 ± 36 Ma	2842 ± 59 Ma	2849 ± 6 Ma	2654 ± 12 Ma	2651 ± 18 Ma	2651 Ma
Litologia	Ortognaisse gdr	Ortognaisse ton	Ortognaisse ton	Anf - Bt gdr	Ortognaisse gdr	Ortognaisse ton
SiO ₂	73,40	75,00	73,08	58,10	74,00	69,90
TiO ₂	0,27	0,21	0,17	0,74	0,29	0,43
Al ₂ O ₃	13,95	14,60	14,90	18,85	13,25	14,95
Fe ₂ O ₃	1,75	1,48	1,77	7,14	2,23	3,57
FeOt	1,57	1,33	1,59	6,42	2,01	3,21
MnO	0,04	0,03	0,03	0,15	0,04	0,06
MgO	0,56	0,44	0,37	1,63	0,82	1,20
CaO	1,78	1,63	1,57	3,87	1,90	2,21
Na ₂ O	4,01	4,47	4,65	5,38	3,51	3,75
K ₂ O	3,22	2,86	3,00	2,78	3,32	3,17
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,08	0,58	0,08	0,11
LOI	0,69	0,73	0,25	1,61	0,69	0,85
TOTAL	99,56	101,67	99,87	100,11	100,27	100,20
Ba	817	1000,00	847,89	1075	993,00	1125,00
Sr	475	402,00	263,49	785	336,00	294,00
Rb	98	154,50	168,92	112,5	150,50	141,50
Zr	125	151,00	143,60	772	156,00	244,00
Y	8,8	6,00	8,86	20,2	20,30	35,00
Hf	3,6	4,00	3,80	18,1	4,60	6,30
Nb	4,8	7,20	7,39	7,9	9,80	13,50
Ta	0,6	1,70	1,48	0,6	0,80	0,70
Ni	---	---	8,12	---	---	---
U	1,4	1,36	3,33	2,55	1,01	2,15
V	28	5	8,35	86	31	56
Th	12,9	10,55	18,51	23	19,20	18,45
Zn	---	---	51,73	---	---	---
Ga	19,6	19,40	18,44	31,1	19,00	24,70
La	34,8	35,00	44,65	118	65,40	112,50
Ce	62,5	57,20	74,68	201	102,00	212,00
Pr	6,46	5,82	6,96	20,8	11,50	23,50
Nd	20,3	16,50	22,24	69,8	33,80	78,90
Sm	3,24	2,78	3,32	10,45	6,31	13,45
Eu	0,8	0,69	0,72	2,58	0,87	2,31
Gd	2,41	1,97	2,07	7,08	5,04	8,78
Tb	0,35	0,22	0,31	0,85	0,79	1,29
Dy	1,82	1,32	1,72	4,49	4,68	6,63
Ho	0,31	0,21	0,32	0,74	0,88	1,26

(continuação)

Er	0,77	0,54	0,85	1,96	2,70	3,39
Tm	0,11	0,14	0,13	0,25	0,36	0,45
Yb	0,45	0,68	0,95	1,44	1,75	2,83
Lu	0,08	0,09	0,14	0,2	0,20	0,39
ΣETR	134,4	123,16	159,06	439,64	236,28	467,68
A/CNK	1,05	1,09	1,08	1,00	1,03	1,10
Mg#	0,39	0,37	0,29	0,31	0,42	0,40
Rb/Sr	0,21	0,38	0,64	0,14	0,45	0,48
Sr/Ba	0,58	0,40	0,31	0,73	0,34	0,26
Sr/Y	53,98	67,00	29,74	38,86	16,55	8,40
Nb/Ta	8,00	4,24	5,00	13,17	12,25	19,29
Fe-index¹	0,74	0,75	0,81	0,80	0,98	0,73
K₂O/Na₂O	0,80	0,64	0,65	0,52	0,95	0,85
(La/Yb)N	55,67	34,70	31,77	58,82	25,20	26,83
(La/Sm)N	6,94	7,92	8,47	7,30	6,52	5,27
(Gd/Yb)N	4,44	2,34	1,77	4,07	2,32	2,51
(Eu/Eu*)N	0,87	0,86	0,79	0,92	0,46	0,61
(Nb/Zr)N	0,61	0,76	0,82	0,16	1,00	0,88

Tabela 6 (Continuação) Dos dados geoquímicos das unidades arqueanas. Os elementos maiores estão expressos em % em peso e os elementos traço em ppm. Fe-index¹: FeOt / (FeOt+MgO); Mg#: [MgO/(MgO+FeOt)] molecular. 1 representam amostras deste trabalho e 2 amostras de Pinto (2020).

(continua)					
Amostra	RPJ-1908A¹	RPJ-1908B¹	RPJ-1909¹	JAP-1806¹	JAP-01A²
Unidade	Complexo Guianense			Granito Mungubas	
Idade	2,65 Ga estimada	2,65 Ga estimada	2618 ± 31 Ma	2618 ± 22 Ma	2651 ± 21 Ma
Litologia	Ortognaisse mzg	Bt metagranodiorito	Ortognaisse gdr	Ortognaisse gdr	Leucomonzogranito
SiO₂	72,20	72,70	70,30	71,80	75,60
TiO₂	0,44	0,50	0,36	0,34	0,06
Al₂O₃	14,00	14,30	14,45	15,30	12,90
Fe₂O₃	2,56	2,37	3,35	2,47	0,82
FeOt	2,30	2,13	3,01	2,22	0,74
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01
MgO	0,62	0,69	0,78	0,95	0,07
CaO	1,92	1,94	2,44	2,69	0,92
Na₂O	3,80	3,90	3,99	4,58	3,57
K₂O	3,71	3,70	3,06	1,96	4,50
P₂O₅	0,15	0,12	0,28	0,10	<0,01
LOI	0,75	0,65	0,80	0,89	0,41
TOTAL	99,92	100,66	99,50	100,86	98,93
Ba	1080	1035	792	672	446,00
Sr	351	343	456	662	135,50
Rb	106,5	109,5	89,3	72,9	194,00

(continuação)

Zr	288	251	183	126	66,00
Y	8,9	7,6	15,8	4,3	3,60
Hf	7,9	6,7	4,8	3,5	2,20
Nb	6,5	8,3	5,1	4,8	3,80
Ta	0,9	0,9	0,5	0,8	1,40
Ni	---	---	---	---	---
U	1,48	1,39	0,93	0,55	3,93
V	44	43	41	33	5
Th	24,7	20,5	22	4,43	28,00
Zn	---	---	---	---	---
Ga	19	19	21	21,7	18,20
La	86,9	55,2	65,3	28,8	10,60
Ce	154,5	96	118,5	50,3	20,30
Pr	15,6	9,74	12,15	5,34	2,16
Nd	46,6	30	38,7	17,1	6,60
Sm	5,9	4,39	6,44	2,53	1,33
Eu	1,47	1,39	1,4	0,75	0,44
Gd	3,54	2,91	5,19	1,39	0,98
Tb	0,39	0,35	0,64	0,18	0,14
Dy	2,03	1,64	3,34	0,83	0,81
Ho	0,32	0,28	0,57	0,15	0,14
Er	0,79	0,81	1,5	0,4	0,32
Tm	0,11	0,11	0,16	0,04	0,06
Yb	0,69	0,58	0,8	0,3	0,37
Lu	0,1	0,1	0,12	0,05	0,05
ΣETR	318,94	203,5	254,81	108,16	44,30
A/CNK	1,02	1,03	1,01	1,05	1,04
Mg#	0,32	0,36	0,31	0,43	0,14
Rb/Sr	0,30	0,32	0,20	0,11	1,43
Sr/Ba	0,33	0,33	0,58	0,99	0,30
Sr/Y	39,44	45,13	28,86	153,95	37,64
Nb/Ta	7,22	9,22	10,20	6,00	2,71
Fe-index[†]	0,79	0,76	0,79	0,70	0,91
K₂O/Na₂O	0,98	0,95	0,77	0,43	1,26
(La/Yb)N	90,35	68,09	58,67	68,72	19,31
(La/Sm)N	9,52	8,12	6,56	7,35	5,01
(Gd/Yb)N	4,24	4,14	5,38	3,82	2,14
(Eu/Eu*)N	0,98	1,19	0,74	1,56	1,13
(Nb/Zr)N	0,36	0,53	0,44	0,61	0,92

(continuação)

Amostra	RPJ-1908A¹	RPJ-1908B¹	RPJ-1909¹	JAP-1806¹	JAP-01A²
Unidade	Complexo Guianense			Granito Mungubas	
Idade	2,65 Ga estimada	2,65 Ga estimada	2618 ± 31 Ma	2618 ± 22 Ma	2651 ± 21 Ma
Litologia	Ortognaisse mzg	Bt metagranodiorito	Ortognaisse gdr	Ortognaisse gdr	Leucomonzogranito
SiO₂	72,20	72,70	70,30	71,80	75,60
TiO₂	0,44	0,50	0,36	0,34	0,06
Al₂O₃	14,00	14,30	14,45	15,30	12,90
Fe₂O₃	2,56	2,37	3,35	2,47	0,82
FeOt	2,30	2,13	3,01	2,22	0,74
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01
MgO	0,62	0,69	0,78	0,95	0,07
CaO	1,92	1,94	2,44	2,69	0,92
Na₂O	3,80	3,90	3,99	4,58	3,57
K₂O	3,71	3,70	3,06	1,96	4,50
P₂O₅	0,15	0,12	0,28	0,10	<0,01
LOI	0,75	0,65	0,80	0,89	0,41
TOTAL	99,92	100,66	99,50	100,86	98,93
Ba	1080	1035	792	672	446,00
Sr	351	343	456	662	135,50
Rb	106,5	109,5	89,3	72,9	194,00
Zr	288	251	183	126	66,00
Y	8,9	7,6	15,8	4,3	3,60
Hf	7,9	6,7	4,8	3,5	2,20
Nb	6,5	8,3	5,1	4,8	3,80
Ta	0,9	0,9	0,5	0,8	1,40
Ni	---	---	---	---	---
U	1,48	1,39	0,93	0,55	3,93
V	44	43	41	33	5
Th	24,7	20,5	22	4,43	28,00
Zn	---	---	---	---	---
Ga	19	19	21	21,7	18,20
La	86,9	55,2	65,3	28,8	10,60
Ce	154,5	96	118,5	50,3	20,30
Pr	15,6	9,74	12,15	5,34	2,16
Nd	46,6	30	38,7	17,1	6,60
Sm	5,9	4,39	6,44	2,53	1,33
Eu	1,47	1,39	1,4	0,75	0,44
Gd	3,54	2,91	5,19	1,39	0,98
Tb	0,39	0,35	0,64	0,18	0,14
Dy	2,03	1,64	3,34	0,83	0,81
Ho	0,32	0,28	0,57	0,15	0,14
Er	0,79	0,81	1,5	0,4	0,32
Tm	0,11	0,11	0,16	0,04	0,06
Yb	0,69	0,58	0,8	0,3	0,37

(conclusão)

Lu	0,1	0,1	0,12	0,05	0,05
ΣETR	318,94	203,5	254,81	108,16	44,30
A/CNK	1,02	1,03	1,01	1,05	1,04
Mg#	0,32	0,36	0,31	0,43	0,14
Rb/Sr	0,30	0,32	0,20	0,11	1,43
Sr/Ba	0,33	0,33	0,58	0,99	0,30
Sr/Y	39,44	45,13	28,86	153,95	37,64
Nb/Ta	7,22	9,22	10,20	6,00	2,71
Fe-index[†]	0,79	0,76	0,79	0,70	0,91
K₂O/Na₂O	0,98	0,95	0,77	0,43	1,26
(La/Yb)N	90,35	68,09	58,67	68,72	19,31
(La/Sm)N	9,52	8,12	6,56	7,35	5,01
(Gd/Yb)N	4,24	4,14	5,38	3,82	2,14
(Eu/Eu*)N	0,98	1,19	0,74	1,56	1,13
(Nb/Zr)N	0,36	0,53	0,44	0,61	0,92

(conclusão)

Amostra	RPJ-1906 ¹	CA17A-2018 ²	CA17A ²	RPJ-1910A ¹	JAP-02A ²	SJJ08 ²
Unidade	Complexo Tumucumaque			Complexo Guianense		
Idade	2846 ± 36 Ma	2842 ± 59 Ma	2849 ± 6 Ma	2654 ± 12 Ma	2651 ± 18 Ma	2651 Ma
Litologia	Ortognaisse gdr	Ortognaisse ton	Ortognaisse ton	Anf - Bt gdr	Ortognaisse gdr	Ortognaisse ton
Ta	0,9	0,9	0,5	0,8		1,40
Ni	---	---	---	---		---
U	1,48	1,39	0,93	0,55		3,93
V	44	43	41	33		5
Th	24,7	20,5	22	4,43		28,00
Zn	---	---	---	---		---
Ga	19	19	21	21,7		18,20
La	86,9	55,2	65,3	28,8		10,60
Ce	154,5	96	118,5	50,3		20,30
Pr	15,6	9,74	12,15	5,34		2,16
Nd	46,6	30	38,7	17,1		6,60
Sm	5,9	4,39	6,44	2,53		1,33
Eu	1,47	1,39	1,4	0,75		0,44
Gd	3,54	2,91	5,19	1,39		0,98
Tb	0,39	0,35	0,64	0,18		0,14
Dy	2,03	1,64	3,34	0,83		0,81
Ho	0,32	0,28	0,57	0,15		0,14
Er	0,79	0,81	1,5	0,4		0,32
Tm	0,11	0,11	0,16	0,04		0,06
Yb	0,69	0,58	0,8	0,3		0,37
Lu	0,1	0,1	0,12	0,05		0,05
ΣETR	318,94	203,5	254,81	108,16		44,30
A/CNK	1,02	1,03	1,01	1,05		1,04
Mg#	0,32	0,36	0,31	0,43		0,14
Rb/Sr	0,30	0,32	0,20	0,11		1,43
Sr/Ba	0,33	0,33	0,58	0,99		0,30
Sr/Y	39,44	45,13	28,86	153,95		37,64
Nb/Ta	7,22	9,22	10,20	6,00		2,71
Fe-index ¹	0,79	0,76	0,79	0,70		0,91
K ₂ O/Na ₂ O	0,98	0,95	0,77	0,43		1,26
(La/Yb)N	90,35	68,09	58,67	68,72		19,31
(La/Sm)N	9,52	8,12	6,56	7,35		5,01
(Gd/Yb)N	4,24	4,14	5,38	3,82		2,14
(Eu/Eu*)N	0,98	1,19	0,74	1,56		1,13
(Nb/Zr)N	0,36	0,53	0,44	0,61		0,92

5.3.1.1 Diagramas de classificação das unidades arqueanas

Nos diagramas de classificação P-Q (Debon & Le Fort 1983) as rochas mesoarqueanas do Complexo Tumucumaque plotam no campo dos granodioritos. As rochas neoarqueanas do Complexo Guianense também se posicionam no campo dos granodioritos e subordinadamente, tonalitos e monzogabros. As amostras JAP-1806 e RPJ-1910A que petrograficamente foram classificadas como Biotita ortognaisse granodiorítico e Anfibólio–biotita metagranodiorito plotam no campo dos tonalitos e monzogabros, respectivamente. Ressalta-se que a amostra do Anfibólio–biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) apresenta menor abundância de quartzo (20%) quando comparado às demais amostras e pode ser vista como uma rocha intermediária, embora não apresente uma abundância considerável de minerais máficos. Essa amostra tem um elevado valor de perda ao fogo (1,67%), o que pode indicar alguns processos de alteração que poderia afetar a posição em alguns diagramas. o Granito Mungubas plota no campo dos monzogranitos (Figura 34A). No diagrama triangular normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965) as rochas são distribuídas nos campos dos granitos e trondhjemitos, no limite dos campos dos granodioritos e tonalitos (Figura 34B).

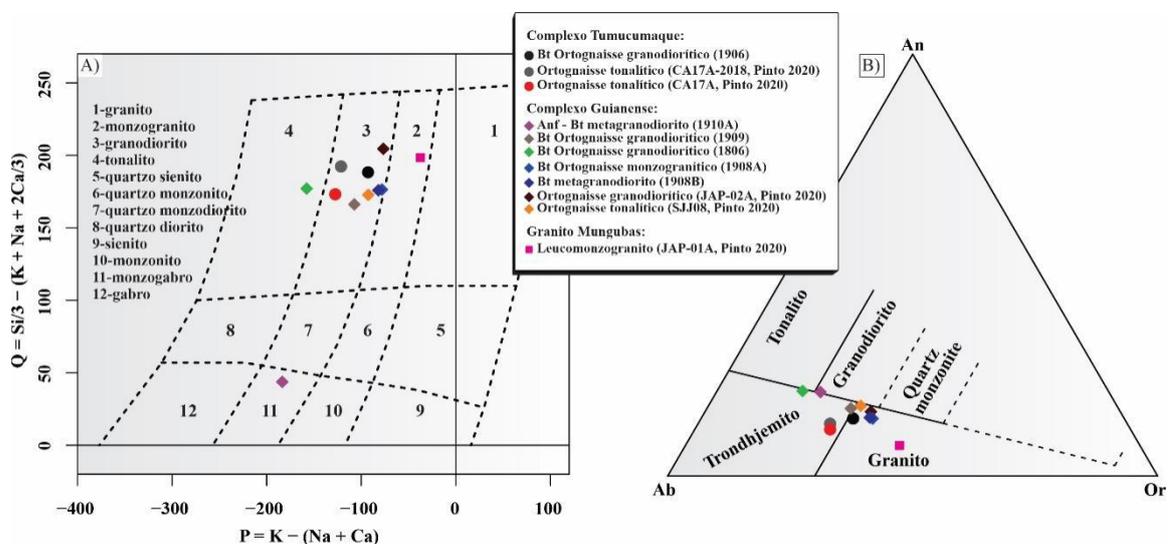


Figura 34- Diagramas de classificação. A) Diagrama $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ vs. $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$ de Debon & LeFort 1983). B) Diagrama normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965).

5.3.1.2 Elementos Maiores

De acordo com o diagrama de Peccerillo and Taylor (1976) que relaciona SiO_2 e K_2O , as amostras mesoarqueanas (complexo Tumucumaque) estão no campo de afinidade cálcio-alcalina próximo ao limite com as rochas da série cálcio-alcalina de alto K. As amostras neoarqueanas se posicionam no campo da série cálcio-alcalina de alto K, excetuando a amostra

de ortognaisse granodiorítico JAP-1806 do Complexo Guianense que está no campo da série cálcio-alkalina (Fig. 35A).

No diagrama de índice de saturação em alumina A/NK [$Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$] vs. A/CNK [$Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$] de Maniar & Piccoli (1989) todas as amostras ácidas mesoarqueanas e neoarqueanas apresentam assinaturas peraluminosas, enquanto a amostra de Anfibólio-biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) de composição intermediária possui caráter levemente metaluminoso (Figura 35B).

No diagrama de Frost *et al.* (2001) que evidencia o índice de alcalinidade e relaciona $FeOt/(FeOt + MgO)$ vs. SiO_2 (wt%), as amostras plotam no campo dos granitos magnesianos, com exceção do Anfibólio-biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) e do Granito Mungubas que plotam no campo ferroso (*ferroan*), como mostrado na Figura 35C.

No diagrama de discriminação de séries magmáticas (AFM) de Irvine & Baragar (1971), estas rochas definem um trend cálcico-alkalino. Ainda se observa que a amostra de anfibólio-biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) plota no limite no campo da série toleítica (Figura 35D).

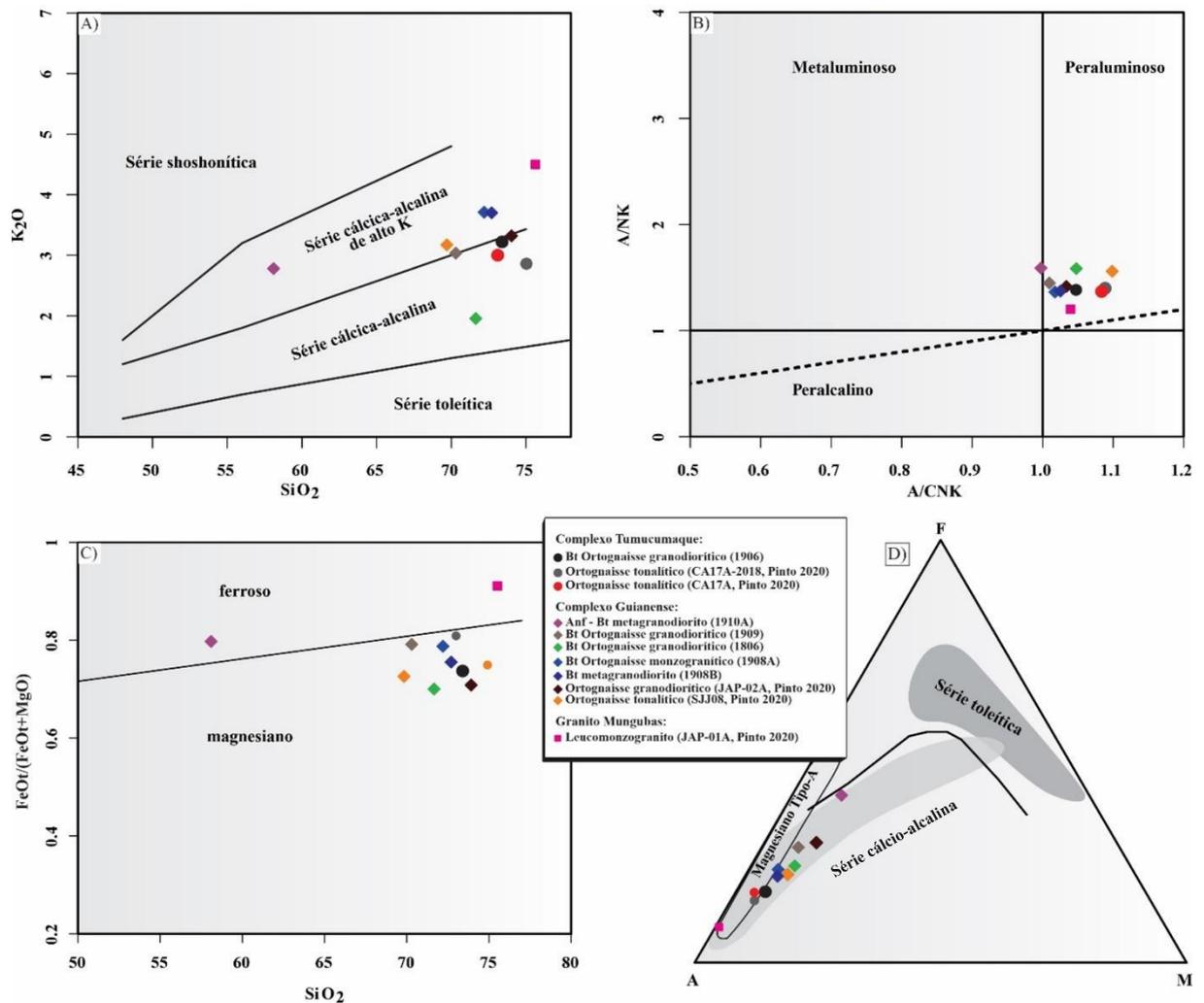


Figura 35- Diagramas de séries magmáticas. (A) diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976); (B) diagrama A/NK ($Al_2O_3/Na_2O + K_2O$) vs. A/CNK ($Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$) de Maniar & Piccoli (1989); (C) diagrama $FeOt/(FeOt + MgO)$ vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001); (E) diagram triangular AFM de Irvine & Baragar (1971).

Para uma melhor avaliação do comportamento geoquímico dos granitoides arqueanos investigados, os dados foram comparados com dados geoquímicos de rochas descritas por Laurent *et al.* (2014) ocorrentes no Bloco Pietersburg e na Faixa Limpopo (Sul da África), bem como com dados da Província Carajás (Cráton Amazônico).

Segundo o diagrama de Frost *et al.* (2001) os ortognaisses do Complexo Tumucumaque e a maioria das rochas do Complexo Guianense possuem afinidade cálcica a cálcica-alcalina e plotam na intersecção dos campos de rochas TTGs, sanukitoides e Biotita granitos de Laurent *et al.* (2014) e das rochas do Domínio Canaã dos Carajás e Domínio Rio Maria da Província Carajás (Silva 2022). A amostra de rocha intermediária (Anfibólio-biotita granodiorito RPJ-1910A) do Complexo Guianense plota no campo de afinidade alcalina e dos Sanukitoides e a

amostra JAP-1806 localiza-se no campo dos TTGs. A amostra do Granito Mungubas apresenta assinatura cálcio-alcálica e plota no campo dos biotita granitos (Figura 36A).

Todas as rochas apresentam moderados conteúdos de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e baixos conteúdos de CaO o que ocasiona valores moderados de índice de alumina (1,0–1,1) possuindo caráter peraluminoso no diagrama A/CNK vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Figura 36B). A maioria das amostras dos complexos Tumucumaque e Guianense localiza-se no campo dos biotita granitos ou na interseção com o campo dos Sanukitoides. Apenas as amostras JAP-1806 e RPJ-1910A se localizam no campo dos TTGs, exclusivamente. A amostra do granito Mungubas plota no campo dos biotita granitos. A amostra neoarqueana de Anfibólio–biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) possui caráter levemente metaluminoso por apresentar teor um pouco maior de CaO e Na_2O , ocasionando uma diminuição na razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ molar (0,997).

De maneira geral os ortognaisses e granitoides apresentam baixos valores na somatória de óxidos ferromagnesianos ($\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$), com exceção da amostra do anfibólio–biotita metagranodiorito que apresenta valor de 8,94% e se encontra no campo dos sanukitoides. As outras amostras do Complexo Guianense e as amostras do Complexo Tumucumaque plotam no campo dos TTGs e nos limites com os campos dos Sanukitoides e dos biotita granitos. A amostra do Granito Mungubas é a que apresenta menor valor da somatória desses óxidos (0,88%) e plota no campo dos biotita granitos (Figura 36C).

No diagrama de Frost *et al.* (2001) que relaciona $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ vs. $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, as amostras do complexo Tumucumaque e a maioria das amostras do Complexo Guianense se posicionam na interseção entre os campos dos três tipos de granitoides arqueanos. Porém, novamente, as amostras JAP-1806 e RPJ-1910A apresentam maior afinidade com os TTGs e os Sanukitoides, respectivamente. O Granito Mungubas plota exclusivamente no campo dos biotita granitos (Figura 36D).

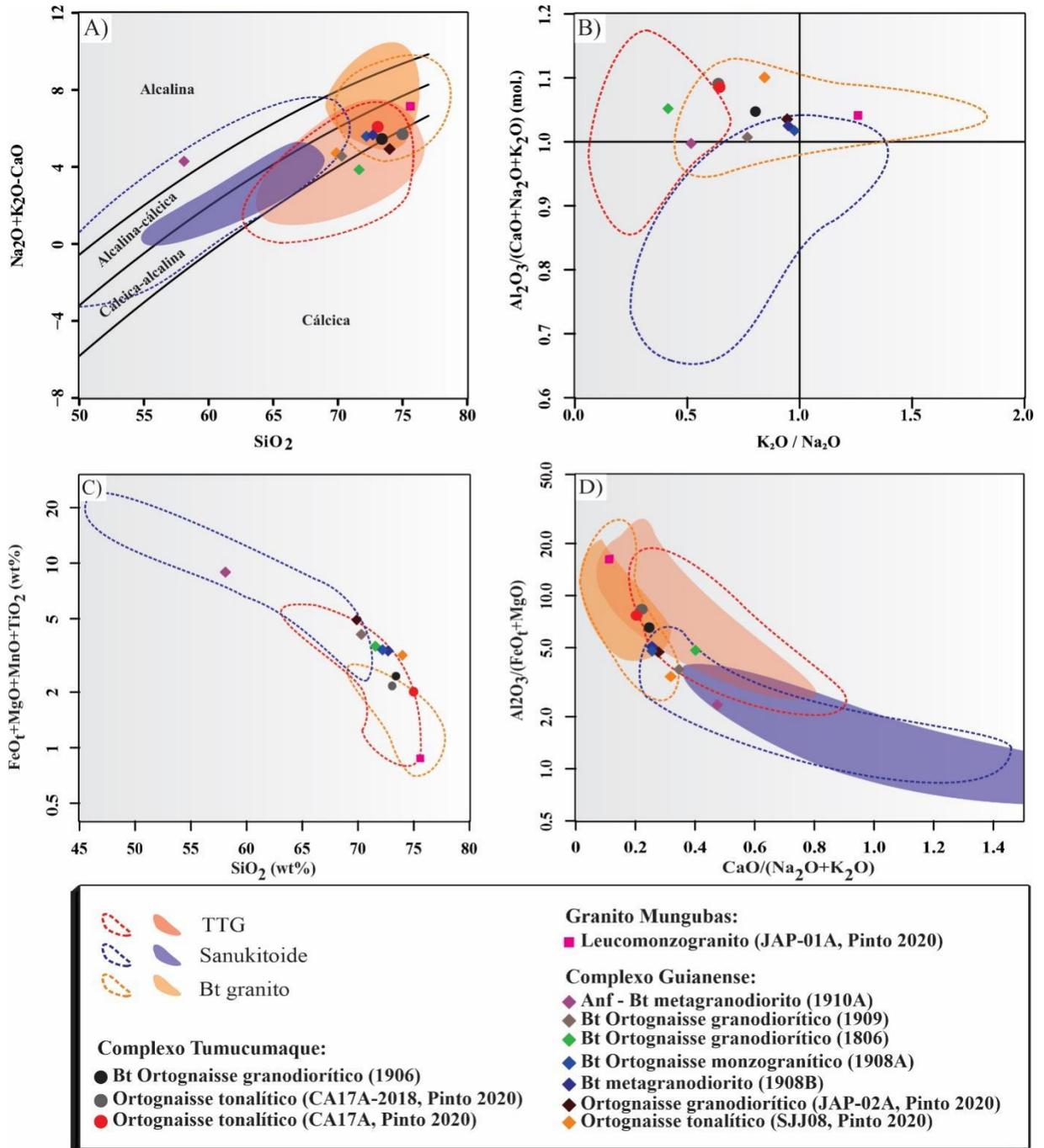


Figura 36- Diagramas geoquímicos de elementos maiores: (A) Índice de MALI $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}]$ vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001); (B) A/CNK $(\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \text{ molar}])$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ molar; (C) somatória de óxidos máficos $(\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ vs. SiO_2 ; e (D) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. Os campos tracejados representam rochas da Faixa Limpopo de Laurent *et al.* (2014), os campos preenchidos representam as rochas correspondentes da Província Carajás (Silva 2022). Em ambos os casos vermelho representa rochas TTGs, azul representa rochas Sanukitoides e laranja representa biotita granitos.

5.3.1.3 Elementos menores e traço

Os conteúdos de elementos traço foram normalizados de acordo com os valores obtidos por McDonough e Sun (1995) para o manto primitivo. De maneira geral todas as amostras apresentam similaridades, com enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) e baixas concentrações de elementos de alto campo de força (HFSE). Estas rochas são enriquecidas em Rb, Ba e Th e apresentam anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti (Figura 37A).

Os elementos terras raras (ETRs) também foram normalizados pelos condritos de acordo com McDonough & Sun (1995) e apresentam padrões de ETRs semelhantes. No geral apresentam enriquecimento dos ETRLs em relação aos ETRPs, com leve fracionamento desses últimos o que confere um comportamento sub-horizontal (Figura 37B). Os ortognaisses do Complexo Tumucumaque apresentam razão $(La/Yb)_N$ de 31,77 a 55,67. Os ortognaisses e granitoides do Complexo Guianense apresentam valores entre 25,20 e 90,35, enquanto para o Granito Mungubas o valor desta razão é de 19,31, indicando um moderado fracionamento dos ETRs. As amostras do Complexo Tumucumaque apresentam fracas anomalias negativas de Eu com razão Eu/Eu^* que varia de 0,79 a 0,87. Nas rochas do Complexo Guianense ocorre maior variação com anomalias negativas mais acentuadas nas amostras de ortognaisses tonalítico e granodiorítico, JAP-02A e SJJ08 (0,46 – 0,61), fracas anomalias negativas nas amostras RPJ-1908A, RPJ-1909 e RPJ-1910A (0,74– 0,98) e ausência de anomalias negativas nas amostras RPJ-1908B e JAP-1806 (1,19 – 1,56), bem como na amostra do Granito Mungubas que apresenta valor de 1,13.

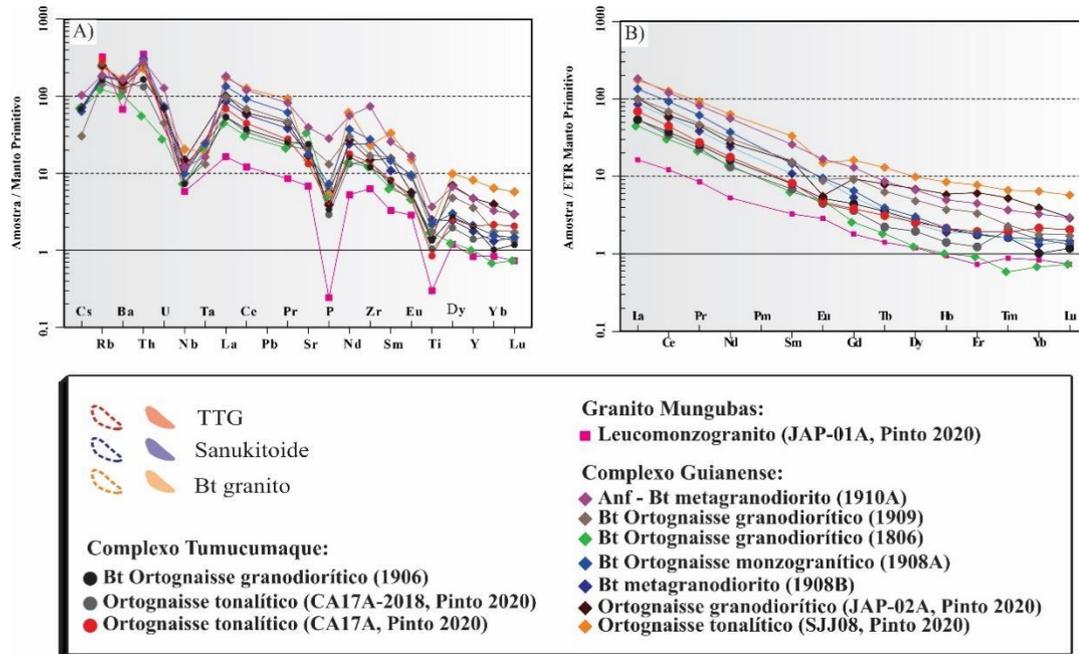


Figura 37- Diagramas de elementos menores e principais elementos traço da área de estudo. A) Diagrama de multielementos normalizados pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Padrão de elementos terras raras normalizados pelo condrito McDonough & Sun (1995). Campos similares aos da figura 36.

As rochas do Complexo Tumucumaque apresentam teores elevados em Sr (263,5 - 475 ppm) e baixos de Y (6 – 8,9 ppm), assim como possuem teores muito elevados de Ba (817 – 1000 ppm) e moderados de Rb (98 – 169 ppm). O mesmo ocorre nas rochas do Complexo Guianense onde os valores das razões Sr/Y variam de 8,40 a 153,95, com altos valores de Ba (672 - 1125 ppm) e moderados de Rb (72,9 - 150,5 ppm). A amostra do Granito Mungubas apresenta razão Sr/Y de 37,64, com teor menor de Ba (446 ppm) e maior teor de Rb (194 ppm) entre todas as amostras.

De acordo com o diagrama Ba/Rb vs. Sr/Y de Laurent *et al.* (2014) as amostras do Complexo Tumucumaque apresentam afinidade TTG (JAP-1806, plota no campo exclusivamente TTG) e híbrida (CA17A-2018 e CA17A) (Figura 38A). As amostras do Complexo Guianense possuem afinidade predominantemente híbrida, com exceção da amostra SJJ08 que plota exclusivamente no campo de Biotita granitos. O Granito Mungubas plota no campo dos TTGs da Província Carajás.

As amostras do Complexo Tumucumaque apresentam concentrações de Zr entre 125 e 151 ppm, com conteúdos de V entre 5 ppm e 28 ppm no diagrama Zr vs. V de Laurent *et al.* (2014) e plotam no campo de rochas TTG's (Figura 38B). Para as rochas do Complexo Guianense as concentrações de Zr variam entre 126 ppm e 772 ppm e os conteúdos de V entre 31 ppm e 86 ppm a as amostras plotam nos campos de rochas híbridas e *Sanukitoides* no

diagrama Zr vs. V. A amostra RPJ-1910A não plota em nenhum campo delineado pelas rochas de Laurent *et al.* (2014) ou da Província Carajás, no entanto plota no campo dos granitoides de afinidade *Sanukitoide latus sensus*. A amostra do Granito Mungubas apresenta valores de 66 ppm e 5 ppm de Zr e V, respectivamente e plota no campo dos biotita granitos.

No diagrama de amplitude da anomalia de Eu que relaciona a somatória de elementos terras raras leves e a razão Eu_N/Eu^* , no qual foram plotados os campos das rochas da Província Carajás e de Laurent *et al.* (2014). As amostras do Complexo Tumucumaque apresentam fraca anomalia de Eu (0,79–0,87) e plotam na intersecção entre rochas TTGs e *Sanukitoides* quando comparadas aos campos das rochas da Província Carajás e de Laurent *et al.* (2014). As amostras do Complexo Guianense apresentam desde anomalias de Eu moderadas (0,46 – 0,61), fracas (0,74 – 0,96) até anomalias positivas (1,19 – 1,56). As amostras JAP-1806 e RPJ-1908B, que apresentam anomalias positivas, plotam do campo de rochas TTG, a amostra RPJ-1909 plota no campo de rochas híbridas e a amostra JAP-02A plota no campo de Biotita Granitos, enquanto as amostras RPJ-1910A, RPJ-1908A e SJJ08 plotam no campo de rochas *Sanukitoides*. O Granito Mungubas apresenta anomalia positiva de Eu (1,13) e possui afinidade com os granitoides TTGs (Figura 38C).

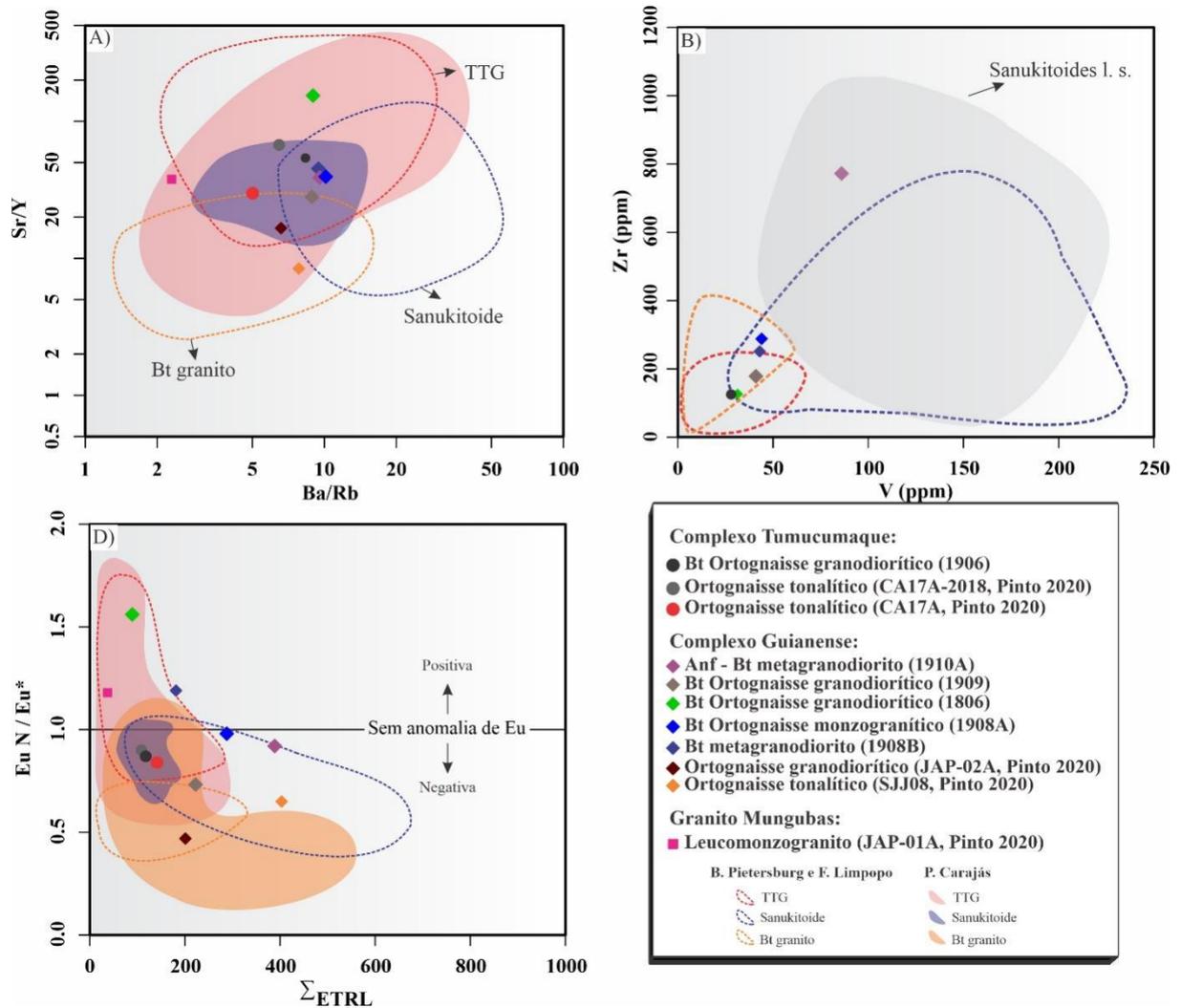


Figura 38- Diagramas de elementos menores e traços: (A) Diagrama Ba/Rb vs. Sr/Y (Laurent *et al.* 2014); B) Diagrama de elemento de alto campo de força Zr vs. elemento de transição V; e (C) Amplitude de anomalia de Eu ($Eu_N = Eu$ normalizado ao condrito de McDonough & Sun (1995), $Eu^* = \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}$) vs. somatória de elementos terras raras leves (La+Ce+Nd). Campos similares aos da figura 36

5.3.2 Geoquímica Elemental das Unidades Riacianas

Como já mencionado anteriormente, para efeito de comparação com o granitoide que forneceu idade riaciana RPJ-1905, foram adicionados os dados de ortognaisses tonalíticas e granodioríticas com idades entre 2,12 e 2,09 Ga do Complexo Araguari que compõe uma extensa unidade a noroeste da área de estudo (Barreto *et al.* 2013, Rosa Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto e Lafon 2020). Foram também incluídos os dados de Vianna *et al.* (2020) referentes à Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus formada por rochas granodioríticas e monzograníticas com idades entre 2085 ± 16 Ma e 2082 ± 8 Ma e que ocorre no setor estudado, na transição Arqueano-Riaciano.

O ortognaisses granodioríticos e tonalíticos riacianos são rochas ácidas apresentando altos teores de SiO₂ (61,77-73,04%), baixos a elevados teores de CaO (1,48-5,46%), teores moderados a elevados de K₂O (1,80-4,36%) e elevados teores de Na₂O (2,59-4,32%). As razões K₂O/Na₂O são de moderadas a altas (0,49-1,34) e o número de Fe-index varia entre 0,69 e 0,85 (Tabela 7).

Tabela 7- Dados geoquímicos para as unidades riacianas. Os elementos maiores estão expressos em % em peso e os elementos traço em ppm. Fe-index¹: FeOt/(FeOt+MgO). 1 representam amostras deste trabalho, 2 amostras de Vianna *et al.* (2020) e 3 amostras de Barretto *et al.* (2013).

(continua)

Amostra	RPJ-1905 ¹	SJJ-04 ²	SJJ-07 ²	DCL-07 ²	DCL-09 ²	DCL-11 ²	DCL-12 ²	DCL-14 ²	DCL-15 ²
Unidade	Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus								
Idade	2096 ± 24 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma	2082 ± 8 Ma
Litologia	Gdr	Gdr	Gdr	Mzg	Mzg	Gdr	Gdr	Mzg	Mzg
SiO ₂	69,6	72,2	65,5	73,04	70,16	69,67	71,42	69,92	71,05
TiO ₂	0,48	0,19	0,75	0,22	0,26	0,28	0,19	0,4	0,36
Al ₂ O ₃	14,55	14,45	16,05	13,44	15,15	15,59	14,9	14,66	14,07
Fe ₂ O ₃	3,92	1,91	5,61	2,63	3,08	3,35	2,46	3,54	3,7
FeOt	3,528	1,719	5,049	2,367	2,772	3,015	2,214	3,186	3,33
MnO	0,08	0,04	0,1	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05
MgO	1,77	0,55	1,71	0,7	0,71	0,74	0,54	0,65	0,58
CaO	3,26	2,09	4,12	2,09	2,47	2,83	2,5	2,22	2,21
Na ₂ O	3,4	3,48	4,01	3,16	3,81	4,18	3,93	3,26	3,15
K ₂ O	2,9	4,01	1,99	3,66	3,36	2,56	3,12	4,36	3,73
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,26	3,66	3,36	2,56	3,12	4,36	3,73
LOI	0,97	0,87	0,43	0,76	0,6	0,4	0,6	0,5	0,7
TOTAL	100,68	99,66	99,97	103,14	102,70	101,88	102,57	103,56	102,96
Ba	912	1275	994	1163	1196	1005	1127	1710	1331
Sr	452	372	526	397,5	447,8	439	441,1	335,4	299,3
Rb	130	133	96,9	110,6	111,7	95,8	94,5	125,1	113,6
Zr	205	95	211	127,9	123,7	153,1	101,6	354,7	330,5
Y	13,2	22,4	34,5	9,7	9,5	26	6,5	3,7	11,5
Hf	5,9	2,7	5,8	3,8	3,8	4,3	3,4	9,7	9,4
Nb	8,1	8,9	18	6,9	7,6	8,4	5,7	8,7	7,1
Ta	1,3	2,4	3,6	0,5	0,5	0,7	0,4	0,4	0,2
U	3,26	6,21	2,63	4	5,4	3	7,4	1,8	1,4
V	61	26	92	29	32	36	25	36	36
Th	19,3	2,65	12,35	12,2	10,9	13,9	6,5	18,8	25,4
Ga	19,5	21,7	26,1	16	17,6	18,8	17,3	17,4	17,3
La	43,2	28,1	52,2	24,5	31	47,9	20,3	70,7	79,2
Ce	77	47,1	92,4	45,1	53,9	66,5	36,3	129,1	130,7
Pr	8,13	5,48	10,55	5,2	6,14	9,22	4,12	14,14	15,24
Nd	26,7	19,4	18	17,3	21,1	32,4	14	46,1	51,4
Sm	4,49	3,72	7,25	2,88	3,3	5,4	2,51	7,07	7,73

Eu	1,06	0,74	1,76	0,74	0,85	1,07	0,73	1,35	1,38
									(continua)
Gd	3,31	3,16	6,05	2,26	2,66	4,78	1,88	5,06	5,42
Tb	0,44	0,55	0,95	0,31	0,33	0,68	0,26	0,66	0,6
Dy	2,49	3,13	5,23	1,58	1,91	3,67	1,23	3,06	2,46
Ho	0,44	0,69	1,04	0,32	0,33	0,65	0,22	0,48	0,39
Er	1,23	2,23	3,49	0,83	0,83	1,92	0,58	1,14	0,91
Tm	0,21	0,34	0,6	0,14	0,13	0,32	0,07	0,17	0,13
Yb	1,29	2,56	4,36	0,89	0,79	1,67	0,48	0,94	0,73
Lu	0,2	0,38	0,73	0,14	0,11	0,26	0,07	0,16	0,12
ΣETR	170,19	117,58	204,61	102,19	123,38	176,44	82,75	280,13	296,41
Fe-index¹	0,69	0,76	0,75	0,77	0,80	0,80	0,80	0,83	0,85
(Nb + Zr) n	170,40	117,92	205,21	102,33	123,51	176,76	82,82	280,30	296,54
K₂O/Na₂O	0,85	1,15	0,50	1,16	0,88	0,61	0,79	1,34	1,18
(K₂O + Na₂O) / CaO	1,93	3,58	1,46	3,26	2,90	2,38	2,82	3,43	3,11
(La/Yb)N	24,00	7,41	8,08	18,58	26,49	19,36	28,55	50,77	73,23
(Eu/Eu*)N	0,84	0,66	0,81	0,19	0,19	0,20	0,18	0,18	0,19
(Nb/Zr)N	0,62	1,47	1,34	0,85	0,97	0,86	0,88	0,39	0,34

Tabela 7 (Continuação): Dados geoquímicos das unidades riacianas. Os elementos maiores estão expressos em % em peso e os elementos traço em ppm. *Fe-index*¹: FeOt/(FeOt+MgO). 1 representam amostras deste trabalho, 2 amostras de Vianna et al. (2020) e 3 amostras de Barretto et al. (2013).

(continua)

Amostra	DCL-21²	DCL-31²	DCL-47²	DCL-57²	LT-126³	LT-127³	CG-06³	CG-07A³
Unidade	Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus				Complexo Araguari			
Idade	2082 ± 8	2082 ± 8	2082 ± 8	2082 ± 8	2103 ± 3	2103 ± 3	2103 ± 3	2103 ± 3
Litologia	Gdr	Mzg	Mzg	Mzg	Ton	Gdr	Ton	Ton
SiO₂	68,73	70,5	70,37	70,3	62,09	65,78	68,94	61,77
TiO₂	0,37	0,24	0,33	0,2	0,67	0,51	0,64	0,75
Al₂O₃	15,69	15,34	15,25	15,37	16,92	16,39	12,77	17,37
Fe₂O₃	3,23	2,7	3,35	2,75	5,52	4,49	6,98	5,24
FeOt	2,907	2,43	3,015	2,475	4,968	4,041	6,282	4,716
MnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,07	0,17	0,07
MgO	0,65	0,72	0,6	0,68	2,23	1,63	2,31	1,82
CaO	2,59	2,5	2,83	2,53	5,46	3,88	1,48	4,15
Na₂O	3,77	4,05	4,32	4	3,59	4,04	2,59	4,32
K₂O	3,74	2,99	2,15	3,09	1,8	1,99	2,22	2,56
P₂O₅	3,74	2,99	2,15	3,09	0,3	0,23	0,06	0,5
LOI	0,7	0,6	0,4	0,7	0,9	0,7	1,6	1
TOTAL	102,937	102,41	101,475	102,485	98,998	99,261	99,062	99,026
Ba	1737	1030	702	1086	1303	915	598	1037
Sr	474,5	455,8	448,4	450,9	997,2	603	205	749,7
Rb	91,1	89,7	88	103,3	54,4	131,2	97,4	149,6
Zr	214	119,4	234,2	114,3	249,4	218,5	150,7	553,6
Y	11,5	10,3	15,6	13,9	12,4	13,6	23,9	15,6
Hf	6	3,4	7,4	3,6	6,5	5,4	4,5	12,9
Nb	7,1	6,5	11,9	6,9	5	6,8	8,7	10
Ta	0,5	0,4	1,6	0,6	0,2	0,6	0,6	0,4
U	1,8	1,7	2,5	2,5	0,8	1,8	2	1,5
V	31	30	30	29	---	---	---	---
Th	18,8	10,9	11,1	12,7	3,6	9,9	8,3	41,8
Ga	19,2	18	20	18	21,2	18,8	12,9	21,3
La	44,3	32,5	41	45,8	31,8	52,3	28,2	132,3
Ce	83,9	50,2	67,9	61,5	65,6	100,1	58,5	232,9
Pr	8,72	6,4	8	8,87	7,87	10,47	6,78	23,33
Nd	29,4	20,9	26,4	29,2	32,8	38,2	25,2	77,8
Sm	4,42	3,36	3,97	4,63	5,39	5,2	4,28	8,62
Eu	1,16	0,81	0,99	0,9	1,74	1,3	1,01	1,48
Gd	3,29	2,58	3,32	3,66	4,13	4,02	3,77	5,63
Tb	0,43	0,35	0,45	0,51	0,55	0,53	0,64	0,64
Dy	2,15	1,74	2,25	2,48	2,44	2,61	3,75	2,79
Ho	0,39	0,31	0,46	0,43	0,43	0,44	0,88	0,45
Er	0,98	0,91	1,39	1,25	1,16	1,08	2,62	1,21
Tm	0,17	0,17	0,22	0,2	0,17	0,16	0,39	0,16
Yb	1,02	0,88	1,41	1,08	1	1,05	2,36	0,91
Lu	0,15	0,16	0,24	0,17	0,13	0,14	0,39	0,13

(conclusão)

Σ ETR	180,48	121,27	158	160,68	155,21	217,6	138,77	488,35
Fe-index¹	0,82	0,77	0,83	0,78	0,69	0,71	0,73	0,72
(Nb + Zr) n	180,65	121,44	158,22	160,88	155,38	217,76	139,16	488,51
K₂O/Na₂O	0,99	0,74	0,50	0,77	0,50	0,49	0,86	0,59
(K₂O + Na₂O) / CaO	2,90	2,82	2,29	2,80	0,99	1,55	3,25	1,66
(La/Yb)N	29,32	24,93	19,63	28,62	21,44	33,58	8,06	98,02
(Eu/Eu*)N	0,18	0,20	0,19	0,21	1,09	0,84	0,75	0,61
(Nb/Zr)N	0,52	0,86	0,80	0,95	0,32	0,49	0,91	0,28

5.3.2.1 Elementos maiores

Nos diagramas de classificação P-Q (Debon & Le Fort 1983) a amostra do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905) plota no campo dos granodioritos enquanto as rochas do Complexo Araguari de Barreto *et al.* (2013) plotam no campo dos tonalitos e quartzo monzodiorito. As rochas da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020) plotam nos campos de tonalitos, granodioritos e monzogranitos (Figura 39A).

No diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo e Taylor (1976), o ortognaisse RPJ-1905 plota no limite entre as rochas de afinidade cálcico-alcálica e série cálcico-alcálica de alto K, junto com as amostras da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus como ilustrado na Figura 39B. No diagrama A/NK ($Al_2O_3/Na_2O + K_2O$) vs. A/CNK ($Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$) de Maniar & Piccoli (1989) observa-se que as amostras são predominantemente peraluminosas, com exceção de uma amostra da Suíte Vila Bom Jesus, uma amostra do Complexo Araguari e a amostra RPJ-1905 que são levemente metaluminosas e de uma amostra do Complexo Araguari que plota exclusivamente no campo metaluminoso (Figura 39C). No diagrama de discriminação de séries magmáticas (AFM) de Irvine & Baragar (1971), estas rochas definem um trend cálcico-alcálico (Figura 39D).

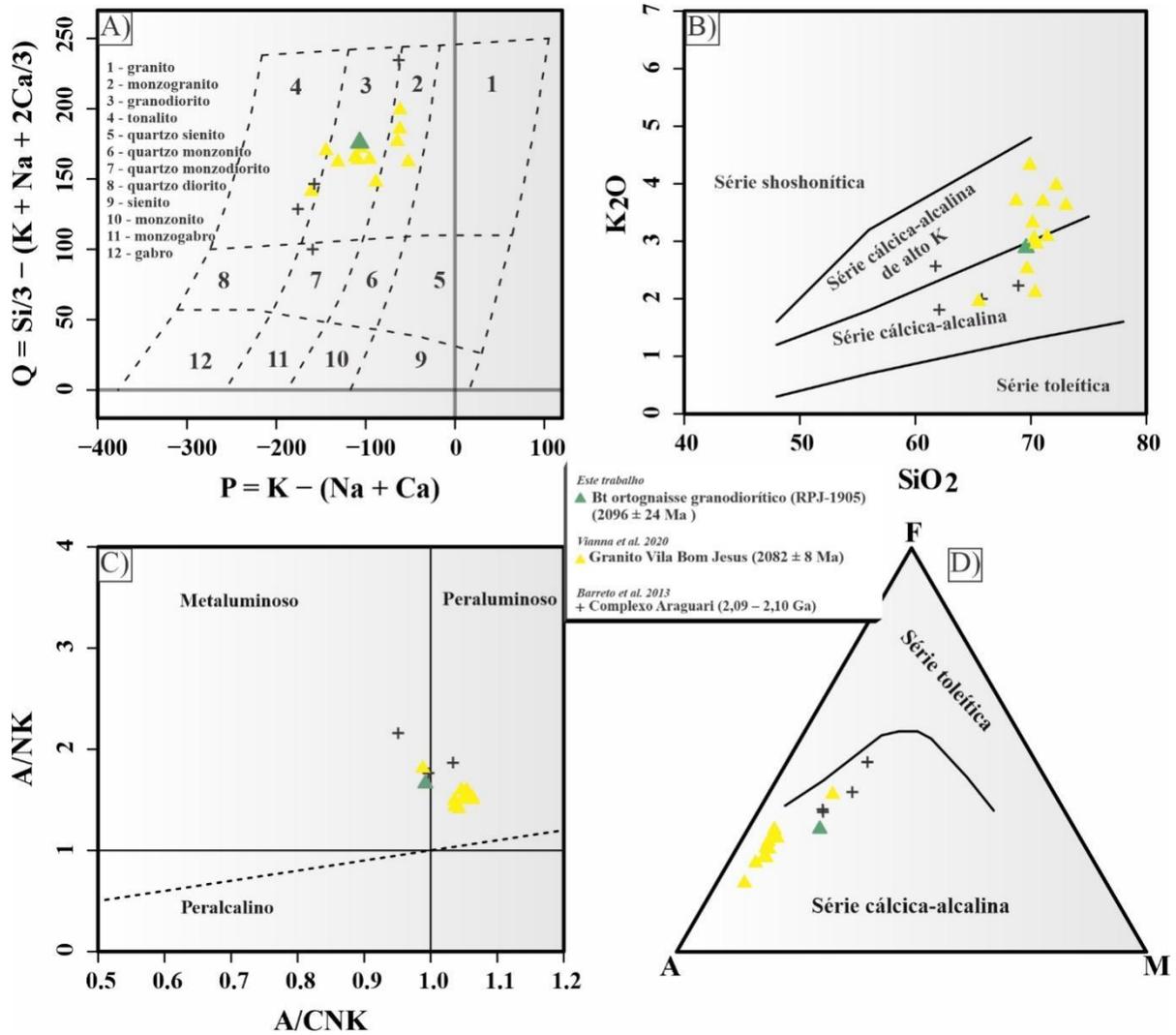


Figura 39- Diagramas de classificação. A) Diagrama $P = K - (Na + Ca)$ vs. $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ de Debon & LeFort 1983). (B) diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976); (C) diagrama A/NK ($Al_2O_3/Na_2O + K_2O$) vs. A/CNK ($Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$) de Maniar & Piccoli (1989); e (D) diagram triangular AFM de Irvine & Baragar (1971).

5.3.2.2 Elementos traço

No diagrama de multielementos de Pearce *et al.* (1984) padronizado em relação aos granitos de cadeia oceânica (ORG), a amostra do biotita ortogneiss granodiorítico é enriquecida em elementos incompatíveis (LILE) e possui baixas concentrações nos elementos de alto campo de força (HFSE). Este comportamento é semelhante tanto ao das rochas da Suíte Vila Bom Jesus quanto do Complexo Araguari. Esta rocha mostra altos valores de Rb, Ba e Th, e anomalias negativas de Nb, Hf, Zr, Sm, Y e Yb dentro do espectro das rochas da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus e Complexo Araguari (Figura 40A). No diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para os valores de Boynton *et al.* (1984), o ortogneiss mostra um enriquecimento em todos os elementos Terras Raras Leves em relação aos elementos Terras

Raras Pesados com comportamento geoquímico muito similar aos das rochas da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus e Complexo Araguari (Figura 40B).

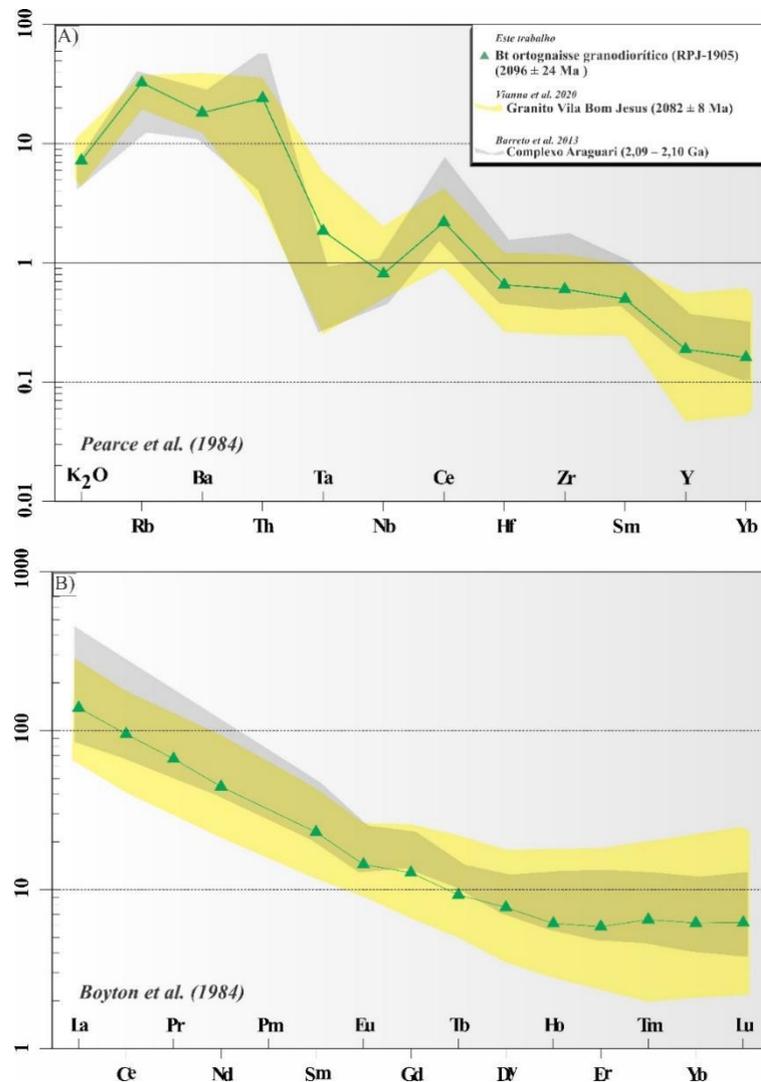


Figura 40- (A) Diagrama multielementos de Pearce *et al.* (1984) padronizado em relação aos Granitos de Cadeia Oceânica (ORG); e (B) Diagrama de Elementos Terras Raras normalizado para o condrito de Boynton *et al.* (1984).

No diagrama de Pearce (1996) que relaciona Rb (ppm) vs. (Y+Nb) o Biotita ortogneisse granodiorítico, bem como as rochas do Complexo Araguari e da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus plotam nos campos de granitos de arco vulcânico e/ou pós colisionais (Figura 41A).

No diagram R1 vs. R2 de Batchelor & Bowden (1985) o biotita ortogneisse granodiorítico mostra uma afinidade pré a sin colisional. As rochas do Complexo Araguari plotam nos campos pré colisional, pós e pós orogênico, enquanto as rochas da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus estão posicionadas no campo sin-colisionais (Figura 41B).

No diagrama $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr de Thiebmont & Tegye (1994), o ortognaisse RPJ-1905, todas as rochas do Complexo Araguari, bem como a maioria das rochas da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus plotam no campo de rochas cálcico-alcálicas de zonas de subducção, a exceção se dá em duas amostras da Suíte Intrusiva Vila Bom Jesus que plotam no campo de rochas pós colisionais (Figura 41C).

No diagrama (La/Yb) vs. (Th/Yb) de Condie (1989) todas as rochas, inclusive o ortognaisse RPJ-1905, plotam no campo de arco de margem continental (Figura 41D).

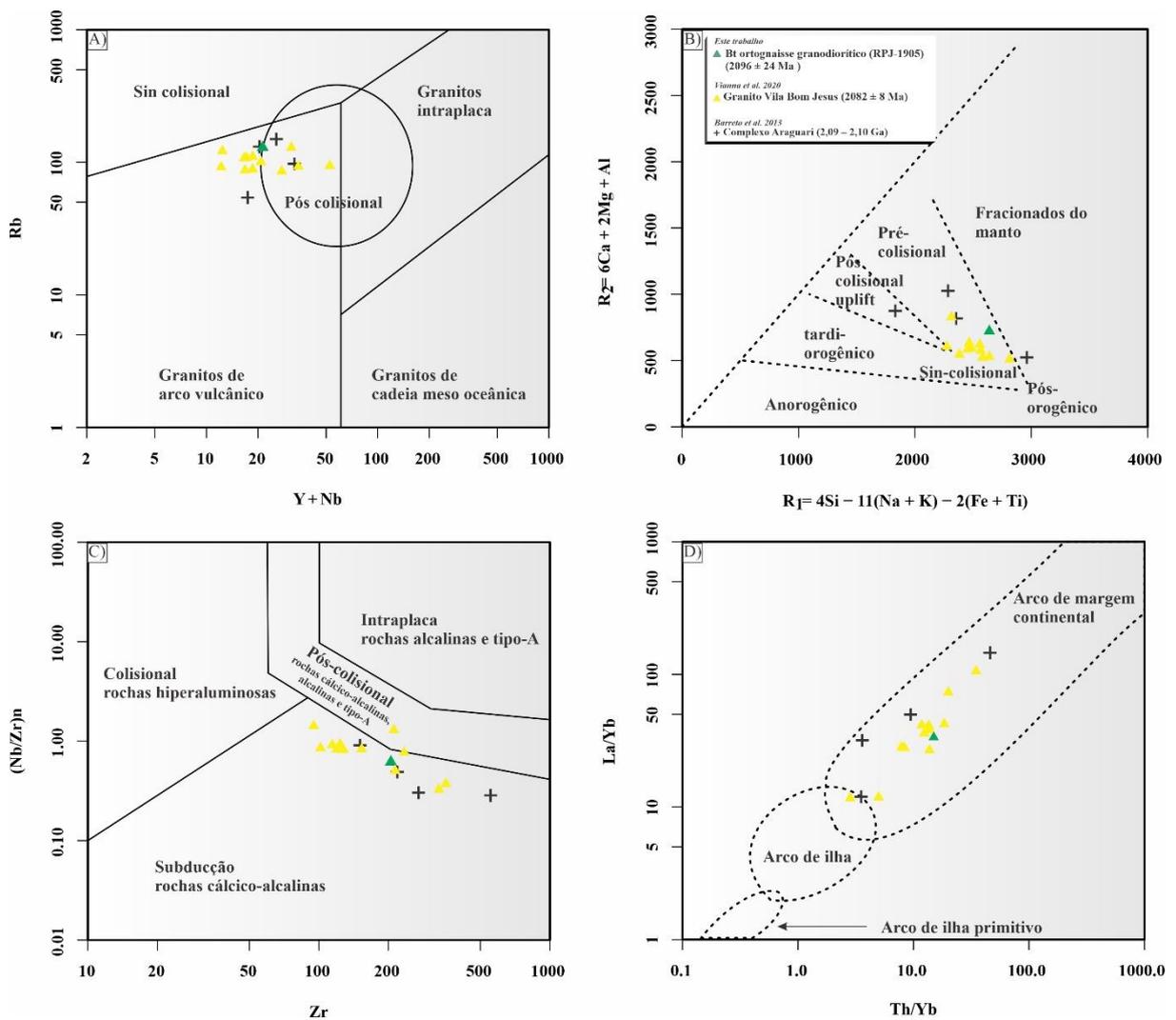


Figura 41- Diagramas de ambiente tectônico. A) diagrama de configuração tectônica $Y + Nb$ vs. Rb (Pearce, 1996); B) diagrama R_1 vs. R_2 de De La Roche *et al.* 1980 com campos de Batchelor & Bowden (1985); C) diagrama Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ de Thiebmont & Tegye, (1994), conteúdos de Nb and Zr foram normalizados com valores do manto primitivo (média de Hofmann, 1988); e D) diagrama Th/Yb vs. La/Yb de Condie (1989).

6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Lu-Hf

Antes de apresentar os resultados das análises Lu-Hf e de modo a verificar para cada amostra se os cristais analisados apresentaram alguma tendência em aumentar ou diminuir as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em função da razão $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ foi confeccionado um diagrama $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs. $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, com a finalidade de avaliar a correção da interferência isobárica do ^{176}Yb em relação ao ^{176}Hf (Fisher *et al.* 2016). Neste diagrama, observa-se as variações aleatórias de razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sem nenhuma tendência em aumentar ou diminuir em função da razão $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, indicando uma correção adequada da interferência (Figura 42).

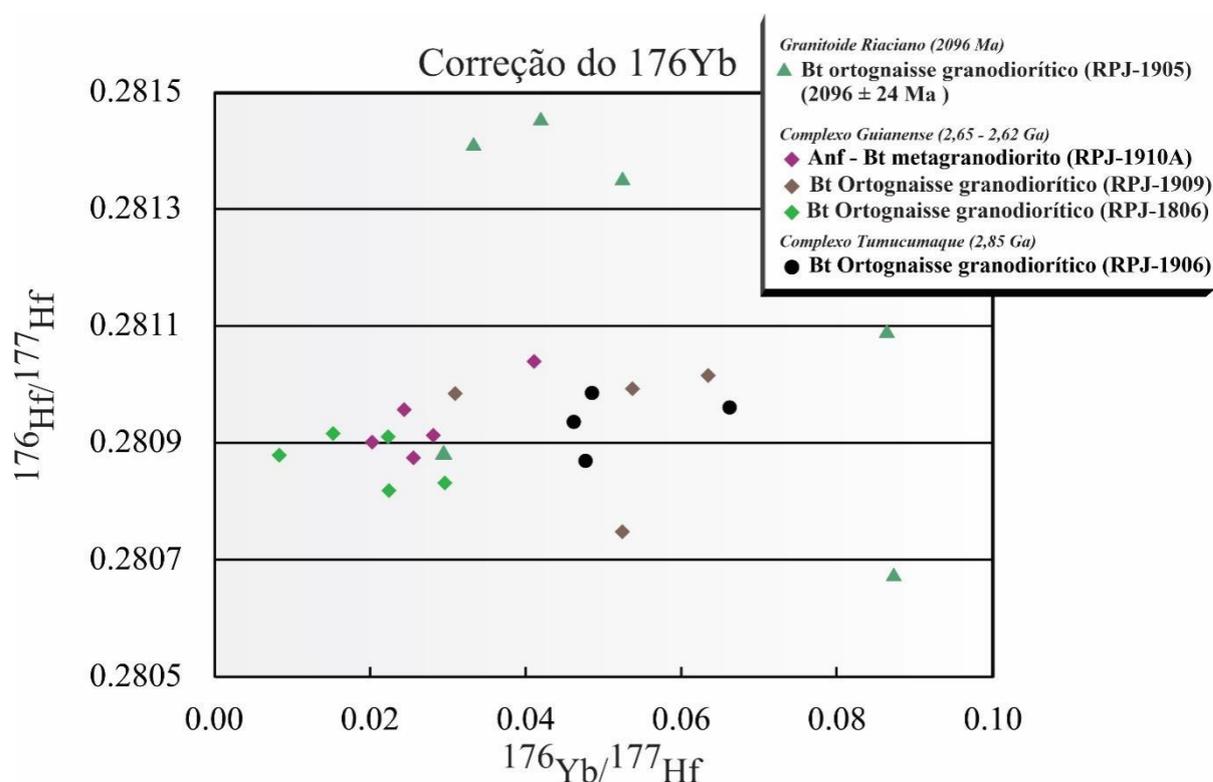


Figura 42- Diagrama $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ vs. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para os zircões das amostras estudadas (Fisher *et al.* 2014).

As análises Lu-Hf foram realizadas nas cinco amostras previamente datadas pelo método U-Pb. Os dados foram obtidos pontualmente nos cristais, com spots direcionados preferencialmente no mesmo domínio do cristal no qual foi realizada a análise U-Pb. Sempre foram escolhidos os cristais que apresentaram discordância $\leq 1\%$ entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Para cristais com idade isolada foi utilizada a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os resultados analíticos constam na Tabela A6 do material suplementar. Para efeito comparativo os dados Lu-Hf em zircão de rochas arqueanas de Milhomem-Neto & Lafon (2019) e Pinto (2020) e de

rochas riacianas de Milhomem-Neto & Lafon (2020) e Vianna *et al.* (2020) foram adicionados no gráfico de evolução de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. idade (Ma) das Figuras 43 e 44, respectivamente.

Quatro cristais do Biotita ortognaisse granodiorítico mesoarqueano (RPJ-1906) apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -7,3 e -0,4 e idades Hf- T_{DM}^{C} entre 3,3 e 3,7 Ga para uma idade U-Pb assumida em 2846 ± 36 Ma. Para o Anfibólio-biotita metagranodiorito neoarqueano (RPJ-1910A), os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos de cinco cristais variaram entre -7,1 e -1,5 e as idades Hf- T_{DM}^{C} entre 3,2 e 3,5 Ga para uma idade U-Pb assumida em 2654 ± 12 Ma.

Três cristais do Biotita ortognaisse granodiorítico neoarqueano (RPJ-1909) apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -5,2 e -4,5 e idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,4 Ga para uma idade U-Pb assumida em 2618 ± 31 Ma. Um cristal herdado com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2767 ± 28 Ma apresentou valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -11,3 com uma idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,9 Ga.

Para o Biotita ortognaisse granodiorítico (JAP-1806) três cristais apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -10,6 e -7,5 e idades Hf- T_{DM} entre de 3,5 e 3,7 Ga para uma idade U-Pb assumida em 2618 ± 22 Ma. Dois cristais herdados que apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2887 ± 27 Ma e 2718 ± 27 forneceram $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos -0,9 e -8,5 e idades Hf- T_{DM} entre de 3,3 e 3,7 Ga.

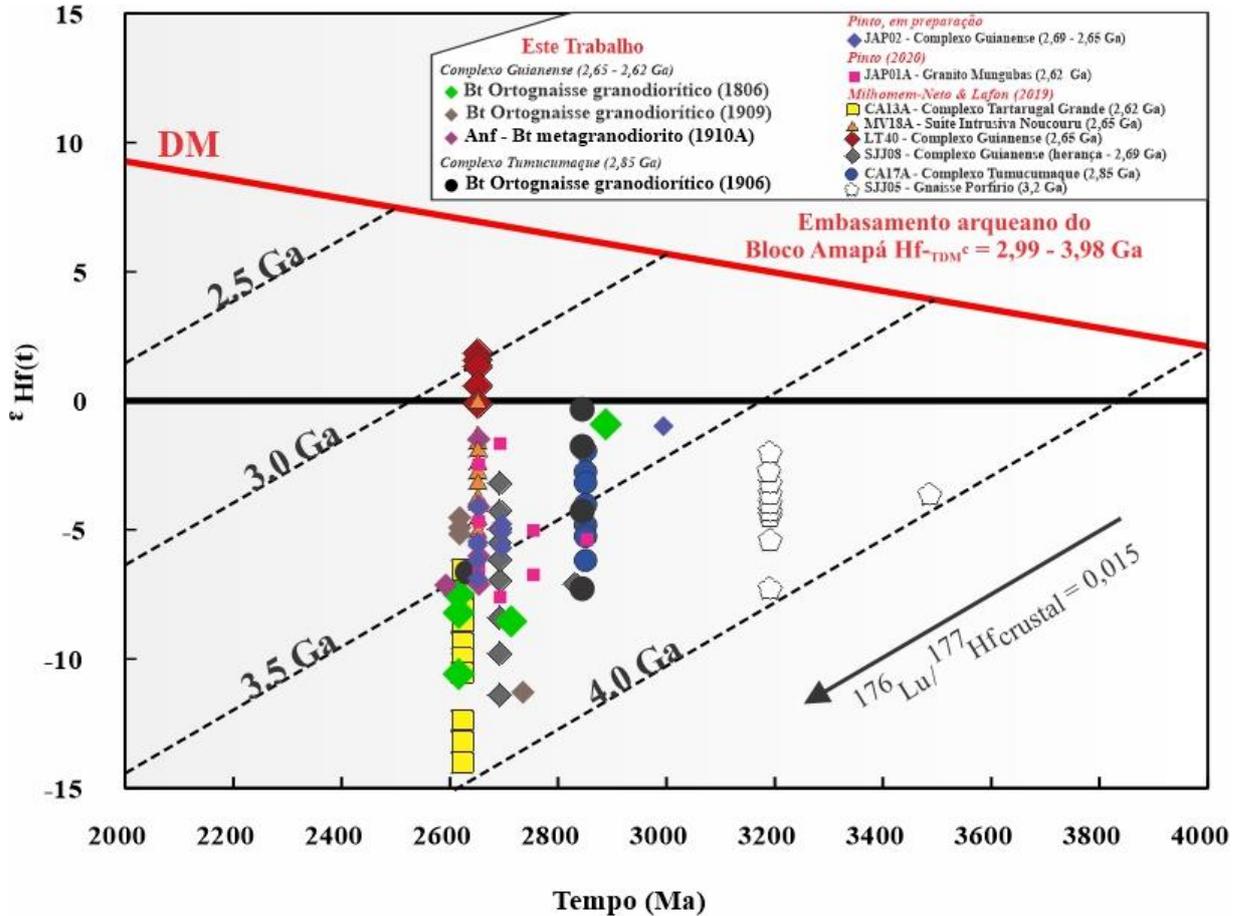


Figura 43- Diagrama de evolução $\epsilon_{Hf(t)}$ vs. idade (Ma) para as amostras da área de estudo e unidades do Bloco Amapá e que incluem duas amostras da porção sul do bloco, LT40 e MV40-18A referente ao Complexo Guianense e Suíte Intrusiva Noucoure (Milhomem-Neto & Lafon 2019). As linhas tracejadas representam trends de evolução crustal, calculadas usando $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0.015 para a média da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004).

Os três cristais do biotita ortognaisse granodiorítico riaciano (RPJ-1905) apresentaram $\epsilon_{Hf(t)}$ negativos entre -4,4 e -0,6, idades Hf-T_{DM}^C entre de 2,7 e 2,9 Ga para uma idade U-Pb assumida em 2096 ± 24 Ma. Um cristal herdado com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3223 ± 62 Ma apresentou $\epsilon_{Hf(t)}$ negativo -3,7 com idade Hf-T_{DM}^C de 3,8 Ga. Dois outros cristais neoarqueanos com idades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2798 ± 24 Ma e 2626 ± 28 Ma forneceram valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ de -4,3 e -2,2, com idades Hf-T_{DM}^C entre de 3,5 e 3,2 Ga, respectivamente.

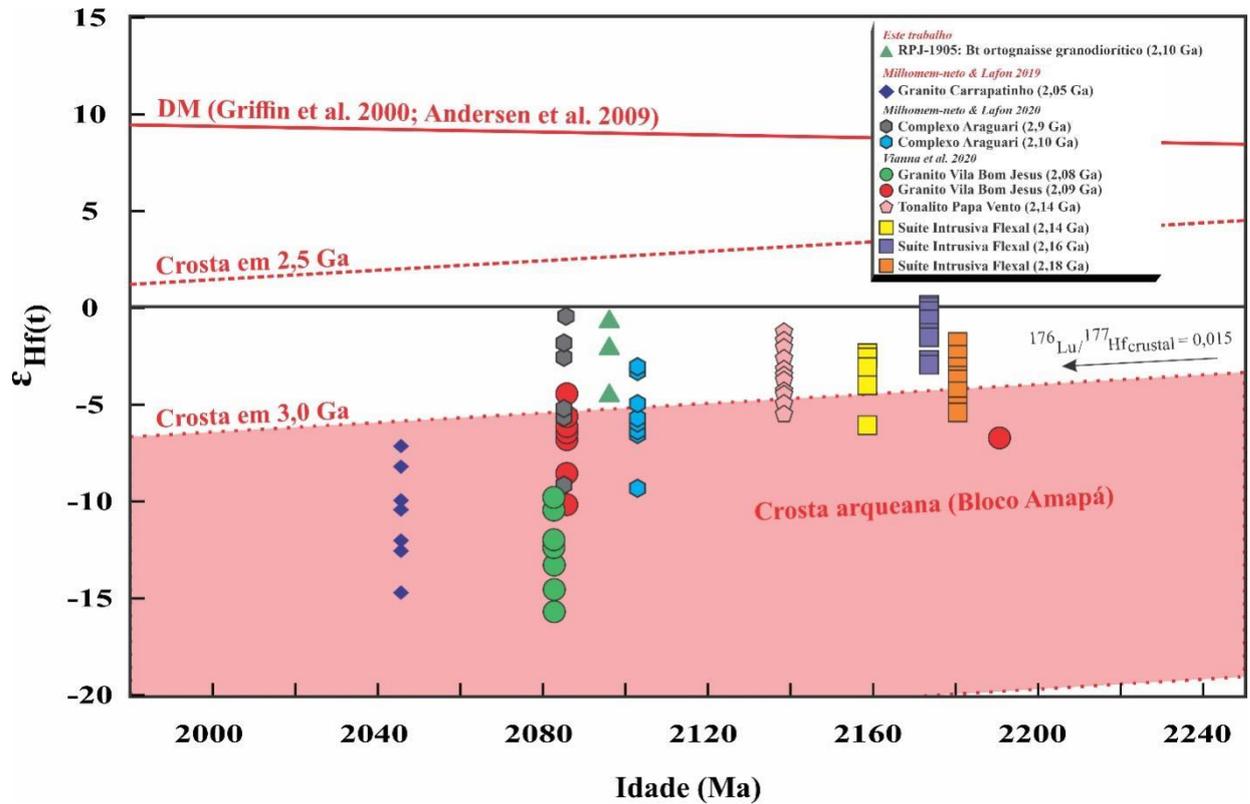


Figura 44- Diagrama de evolução $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. idade (Ma) para as amostras da área de estudo, Milhomem-Neto & Lafon (2018), Vianna (2020) e Milhomem-Neto & Lafon (2020). As linhas tracejadas representam trends de evolução crustal, calculadas usando $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0.015 para a média da crosta continental (Griffin *et al.* 2002, 2004).

7 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO

7.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb E AJUSTE LITOESTRATIGRÁFICO PARA A ÁREA DE ESTUDO

Idades concordantes ou por intercepto superior de 2845 ± 15 Ma, 2654 ± 12 Ma, 2632 ± 28 Ma e 2618 ± 22 Ma encontradas respectivamente para o Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906), o Anfibólio-biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) e os biotita ortognaises granodioríticos (RPJ-1909 e JAP-1806) foram obtidas em cristais de zircão com feições magmáticas, altas razões Th/U e sem evidências de recristalização metamórfica. Portanto essas idades são interpretadas com sendo de cristalização dos protólitos ígneos das rochas datadas e apontam a presença de unidades mesoarqueanas ($\sim 2,85$ Ga) e neoarqueanas (2,65-2,62 Ga) no setor estudado.

No caso do Biotita ortognaisse granodiorítico mesoarqueano com idade de 2845 ± 15 Ma, não foram encontrados cristais herdados na população analisada, entretanto, um cristal concordante apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais nova de 2634 ± 20 Ma, comparável às idades das rochas neoarqueanas. O cristal não apresenta distinção textural ou presença de borda recristalizada e possui razão Th/U $> 0,1$ confirmando a natureza ígnea (Belousova *et al.* 2002). Deste modo a idade de 2,63 Ga provavelmente pode ser resultante de perda antiga de Pb devido a metamictização dos cristais de zircão ou representar abertura de sistema U-Pb deste cristal provocada pelo reaquecimento local ligado à formação dos granitoides neoarqueanos.

Para o Anfibólio-biotita metagranodiorito RPJ-1910A, com idade de cristalização de 2654 ± 12 Ma, os dois cristais concordantes que forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2594 ± 35 Ma indicam provavelmente os efeitos térmicos da intrusão mais jovem de granitoides neoarqueanos no setor estudado (Metagranitoide Pedra do Meio - 2592 ± 22 Ma; Rosa-Costa *et al.* 2014). Dois outros cristais concordantes que apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2500 ± 23 Ma e 2251 ± 33 Ma, respectivamente e podem representar os efeitos de episódios de reaquecimento durante o evento termo-tectônico Transamazônico.

Para o Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909) com idade de cristalização de 2632 ± 28 Ma, o cristal concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2767 ± 28 Ma indica uma herança magmática ou um xenocristal proveniente das rochas encaixantes. Embora não haja na literatura regional o registro de uma unidade com esta idade, é possível que rochas com idade de $\sim 2,77$ Ga estejam presentes, porém não aflorantes ou ainda não reconhecidas na área.

Alternativamente essa idade pode representar uma reabertura parcial do sistema U-Pb de um cristal proveniente de granitoides mesoarqueanos

No caso do outro Biotita ortognaisse granodiorítico JAP-1806, com idade de cristalização de 2618 ± 22 Ma, o segundo conjunto com três cristais concordantes que forneceu uma idade por intercepto superior de 2719 ± 20 pode ser interpretado como xenocristais de rochas não aflorantes ou ainda não datadas no setor estudado como foi sugerido para o cristal de 2,77 Ga da amostra RPJ-1909. O cristal concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2887 ± 27 Ma indica seja um protólito mesoarqueano para o Biotita ortognaisse granodiorítico JAP-1806 ou, novamente, um xenocristal proveniente de um embasamento mesoarqueano, compatível com a presença do Biotita ortognaisse granodiorítico RPJ-1906 nas proximidades. Todos estes cristais meso e neoarqueanos não apresentam distinção entre núcleo e borda, e têm razão Th/U $> 0,1$ ($0,24 - 0,82$) confirmando a origem ígnea destes cristais. Em contrapartida o cristal concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2082 ± 27 Ma apresenta uma razão Th/U = 0,02 sugerindo uma recristalização metamórfica relacionada ao evento tectono-metamórfico transamazônico e à proximidade dos granitoides tardi-orogênicos Vila Bom Jesus com idade de 2,08-2,07 Ga (Vianna *et al.* 2020).

Por fim a idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2096 ± 24 Ma para o Biotita ortognaisse granodiorítico RPJ-1905 é interpretada como idade de cristalização de acordo com as feições magmáticas dos zircões datados. A elevada margem de erro sobre a idade (± 24 Ma) permita correlacionar esse ortognaisse à Suíte tardi-orogênica Vila Bom Jesus ($\sim 2,08$ Ga; Vianna *et al.* 2020) com quem possui características geoquímicas similares, embora com grau de deformação muito mais intenso. Alternativamente pode ser correlacionado com o magmatismo sin-colisional do Complexo Araguari, com o qual também tem características geoquímicas similares, que constitui uma extensa unidade mais a noroeste da área de estudo e que apresenta grau de deformação e idades semelhantes de 2,09- 2,10 Ga (Barreto *et al.* 2013, Milhomem Neto & Lafon 2020). Os três cristais concordantes com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3,22 Ga, 2,80 Ga e 2,63 Ga, indicam retrabalhamento de rochas do embasamento arqueano na gênese desse ortognaises, ou presença de xenocristais das unidades encaixantes.

Os dados geocronológicos obtidos neste trabalho levaram a modificações significativas da litoestratigrafia dos fragmentos arqueanos e sua extensão no setor estudado (Figura 45), a saber:

As amostras coletadas na área de ocorrência presumida do Gnaiss Porfírio apresentaram idades de cristalização meso-neoarqueanas e riaciana. A idade U-Pb de 2,85 Ga obtida para o Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906) indica a presença de rochas mesoarqueanas provavelmente do Complexo Tumucumaque.

As idades U-Pb entre 2,65 e 2,62 Ga obtidas nas amostras RPJ-1910A, RPJ-1909 (ambas na área de ocorrência presumida do Metagranitoide Pedra do Meio) e JAP-1806 (na área de ocorrência presumida do Gnaiss Porfírio) indicam a presença de rochas do Complexo Guianense e, conseqüentemente, uma área de ocorrência mais restrita para o Gnaiss Porfírio e o Metagranitoide Pedra do Meio daquela proposta por Rosa-Costa *et al.* (2014). Portanto, o Gnaiss Porfírio assim como o Complexo Tumucumaque (2,85 Ga, este trabalho) devem constituir no setor investigado apenas enclaves ou xenólitos do embasamento em granitoides neoarqueanos, assim como encontrado na porção mais a norte com o protólito do Granulito Tajauí (Rosa-Costa *et al.* 2014). Quanto ao Metagranitoide Pedra do Meio, sugere-se que ele seja formado por plútons charnockíticos de extensão limitada, intrusivos no Complexo Guianense.

Essas novas referências geocronológicas marcam a dominância de um episódio de magmatismo prolongado no Neoarqueano, no setor estudado, que pode ter iniciado entre 2,77–2,72 Ga, apontado por cristais herdados das amostras de ortognaisses granodioríticos RPJ-1909 e JAP-1806 e, mais a sul, do Granito Mungubas (JAP-01A, Pinto 2020) e tornou-se mais intenso no período de 2,69–2,59 Ga apontados pelas rochas do Complexo Guianense, Granito Mungubas, Metagranitoide Pedra do Meio e alguns protólitos de granulitos do Complexo Tartarugal Grande (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019, Pinto 2020).

A dominância de rochas magmáticas meso a nearqueanas revelada neste trabalho somada a existência de vários protólitos arqueanos das rochas granulíticas do Complexo Tartarugal Grande (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem-Neto & Lafon 2019) e Granulito Tajauí (Rosa-Costa *et al.* 2014) sugerem uma continuidade do embasamento arqueano até o setor estudado, o qual pode representar o limite entre os domínios arqueano (Bloco Amapá) e riaciano (Domínio Lourenço).

A Tabela 8 mostra uma síntese dos dados geocronológicos das principais unidades arqueanas da porção norte do Bloco Amapá na região central do Amapá.

A idade de 2096 ± 24 Ma obtida para o Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905) novamente ocorrente na área anteriormente atribuída ao Gnaiss Porfírio é mais uma evidência do intenso magmatismo riaciano na porção norte do Bloco Amapá.

A existência de grandes zonas de cisalhamento essencialmente transcorrente orientadas aproximadamente NW-SE afetando o setor estudado, no limite entre dois domínios geotectônicos proporcionou a imbricação de diversas unidades mesoarqueanas, neoarqueanas e riacianas durante o evento Transamazônico.

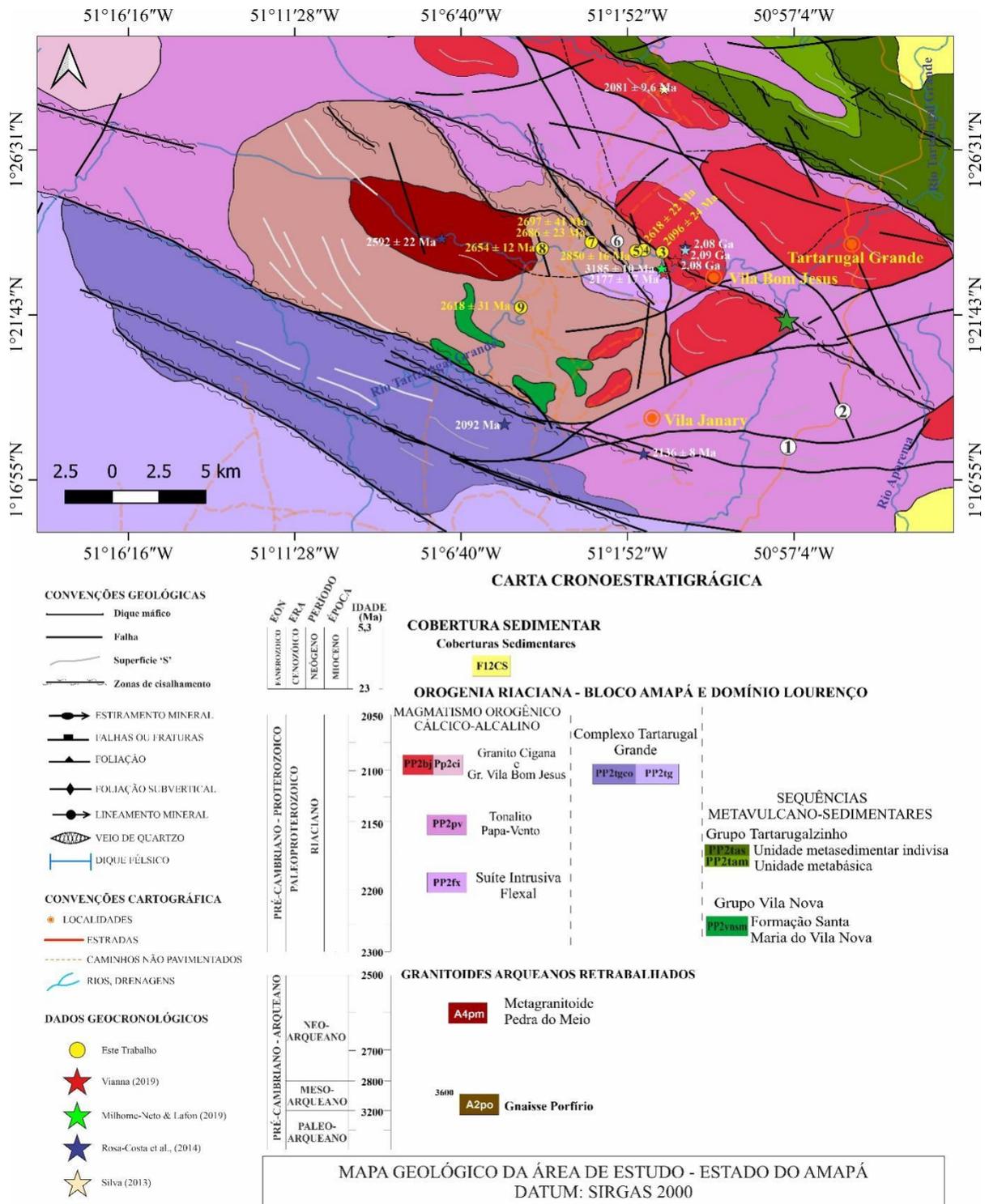


Figura 45- Mapa geológico modificado da área de estudo com localização das amostras e com dados geocronológicos de Silva (2013); Rosa-Costa *et al.* (2014), Milhomem Neto & Lafon (2019), Vianna *et al.* (2020) e deste trabalho. Amostras em círculos e enumeradas: (3) RPJ-1905; (4) JAP-1806; (5) RPJ-1906; (6) RPJ-1907; (7) RPJ-1908 A e B; (8) RPJ-1910 A e B; (9) RPJ-1909.

Tabela 8- Compilação de dados geocronológicos das principais unidades da porção norte do Bloco Amapá. ¹Lafon *et al.* (2000); ²Avelar *et al.* (2003); ³Rosa-Costa *et al.* (2014); ⁴Borghetti *et al.* (2018); ⁵Milhomem-Neto & Lafon (2019); ⁶Pinto (2020); ⁷Este trabalho. ^aU-Pb em zircão; ^bPb-Pb evaporação. *Idade por intercepto superior; ** média ponderada ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb; *** idade concordante.

(continua)

Amostra	Unidade / litologia	Idade de Cristalização	Idades herdadas	Idades de rejuvenescimento
LT-245	Metagranitoide Pedra do Meio / charnockito	*2592 ± 22 Ma ^{3,a}	3,0 Ga	---
CA13A	Complexo Tartarugal Grande / granulito	**2623 ± 13 Ma ^{1,5,b}	---	---
LT-226A	Complexo Tartarugal Grande / granulito	*2671 ± 15 Ma ^{2,a}		
LT-39	Complexo Guianense / biotita-gnaiss monzogranítico	**2605 ± 3 Ma ^{3,b}	---	---
JAP-1806	Complexo Guianense / ortognaisse granodiorítico	*2618 ± 22 Ma ^{7,a}	2,89 e 2,72 Ga	2552 ± 40 Ma
LT-134	Complexo Guianense / ortognaisse granodiorítico	**2632 ± 2 Ma ^{3,b}	---	---
RPJ-1909	Complexo Guianense / ortognaisse granodiorítico	*2632 ± 28 Ma ^{7,a}	2,77 Ga	---
RPJ-1910A	Complexo Guianense / Anf - biotita metagranodiorito	*2653 ± 4 Ma ^{7,a}	---	2594 ± 15 Ma
JAP-01A	Granito Mungubas / Leucomonzogranito	*2650 ± 9 Ma ^{6,a}	2,84, 2,75 e 2,69 Ga	---
SJJ08	Complexo Guianense / ortognaisse tonalítico	**2689 ± 11 Ma ^{5,a}	2827 ± 17 Ma	---
CA17A	Complexo Tumucumaque / ortognaisse tonalítico	**2843 ± 23 Ma ^{5,a}	---	2175 ± 47 Ma
RPJ-1906	Complexo Tumucumaque / ortognaisse Granodiorítico	*2845 ± 15 Ma ^{7,a}	---	2634 ± 20 Ma
CA17A	Complexo Tumucumaque / ortognaisse tonalítico	**2849 ± 6 Ma ^{2,b}	---	---

(conclusão)

Amostra	Unidade / litologia	Idade de Cristalização	Idades herdadas	Idades de rejuvenescimento
VGN-28	Complexo Tumucumaque / ortognaisse granodiorítico	***2852 ± 32 Ma ^{4,a}	---	---
LT-38	Complexo Tumucumaque / ortognaisse Granodiorítico	**2884 ± 2 Ma ^{3,b}	---	---
CG-18A	Granulito Tajauí / Granulito enderbítico	**2866 ± 4 Ma ^{3,b}	2905 ± 21 Ma	2744 ± 3 Ma
SJJ05	Gnaiss Porfírio / ortognaisse granodiorítico	**3185 ± 10 Ma ^{5,a}	3485 ± 15 Ma ^{5,a}	---
LT-250	Gnaiss Porfírio / ortognaisse granodiorítico	---	**3485 ± 4 Ma ^{3,b}	---

7.2 NATUREZA E FONTE DO MAGMATISMO

Neste tópico serão discutidas a natureza e as fontes do magmatismo meso- neoarqueano e riaciano com base nos dados de geoquímica elemental e isotópica deste trabalho em conjunto com os dados de Pinto (2020). Como preliminar a este tópico, uma breve síntese dos diferentes tipos de granitoides, sua classificação, características e suas fontes serão apresentadas abaixo. Várias propostas de classificação dos granitoides arqueanas foram apresentadas, as quais, apesar de algumas diferenças de terminologia, convergem em termo de características e processos e fontes dos granitoides (Halla 2018, Halla *et al.* 2009, 2017, Moyen 2011, 2020, Moyen & Martín 2012, Laurent *et al.* 2014). Independentemente dos modelos tectônicos para a evolução da crosta continental no Arqueano (“*stagnant lid*”, plumas mantélicas ou tectônica de arco em contexto de subducção), os granitoides podem ser classificados em termos de fontes, formação dos magmas primitivos e petrogênese (Halla 2018, Moyen 2020). De acordo com Moyen (2020), os granitoides arqueanos podem ser divididos em (1) granitoides tipo C (crustais) derivados de fontes crustais diversas, com subdivisão principal em tipos sódicos (Trondhjemitos, tonalitos e granodioritos - TTGs) e potássicos (essencialmente biotita granitos e, eventualmente, biotita-muscovita granitos), além de granitos transicionais e granitos e sienitos alcalinos e; (2) granitoides tipo M (mantélicos) subdivididos em sanukitoides e granitoides cálcio-alcalino de alto K. Além disso, mistura de fontes, diferenciação, interação entre diferentes magmas produzem uma variação composicional contínua entre os principais tipos, gerando, entre outros, granitoides híbridos.

Moyen (2020) aponta que o registro geológico do Eo-Paleoarqueano (>3,2 Ga) é dominado por TTGs, principalmente dos tipos baixa e média pressão, mas com um componente subordinado de biotita granitos. Por sua vez, o Mesoarqueano (3,2–2,8 Ga) é caracterizado por um magmatismo mais diversificado com uma maior abundância de TTGs de alta pressão, biotita granitos, *Sanukitoides* e rochas cálcio-alcalinas. Este mesmo autor afirma que todos os granitoides do tipo C compartilham muitas semelhanças petrológicas e composicionais. As variações das fontes crustais são responsáveis das principais diferenças geoquímicas: Fontes ricas em K (metassedimentos ricos em argilo-minerais) produzem Biotita-muscovita granitos ricos em K e aluminosos; sedimentos menos maduros, metatonalitos e gnaisses cinzas originam Biotita Granitos comuns; rochas máficas ricas em Na produzem magmas trondhjemiticos e aquelas ricas em Ca, magmas tonalíticos.

Rochas TTGs comumente apresentam $K_2O/Na_2O \leq 0,5$, razão $1,0 \leq A/CNK \leq 1,1$, caráter levemente peraluminoso, com conteúdo de SiO_2 variando entre 65 e 75%, somatória de óxidos ferromagnesianos $<5\%$ e conteúdos de CaO entre 1 e 5%. Em relação aos teores de elementos traços, rochas TTGs apresentam variações significativas a depender da pressão da fusão de sua fonte, e podem variar entre um membro de alto conteúdo de ETRPs (baixa pressão, alto Y e baixo Sr), e um membro de alta pressão caracterizado por baixo ETRPs e alto conteúdos de Sr (Almeida *et al.* 2011, Halla *et al.* 2009, Moyen 2011, 2020, Moyen & Martin 2012, Laurent *et al.* 2014, Halla *et al.* 2017).

Por sua vez, Biotita granitos apresentam elevados conteúdos de sílica (68-75%), afinidade peraluminosa com $A/CNK \geq 1,0$, somatória de óxidos ferromagnesianos entre 1 e 4%, razão $K_2O/Na_2O > 0,5$, teor de $K_2O \sim 4\%$ e baixas concentrações de CaO ($< 2\%$).

As razões $(La/Yb)_N$ variam geralmente no intervalo 15 – 65 e significativas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,5$) são observadas (Moyen *et al.* 2003; Moyen & Martin 2013; Laurent *et al.* 2014). Biotita Granitos com idades de 2,85–2,75 Ga são encontrados no norte do Cráton Kaapvaal, sul da África. Eles são gerados por fusão parcial de crosta continental mais antiga TTG e/ou félsica e são frequentemente denominados como granitos anatéticos (Moyen *et al.* 2003, Doucet *et al.* 2018).

Stern *et al.* (1989) propuseram uma definição de *Sanukitoides* com base em valores restritos de $SiO_2 = 55\text{--}60\%$; $MgO > 6\%$; $Mg \# > 0,6$; Sr e Ba no intervalo 600–1800 ppm; Cr e Ni > 100 ppm. Estudos posteriores consideram os Sanukitoides como uma suíte de rochas máficas e intermediárias que são caracterizadas por alto conteúdos de elementos compatíveis e incompatíveis de acordo com o teor de SiO_2 (Moyen *et al.* 2003, Halla 2005, Martin *et al.* 2005, 2009, Heilimo *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2011). Heilimo *et al.* (2010) novamente propuseram características geoquímicas restritas para os *Sanukitoides* com SiO_2 variando entre 55–70%; $Na_2O/K_2O = 0,5\text{--}3,0$; $MgO = 1,5\text{--}9,0\%$; $Mg\# = 0,45\text{--}0,65$; $K_2O = 1,5\text{--}5,0\%$; $Ba+Sr > 1400$ ppm; $(Gd/Er)_N = 2\text{--}6$ e indicaram que estas rochas diferem das suítes TTGs devido aos seus altos conteúdos de Ba-Sr, baixas razões Na_2O/K_2O e padrões de ETRPs mais uniformes.

Hoje, são considerados *sanukitoides* rochas que apresentam $K_2O/Na_2O \geq 0,5$, característica metaluminosa (razão A/CNK variando entre 0,7 e 1), com conteúdo de SiO_2 variando entre 45 e 70%, somatória de óxidos ferromagnesianos entre 5% e 25%, $\#Mg > 0,6$ e moderados a altos conteúdos de CaO (Shirey & Hanson 1984, Stern *et al.* 1989, Laurent *et al.* 2014, Martin *et al.* 2005, Heilimo *et al.* 2010;). Laurent *et al.* (2014) propuseram o termo *Sanukitoides lato sensu* de modo a integrar granitoides que não atendem a todos esses critérios. Uma proposta mais assertiva para correlacionar ao Anfibólito – biotita metagranodiorito (RPJ-

1910A) foi introduzida por Martin *et al.* (2009), denominada posteriormente de suítes cálcio-alcalinas de alto K ou sanukitóides de alto titânio (Moyen 2020) que apresentam composições menos magnesianas ($Mg\# < 0.4$) e são mais enriquecidas em LILEs e HFSEs. São granitoides de composição geralmente monzogranítica, metaluminosa e ferrosa, com teores de K_2O e Na_2O respectivamente superior e inferior aos sanukitóides *sensu stricto*. Apresentam razão $(La/Yb)_N$ parecida à dos sanukitoides. Não mostram anomalias negativas em Zr, Ti e Y.

Em termos de gênese, para os granitoides tipos C (TTGs e biotita granitos) o balanço K-Na-Ca é relacionado a natureza das fontes. Alto teor de K aponta para fontes metassedimentares no caso dos biotita granitos. Por sua vez, no caso dos TTGs, magmas trondhjemiticos são originados de rochas máficas ricas em Na, enquanto rochas máficas ricas em Ca produzem mágmas tonalíticos. A profundidade da fusão e os minerais em equilíbrio com o magma (granada, rutílo ou plagioclásio) influenciam os teores de ETRPs, Nb, Ta, Sr e Eu nos TTGs.

Magmatismo mesoarqueano (Complexo Tumucumaque)

Os granitoides mesoarqueanos do Complexo Tumucumaque são classificadas petrograficamente como Biotita ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, enriquecidos em plagioclásio e com moderado conteúdo modal de K-feldspato. A principal fase máfica é a biotita e nota-se a ausência de anfibólio. Quimicamente plotam no campo dos granodioritos no diagrama de Debon & LeFort (1983) e nos campos dos trondhjemitos e granitos no diagrama normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965). Os conteúdos elevados de K_2O entre 2,86 e 3,22%, as razões relativamente altas K_2O/Na_2O (0,65-0,80), a afinidade cálcio-alcalina e peraluminosa com razão A/CNK de 1,05–1,09), enriquecidas em SiO_2 (73,08–75,00%), baixos conteúdos de óxidos ferromagnesianos, com $FeO_1+MgO+MnO+TiO_2$ entre 2,01% e 2,44%, e de CaO (1,57–1,78%) são características de “C-type” granitos de Moyen & Laurent (2018) e Moyen (2020).

As rochas apresentam muitas características de rochas TTGs, no entanto diferem em uma característica chave deste tipo de rochas que é a baixa razão K_2O/Na_2O ($\leq 0,5$). Nas rochas do Complexo Tumucumaque esta razão é bem mais elevada, variando entre 0,64 e 0,80. Deste modo, correspondam a Biotita granitos, mais precisamente do tipo “Common C-type” biotita granito de Moyen & Laurent (2018) e Moyen (2020), com os quais compartilham também muitas similaridades geoquímicas.

Os teores de Sr variando de 264 ppm a 475 ppm e os de Y entre 6 e 8,86 ppm nessas rochas mesoarqueanas são comuns em rochas formadas sob condições de alta pressão, que apresentam baixas concentrações de $Yb \leq 1,5$ ppm, razões $La_N/Yb_N > 30$, conteúdos de $Y \leq 10$

ppm e baixas razões Sr/Y. As rochas do Complexo Tumucumaque possuem baixas concentrações de elementos raros pesados com conteúdo de Yb entre 0,45 e 0,95 ppm e razão La_N/Yb_N entre 31,77 e 55,67, com leves anomalias de Eu. Possuem moderados conteúdos de HFSEs com conteúdos de Nb entre 4,8 e 7,4 ppm e Zr de 125 a 151 ppm.

No diagrama triangular de classificação de granitoides tardi-arqueanos as amostras do Complexo Tumucumaque plotam no campo de rochas graníticas próximo ao limite das rochas TTGs (Figura 46A). No diagrama discriminante de fontes para granitoides tardi-arqueanos de Laurent *et al.* (2014a) estas rochas plotam no campo dos tonalitos próximos aos campos de rochas máficas de alto e baixo K (Figura 46B), sugerindo que foram originadas a partir de uma fonte crustal de composição tonalítica.

O Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906) apresenta valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ subcondríticos (-7,3 a -0,4) e idades modelo Hf- T_{DM}^C paleo e eoarqueanas de 3,3-3,7 Ga para uma idade de cristalização assumida em 2846 ± 36 Ma e para o cristal com idade de 2634 ± 20 Ma, um valor de $\epsilon_{Hf}(t)$ de -6,6 e idade Hf- T_{DM}^C de 3,5 Ga. Este intervalo é semelhante ao de outras rochas desta unidade obtido por Milhomem-Neto & Lafon (2019) com idades modelo Hf- T_{DM}^C entre 3,4 e 3,8 Ga e valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ que variam entre -2,1 e -9,0, o que indica o retrabalhamento crustal de fontes paleo e eoarqueanas na gênese dessas rochas mesoarqueanas.

Nesse contexto a gênese do Complexo Tumucumaque pode ser explicado pela colocação de um magma no final do Mesoarqueano oriundo de retrabalhamento de uma espessa crosta continental e com um considerável período de residência crustal (~500 Ma).

Magmatismo Neoarqueano (Complexo Guianense e granitoides associados)

O magmatismo neoarqueano na área estudada apresenta uma diversidade de assinaturas petrográficas e geoquímicas como evidenciado pelas rochas do Complexo Guianense e Granito Mungubas. Cinco das amostras de ortognaises tonalíticos, granodioríticos, monzograníticos e metagranodiorito do Complexo Guianense (JAP-02A, SJJ-08, RPJ-1909, RPJ-1908A e RPJ-1908B) apresentam muitas similaridades com as rochas mesoarqueanas do Complexo Tumucumaque. Essas amostras possuem conteúdos elevados de K_2O (3,06–3,71%) e alta razão K_2O/Na_2O ($0,77 < K_2O/Na_2O < 0,98$), afinidade com as rochas das séries cálcio-alcalinas a cálcio-alcalinas de alto K, predominantemente peraluminosas com razão A/CNK entre 1,01 e 1,10, e teor de SiO_2 entre 69,90% e 74%, somatória de óxidos ferromagnesianos ($FeO+MgO+MnO+TiO_2$) entre 3,16% e 4,90% e conteúdos de CaO variando de 1,9% a 2,44%. Essas características, assim como nas rochas do Complexo Tumucumaque são semelhantes aos Biotita Granitos do tipo Common C-type de Moyen & Laurent (2018) e Moyen

(2020) e plotam principalmente nos campos dos granitos no diagrama de classificação de granitoides tardi-arqueanos de Laurent *et al.* (2014). Entretanto, diferentemente do magmatismo mesoarqueano, essas rochas indicam uma gênese a partir de fontes máficas de alto K em vez de fontes tonalíticas (Figura 46A e 46B).

O Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1909) apresentou valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos entre -4,5 e -5,2 e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 3,36 e 3,40 Ga, além de um cristal herdado com valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -11,3 e idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,9 Ga. Os dados Lu-Hf são similares aqueles obtidos para o ortognaisse tonalítico SJJ-08, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ subcondríticos (-3,2 a -11,4) e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} paleo e eoarqueanas de 3,33-3,84 Ga (Milhomem Neto & Lafon, 2019). São também similares aos dados Lu-Hf do ortognaisse granodiorítico JAP-02A, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ subcondríticos entre -0,9 e -6,8 e idades Hf- T_{DM}^{C} de 3,4-3,5 Ga (Pinto 2023, inédito).

Os dados Lu-Hf das rochas do complexo Guianense indicam que os protólitos foram gerados a partir de uma crosta continental paleo a eoarqueana, como para as rochas mesoarqueanas do complexo Tumucumaque, porém de natureza diferente (tonalítica para os biotita granitos mesoarqueanos e máfica de alto-K para os biotita granitos neoarqueanos).

Duas outras amostras do Complexo Guianense apresentam características claramente distintas dos Biotita Granitos: a amostra do Biotita ortognaisse granodiorítico JAP-1806 e do Anfibólio – biotita metagranodiorito RPJ-1910A. Nos diagramas de classificação e de fontes de Laurent *et al.* (2014) as rochas plotam no campo de rochas TTGs formadas a partir da fusão de rochas máficas de baixo K, e no campo de rochas *Sanukitoides* oriundas de fontes máficas de alto K, respectivamente (Figura 46A e 46B).

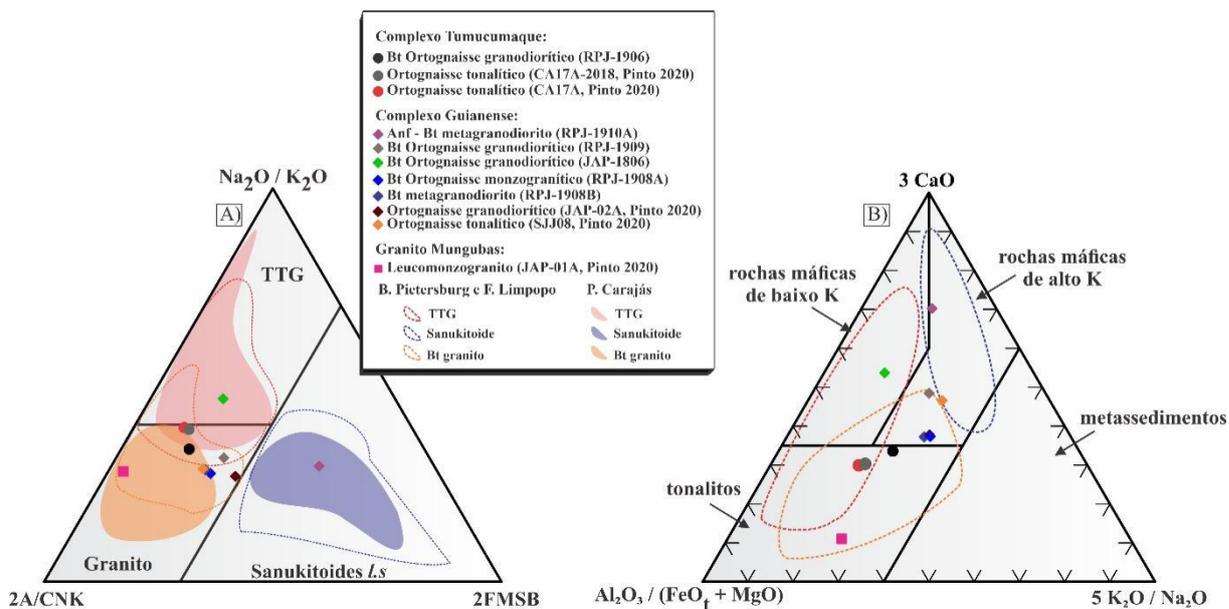


Figura 46- Classificação de granitoides e natureza da fonte dos protólitos magmáticos dos ortogneisses do Complexo Tumucumaque, Guianense e leucomonzogranito pertencente ao Granito Mungubas. A) Diagrama ternário de classificação de granitoides tardi-arqueanos, com campos de Laurent *et al.* (2014). $2\text{FMSB}=2*(\text{FeO}_t+\text{MgO})*(\text{Sr}+\text{Ba})$, $\text{A}/\text{CNK}=(\text{molar } \text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}] \text{ ratio})$; B) Diagrama triangular discriminante de fontes para granitoides tardi-arqueanos, com campos experimentais de Laurent *et al.* (2014).

O Biotita ortognaisse granodiorítico JAP-1806, com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,43, apresenta afinidade cálcio-alcalina, A/CNK 1,05, conteúdo de SiO_2 de 71,80 e de CaO 2,69%. Somatória de óxidos ferromagnesianos de 3,54%, confirmando sua afinidade TTG, uma vez que este tipo de rocha comumente apresenta $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 0,5$, razão $1,0 \leq \text{A}/\text{CNK} \leq 1,1$, caráter levemente peraluminoso, com conteúdo de SiO_2 variando entre 65 e 75%, somatória de óxidos ferromagnesianos <5% e conteúdos de CaO entre 1 e 5% (Moyen *et al.* 2003, Moyen & Martin 2013, Laurent *et al.* 2014).

Halla *et al.* (2009) e Almeida *et al.* (2011) subdividem as suítes TTGs em dois grupos, de baixo-ETRPs e alto-ETRPs respectivamente. No diagrama de elementos terras raras de granitoides tardi-arqueanos de Halla *et al.* (2009) a amostra JAP-1806 pertence ao grupo de TTGs de baixo ETRPs (Figura 47). TTGs também são subdivididos em grupos de baixa-pressão, média-pressão ou alta-pressão, com base em teores de ETRs, Y e Sr (Champion & Smithies 2007, Martin & Moyen 2005, Moyen *et al.* 2011b, 2020). TTGs de alta pressão apresentam baixo conteúdos de ETRP-Y e alto Sr, enquanto os de baixa pressão apresentam altos conteúdos de ETRP-Y e baixo Sr. O Biotita ortognaisse granodiorítico pertence ao grupo de TTGs de baixo ETRPs (Figura 47), com baixo conteúdo de Y (4,3 ppm) e elevado conteúdo de Sr (662 ppm), portanto pertencente ao grupo de alta pressão.

Este ortognaisse apresenta valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -10,6 e -7,5 e idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre 3,5 e 3,7 Ga, com dois cristais herdados de 2,72 e 2,89 Ga também com

$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos e idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre de 3,3 e 3,7 Ga. Este intervalo de idade modelo é semelhante ao obtido para as outras rochas do Complexo Guianense (RPJ 1909, SSJ-08 e JAP-02) e para o magmatismo mesoarqueano, indicando novamente o retrabalhamento de fontes crustais paleo e eoarqueanas na gênese destas rochas. Entretanto, para a rocha do Complexo Guianense com afinidade TTG, uma gênese por fusão parcial de rochas metamáficas de baixo K em ambiente de alta pressão é apontada. O ambiente de formação pode ser associado a arcos de ilhas (Almeida *et al.* 2011, Hoffmann *et al.* 2014, Nagel *et al.* 2012), subducção de platôs oceânicos (Martin *et al.* 2014) ou pela fusão da base de platôs máficos em contexto geotectônico de domos e quilhas (e.g., Van Kranendonk *et al.* 2007).

O Anfibólio-biotita metagranodiorito RPJ1910A, por sua vez, apresenta afinidade com as rochas sanukitóides e sugere uma fonte diferente das demais amostras neoarqueanas. Embora não possua todas as características de rochas Sanukitoides (#Mg baixo), essa afinidade é sustentada pelo Baixo SiO_2 , alto conteúdo de Na_2O , médio-alto conteúdo de K_2O , caráter ferroso, alta razão $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$, altos teores de Ba e Sr, além da abundância de hornblenda e de enclaves máficos.

Halla *et al.* (2009) mostraram que o comportamento de ETRs nos Sanukitoides apresentam um padrão uniforme. No diagrama da Figura 47 é observado que o Anfibólio-biotita metagranodiorito possui um padrão coerente com as rochas sanukitóides, com exceção dos conteúdos de Tm, Yb e Lu que se aproximam mais do campo TTG. Deste modo a formação desta rocha pode ser admitida como produto de fusão parcial do manto metassomatizado ou interação manto-crosta.

Quatro cristais do Anfibólio-biotita metagranodiorito (RPJ-1910A) apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -7,1 e -1,5 e idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre 3,2 e 3,5 Ga para uma idade U-Pb assumida em 2654 ± 12 Ma. Um outro cristal concordante com idade de 2594 ± 35 Ma apresenta valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -7,1 e idade $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 3,5 Ga. Este intervalo é semelhante ao obtido para rochas do Complexo Guianense por Milhomem-Neto & Lafon (2019) e Pinto (2023, em preparação) de idades modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre 3,3 e 3,84 Ga, com valores $\epsilon_{\text{Hf}}(2,70)$ e $\epsilon_{\text{Hf}}(2,65)$ que variam entre -3,2 e -11,4 nas amostras SJJ08 e JAP-02A, o que indica o retrabalhamento crustal de fontes paleo e eoarqueanas na gênese destas rochas.

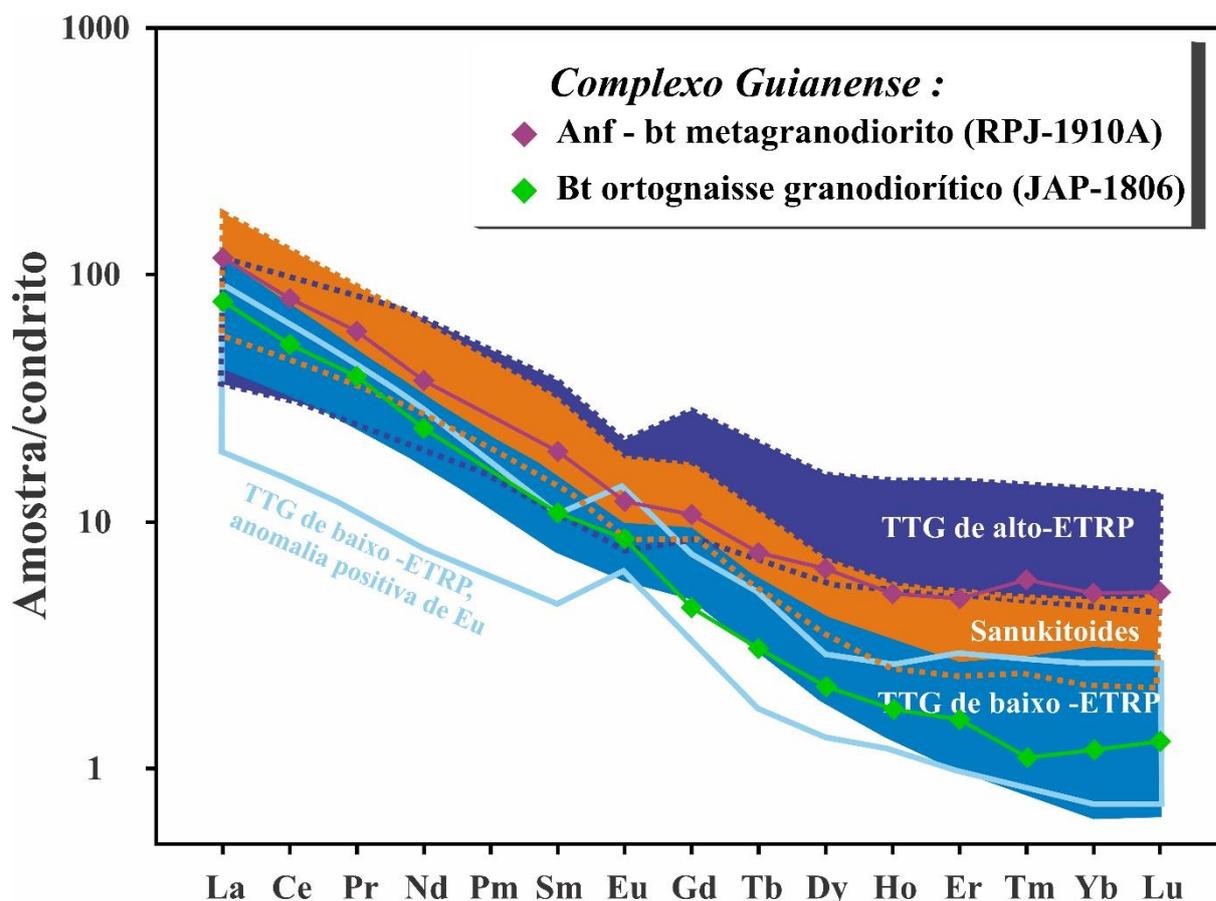


Figura 47- Padrão de ETRs de granitoides tardi-arqueanos normalizado para o condrito de Taylor & McLennan (1985) demonstrando a divisão entre TTG e baixo e alto ETRPs e rochas *Sanukitoides*. (Halla *et al.* 2009).

Granito Mungubas

A amostra do Granito Mungubas apresenta os maiores conteúdos de K_2O (4,5%) em comparação as rochas do Complexo Tumucumaque e Guianense, assim como a mais alta razão K_2O/Na_2O (1,26). Apresenta baixo valor de $Mg\#$ (0,14) e da razão Ba/Rb (2,30), ao passo que apresenta valor intermediário de Sr/Y (37,64). Nos diagramas de classificação e discriminação de fontes de granitoides tardi-arqueanos de Laurent *et al.* (2014a) esta rocha plota no campo dos granitos com originado a partir da fusão de uma crosta de composição tonalítica (Figura 46). O leucomonzogranito apresenta valores subcondríticos de $\epsilon_{Hf}(t)$ entre -1,7 e -7,7, e idades modelo $Hf-T_{DM}^C$ no intervalo 3,2-3,6 Ga, apontando para processos de retrabalhamento de uma fonte crustal paleoarqueana (Pinto 2020).

Magmatismo riaciano

A idade de cristalização de 2096 ± 24 Ma obtida para o Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905) ocorrente na área anteriormente atribuída ao Gnaisse Porfírio é mais

uma evidência do intenso magmatismo riaciano no setor estudado. Essa idade é compatível com o granito tardi-orogênico Vila Bom Jesus (2,08-2,09 Ga, Silva 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020) ou com o Complexo Araguari que agrupa rochas metamórficas e granitoides sin-colisionais (2,09-2,10 Ga, Barreto *et al.* 2013, Milhomem Neto & Lafon 2020). Do ponto de vista geoquímico possui compatibilidade com ambas essas unidades riacianas.

Por outro lado, a deformação no Biotita ortognaisse granodiorítico é bem mais intensa do que a observada no Granito Vila Bom Jesus, e seria, neste sentido, mais parecida à ocorrente no Complexo Araguari. Porém não é descartada a hipótese desta rocha ser um corpo do Granito Vila Bom Jesus envolvido em zona de cisalhamento, devido à proximidade com a área de ocorrência do mesmo.

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3,22, 2,80 e 2,63 Ga indicam retrabalhamento de rochas do embasamento arqueano na gênese desse ortognaisse. A razão Th/U nesses cristais varia de 0,2 a 0,7 o que sustenta a origem ígnea dos cristais (Belousova *et al.* 2002) e não apresentam uma clara distinção entre núcleo e borda.

O cristal B2 (2798 ± 24 Ma) dentro da margem de erro pode ser correlacionado ao Complexo Tumucumaque (2,81 a 2,85 Ga, Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2014, Borghetti *et al.* 2018, Milhomem Neto & Lafon 2019). O cristal B4, dentro de sua margem de erro, pode ser interpretado como herança do Complexo Guianense (2,65 Ga; Milhomem-Neto & Lafon 2019); O cristal C10 apresenta uma clara distinção entre núcleo e borda. Ambos os domínios foram datados, porém apenas o núcleo forneceu um dado analítico aproveitável com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3223 ± 62 Ma, a qual pode ser interpretada como um núcleo herdado do Gnaisse Porfírio (3,19 Ga, Milhomem-Neto & Lafon 2019). A borda deste cristal, embora apresente elevado alto grau de discordância, forneceu uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2848 ± 48 Ma que poderia testemunhar um evento relacionado ao Complexo Tumucumaque.

Três cristais do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905) forneceram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -0,6 e -4,4 e idades Hf- T_{DM}^{C} entre 2,7 e 2,95 Ga para a idade U-Pb assumida de 2096 ± 24 Ma. O cristal concordante com idade de $\sim 3,22$ Ga apresenta valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -3,7 e idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,8 Ga. Por sua vez, o cristal concordante com idade de $\sim 2,80$ Ga apresenta valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -4,3 e idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,5 Ga. Por fim outro cristal com idade de $\sim 2,63$ Ga apresenta valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -2,2 e idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,2 Ga.

Quanto a assinatura isotópica de Hf, esta rocha é mais compatível com a do Complexo Araguari, uma vez que Milhomem-Neto & Lafon (2020) obtiveram idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 2,7 e 3,3 Ga, com valores $\epsilon_{\text{Hf}}(2,10)$ e $\epsilon_{\text{Hf}}(2,09)$ que variam entre -0,5 e -9,4, o que indica o retrabalhamento crustal de fontes neo e paleoarqueanas na gênese destas rochas. Já a assinatura

isotópica de Hf obtida por Vianna *et al.* (2020) para duas amostras do Granito Vila Bom Jesus mostram, respectivamente, valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,09)}$ entre -4,1 e -9,8 com idades modelo Hf- T_{DM}^{C} de 2,9 a 3,3 Ga, e valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,08)}$ entre -9,8 e -15,6 com idades modelo Hf- T_{DM}^{C} mais antigas (3,3-3,6 Ga). No primeiro caso um cristal herdado de 2190 ± 30 Ma forneceu ϵ_{Hf} de -6,7 e idade modelo de 3,2 Ga, neste caso não fornece idades modelo neoarqueanas.

Nos diagramas de ambientes tectônicos o Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905) plota no campo de granitos sin a tardio orogênicos, de arco vulcânico, cálcico a cálcio-alcalinos com assinatura de zonas de subducção. Essas características de certo modo são equivalentes com as descritas por Pearce *et al.* (1996) para os granitos deste tipo de ambiente.

7.3 EVOLUÇÃO E DIVERSIFICAÇÃO DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DO BLOCO AMAPÁ E IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

Milhomem-Neto & Lafon (2019) destacaram a ocorrência de três principais episódios magmáticos bem definidos pelo método U-Pb em zircão ocorrentes na porção norte do Bloco Amapá. O primeiro e mais antigo não foi reconhecido neste trabalho e é referente ao Gnaisse Porfírio com idade de cristalização de 3,19 Ga e núcleo herdado de $\sim 3,49$ Ga, apontando para a possível ocorrência de um episódio magmático paleoarqueano ainda não reconhecido na porção norte do Bloco Amapá. Recentemente a idade de cristalização de $\sim 3,34$ Ga, com componentes herdados de $\sim 3,63$ Ga de rochas máficas do Complexo Bacuri, na porção centro-leste do bloco apontou para o primeiro registro magmático paleoarqueano no bloco Amapá (Spier *et al.* 2021).

O segundo evento magmático ocorreu no fim do Mesoarqueano em $\sim 2,84$ Ga, representado principalmente pelos protólitos ígneos do Complexo Tumucumaque. Essa unidade foi reconhecida neste trabalho na amostra do Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1906) que provavelmente ocorre como xenólito assim como o Gnaisse Porfírio no setor estudado. Esse episódio é reconhecido na porção central do bloco (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2017, Borghetti *et al.* 2018)

O terceiro episódio magmático ocorreu no Neoarqueano e é representado pelos protólitos ígneos do Complexo Guianense, Granito Mungubas e Riozinho, Metagranitoide Pedra do Meio e protólitos arqueanos do Complexo Tartarugal Grande no período entre 2,69 Ga e 2,59 Ga, quando o magmatismo se torna mais intenso e caracteriza um prolongado (*protracted*) episódio magmático. O Complexo Guianense foi reconhecido neste trabalho nas amostras de ortognaises (RPJ-1910A, RPJ-1909 e JAP-1806) que apresentaram idades entre

2,65 Ga e 2,62 Ga e cristais herdados de 2,77–2,72 Ga. Esse episódio neoarqueano também é reconhecido na porção centro-sul do bloco Amapá (Complexo Guianense; Suíte Intrusiva Noucouru), porém é precedido por um evento magmático na transição meso-neoarqueana em torno de 2,79-2,80 Ga (protólitos do Complexo granulítico Jari-Guaribas, Granito Anauarapucu; Rosa-Costa *et al.* 2006, 2017). Fato é que ocorre uma dominância de um magmatismo durante o Neoarqueano no setor estudado, que provavelmente inicia-se entre 2,77 - 2,72 Ga apontado por xenocristais e/ou cristais herdados das amostras de ortognaisses granodioríticos (RPJ-1909 e JAP-1806) e do Granito Mungubas (JAP-01A) e torna-se mais intenso e diversificado no período de 2,65–2,59 Ga). A Figura 48 ilustra uma síntese dos principais eventos magmáticos arqueanos do Bloco Amapá.

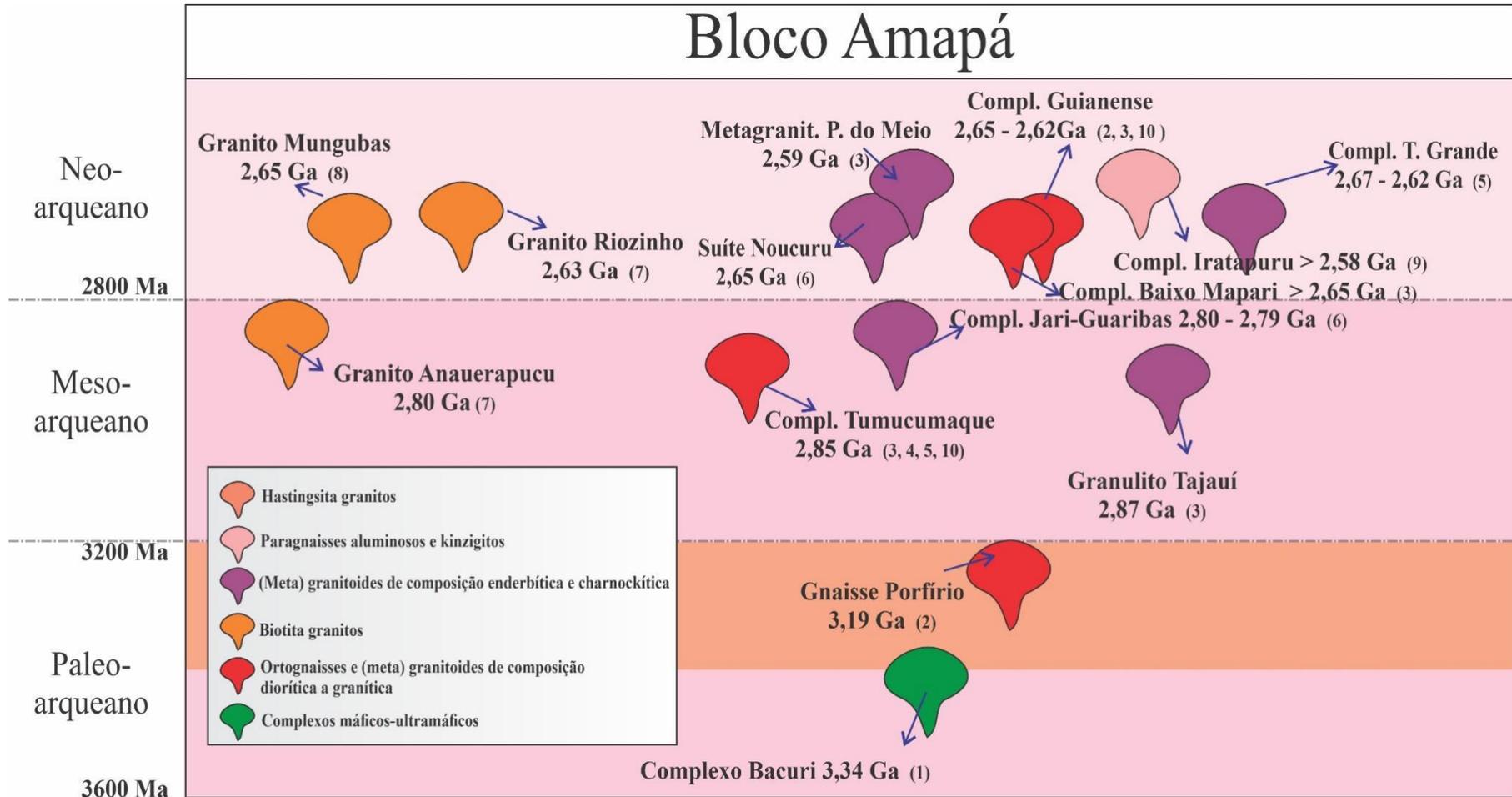


Figura 48- Síntese das principais unidades litoestratigráficas arqueanas do Bloco Amapá. ⁽¹⁾ Spier *et al.* (2021); ⁽²⁾ Milhomem-Neto & Lafon (2019); ⁽³⁾ Rosa-Costa *et al.* (2014); ⁽⁴⁾ Borghetti *et al.* (2018); ⁽⁵⁾ Avelar *et al.* (2003); ⁽⁶⁾ Rosa-Costa *et al.* (2006); ⁽⁷⁾ Barbosa & Chaves (2015); ⁽⁸⁾ Pinto (2020); ⁽⁹⁾ Rosa-Costa *et al.* (2008b); ⁽¹⁰⁾ Este trabalho. Para as unidades metamórficas as idades são de cristalização dos protólitos ígneos.

Na porção norte do Bloco Amapá, os dados geoquímicos mostraram que todas as amostras mesoarqueanas tem assinatura de biotita granitos de derivação crustal. O magmatismo neoarqueano também é dominado por biotita granitos de derivação crustal, porém inclui também alguns granitoides com afinidade para sanukitoides e para TTGs de alta pressão, além de granitos híbridos.

Com base nessas assinaturas geoquímicas de biotita granitos, nos valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ ($-11,3 < \epsilon_{\text{Hf}(t)} < -0,4$) e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 3,9 e 3,2 Ga, e na presença de zircões herdados na maioria das amostras neoarqueanas, com idades mesoarqueanas (3,0, 2,89, 2,84 Ga) e do Neoarqueano (2,77, 2,74, 2,72 Ga), propõe-se que esse episódio magmático neoarqueano prolongado retrabalhou unidades mais antigas do embasamento do Bloco Amapá (meso-paleoarqueanas), em contexto colisional sem evidencia de crescimento crustal durante o Neoarqueano.

Entretanto, ainda fica em aberto quais massas continentais entraram em colisão para formar essa porção do Bloco Amapá no Neoarqueano. Os dados isotópicos Sm-Nd e Lu-Hf anteriormente publicados e obtidos neste trabalho, com valores de ϵ_{Hf} e ϵ_{Nd} predominantemente subcondríticos, sugere que a crosta continental do Bloco Amapá seja mais antiga do que a Província Carajás, principal domínio arqueano do Craton Amazônico (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006) Biotita granitos mesoarqueanos (2,87–2,86 Ga) mais antigos que os do Complexo Tumucumaque são conhecidos na porção sul da Província Carajás (região de Rio Maria), porém apresentam valores $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos entre +0,6 e +1,9 (Leite 2001, Rolando & Macambira 2003) e idades modelo Nd- T_{DM} mesoarqueanas (2,9–3,1 Ga), enquanto as rochas do Complexo Tumucumaque apontam para o retrabalhamento crustal de fontes paleo e eoarqueanas. Rochas com idades semelhantes são descritas na Província Carajás como o Granito Old Salobo 2.57 Ga (Machado *et al.* 1991), Granito Itacaiúnas 2.56 Ga (Zouza 1996), entretanto o principal o episódio magmático neoarqueano está em torno de 2,70-2,76 Ga com a formação de biotita granitos restritos ao Domínio Carajás (Barros *et al.* 2009, Feio *et al.* 2012, Marangoanha *et al.* 2019b, 2020, Silva *et al.* 2020). Por fim, rochas TTG neoarqueanas não são reconhecidas na Província Carajás, onde o registro de rochas com esta afinidade é restringido ao Mesoarqueano. Ainda na porção oriental do Craton Amazônico, a escassez de dados geocronológicos no Complexo arqueano Imataca (Tassinari *et al.* 2004) não permite estabelecer cronocorrelações com o Bloco Amapá.

No Craton Oeste Africano, o domínio arqueano de Leo-Man (Escudo de Leo-Man, De Waele *et al.* 2015), também apresenta natureza e intervalo de tempo muito distinto do Bloco

Amapá para os episódios magmáticos dominantes. Dois eventos magmáticos principais foram evidenciados, um paleoarqueano, em torno de 3,54 Ga formado por gnaisses TTG e outro essencialmente mesoarqueano também dominado por gnaisses TTG e granitoides com duração maior entre 3,26 e 2,79 Ga, sem nenhuma evidência de magmatismo neoarqueano (Rollinson 2016 e referências inclusas). O outro domínio arqueano do Craton Oeste Africano (Escudo de Reguibat) também apresenta predominantemente episódios magmáticos do Paleo ao Mesoarqueano, porém há algumas evidências de um evento magmatismo neoarqueano subordinado em torno de 2,65 Ga (Schofield *et al.* 2012), sem comparação com o volumoso magmatismo neoarqueano do Bloco Amapá.

Uma possível correlação poderia ser estabelecida entre os biotita granitos do Complexo Guianense na porção norte do Bloco Amapá e a porção noroeste do Craton de São Francisco (bloco Cristalândia do Piauí), onde um metasiyenogranito da Unidade Vereda-Parain forneceu uma idade de 2656 ± 33 Ma com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -19,54 e -10,37, com idades Hf- T_{DM}^{C} entre 4,32 e 3,78 Ga (Barros *et al.* 2020).

Em escala global, biotita granitos com idades e características semelhantes as do Complexo Guianense são encontrados em diversos domínios arqueanos, tais como a Província Superior (2,69–2,65 Ga) referentes a suítes graníticas e granodioríticas (Breaks & Moore 1992; Whalen *et al.* 2004); o Escudo Báltico (2,70–2,68 Ga) que fazem referências a intrusões graníticas (Bibikova *et al.* 2005, Mikkola *et al.* 2011b); o Cráton de Zimbábwe, com granitos potássicos de 2,67–2,60 Ga (Bagai *et al.* 2002, Zhai *et al.* 2006); e no Cráton do Yilgarn, com granitos de baixo Ca de idade $\sim 2,66$ Ga (Cassidy *et al.* 1991).

8 CONCLUSÕES

Os estudos sistemáticos de levantamento geológico, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos em ortognaisses e granitoides do limite norte do Bloco Amapá permitiram avançar com o conhecimento geológico da região, especialmente em relação a ocorrência e extensão dos granitoides arqueanos ocorrentes neste setor do sudeste do Escudo das Guianas.

Os dados geocronológicos obtidos neste trabalho levaram a modificações significativas da litoestratigrafia dos fragmentos arqueanos e sua extensão no setor estudado.

As amostras coletadas na área de ocorrência presumida do Gnaisse Porfírio e do Metagranitoide Pedra do Meio apresentaram idades de cristalização mesoarqueana (Complexo Tumucumaque: 2,85 Ga), neoarqueanas (Complexo Guianense: 2,65 e 2,62 Ga) e riaciana (granito sin-colisional a tardi-orogênico: ~2,10 Ga).

A dominância de rochas magmáticas meso a nearqueanas junto com a existência de vários protólitos arqueanos das rochas granulíticas do Complexo Tartarugal Grande sugerem uma continuidade do embasamento arqueano até o setor estudado, o qual pode representar o limite entre os domínios arqueano (Bloco Amapá) e riaciano (Domínio Lourenço). A existência de grandes zonas de cisalhamento essencialmente transcorrente orientadas aproximadamente NW-SE afetando o setor estudado, no limite entre dois domínios geotectônicos, proporcionou a imbricação de diversas unidades mesoarqueanas, neoarqueanas e riacianas durante o evento Transamazônico.

Os dados geoquímicos mostraram que todas as amostras mesoarqueanas tem assinatura de biotita granitos de derivação crustal. O magmatismo neoarqueano também é dominado por biotita granitos de derivação crustal, porém inclui também granitoides com afinidade para sanukitoides e para TTGs de alta pressão, além de granitos híbridos.

As assinaturas geoquímicas de biotita granitos, os valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ ($-11,3 < \epsilon_{\text{Hf}(t)} < -0,4$) com idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 3,9 e 3,2 Ga, e a presença de zircões herdados na maioria das amostras neoarqueanas, com idades mesoarqueanas (3,0, 2,89, 2,84 Ga) e do Neoarqueano (2,77, 2,74, 2,72 Ga), indicam que esse episódio magmático neoarqueano prolongado retrabalhou unidades mais antigas do embasamento do Bloco Amapá (meso-paleoarqueanas), em contexto colisional sem evidencia de crescimento crustal durante o Neoarqueano. Entretanto, ainda fica em aberto quais massas continentais entraram em colisão para formar essa porção do Bloco Amapá no Neoarqueano tendo em vista que os outros

domínios arqueanos dos crátons Amazônico (Província Carajás; Complexo Imataca) e Oeste Africano (Domínio Leo-Man; Escudo Reguibat) apresentam uma história geológica totalmente distinta do Bloco Amapá no Neoarqueano.

REFERÊNCIAS

- Ackerman F.L. 1948. *Recursos minerais do Território Federal do Amapá*. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 30p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1-2):1-29.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* **50**: 77-111.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**(1–2):201–221.
- 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 Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**: 233–248.
- Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro norte do Estado do Amapá – Brasil*: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. PhD Theses, Universidade Federal do Pará, Belém. 213 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Geologie de la France*, (2-3-4): 83-100.
- Bagai Z., Armstrong R., Kampunzu A.B. 2002. U–Pb single zircon geochronology of granitoids in the Vumba granite – greenstone terrain (NE Botswana): implication for the Archean Zimbabwe craton. *Precambrian Research*, **118**: 149–168.
- Balieiro S. S. R. 1998. *Estudo geocronológico e de geoquímica isotópica da área Pojuca (Província Mineral de Carajás-PA)*. MS Dissertation, Geologia e Geoquímica, Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, vii, 115p.
- Barbosa J.P.O. & Chaves C.L. 2015. *Geologia e recursos minerais da Folha Macapá – NA.22-Y-D, Estados do Amapá, escala 1:250.000*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 116 p.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**:596-600.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 97-116.
- Barreto C.J., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T. 2009. Magmatismo eoriaciano (2,26 Ga) na porção norte do Bloco arqueano Amapá: nova evidência e implicações geodinâmicas. In: 11º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus. *Anais[...]*. Manaus, SBG-Núcleo Norte, 1 CD-ROM.

- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U-Pb and Pb-Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**:1423–1440.
- Barros R. de A., Caxito F. de A., Silva M.E., Dantas E.L., Pinheiro M.A.P., Rodrigues J.B., Basei M.A.S., Neto J.das V., Freitas M. de S. 2020. Archean and Paleoproterozoic crustal evolution and evidence for cryptic Paleoproterozoic-Hadean sources of the NW São Francisco Craton, Brazil: Lithochemistry, geochronology, and isotope systematics of the Cristalândia do Piauí Block. *Gondwana Research*, **88**:268-295.
- Batchelor R.A. & Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoides series using multicationic parameters. *Chemical Geology*. **48**: 43-55.
- Batista P.H.M. 2009. *Geoquímica Isotópica Aplicada à Evolução Crustal e Estudos Ambientais e Paleoambientais na Amazônia Oriental (PRO1958-2017)*. Belém. Relatório Técnico-Científico Final. PIBIC/UFPA.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* **119**: 457-466.
- Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S., 2005. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons. *Lithos* **79**: 129–145.
- Borghetti C., Philipp R.P., Mandetta P., Hoffmann I.B. 2018. Geochronology of the Archean Tumucumaque Complex, Amapá Terrane, Amazonian Craton, Brazil. *J. S. Am. Earth. Sci.* **88**: 294-311. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.019>
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* **273**: 48–57.
- Breaks F.W. & Moore J.M., 1992. The Ghost Lake batholith, Superior Province of North-western Ontario: a ferile, S-type, peraluminous granite — rare-element pegmatite system. *Canadian Mineralogist* **30**: 835–875.
- Brito Neves, B.B.d., Fuck, R.A. 2014. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW)+half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Research* **244**: 75-86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>
- Spier C. A., Cesar Filho F. F., Daczko N. 2021. Zircon U-Pb isotopic and geochemical results of metanorites from the chromite-mineralised Bacuri Mafic-Ultramafic Complex: Insights of a Paleoproterozoic crust in the Amapá Block, Guyana Shield, Brazil, *Gondwana Research*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.09.010>.
- Cassidy K.F., Barley M.E., Groves D.I., Perring C.S., Hallberg J.A., 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids of the late-Archean Norseman–Wiluna Belt. *Precambrian Research* **51**: 51–83.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, [s. l.], v. **84**, n. 2, p. 275–296.

- Cherniak D.J. & Watson E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**: 5-24.
- Condie K.C. 1989. *Plate tectonic crustal evolution*. 3rd. Edition. [S.I.], Pergamon Press, 476p.
- Condie K.C. & Aster R.C. 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research*, **180**: 227e236.
- Condie K.C. 2014. Growth of continental crust: a balance between preservation and recycling. *Mineralogical Magazine*, **78**(3): 623–637.
- 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: **4º** Congresso Geológico Chileno. *Actas [...]* Chile, p. 137-148.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1.3):78–88.
- Cordani U.G. & Teixeira W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian craton. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez-Catalán, J.R. (eds.), (org.). *4-D Framework of Continental Crust*. Denver, USA, *Geological Society of America*, pp. 297-320.
- Cordani U.G. & Texeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes. *Gondwana Research*, **15**: 396–407.
- Debon F. & LeFort P. 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction Royal Society of Edinburgh*, **73**:135-149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1997. *Rock-forming minerals*. London, Second Edition Longmans (eds.). 696 p.
- De la Roche H., Letierrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183–210.
- Delor C., Perrin J., Truffert C. 2007. *Campagne de géophysique aéroportée en Guyane française: magnétisme et radiométrie spectrale*. [França]: BRGM, 2007. R. 9625, 102p., 24 fig., 13 tabl., 2ann., 8 pl.
- Delor C., Lahondere D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. 2-3-4: 5-58.
- Delor C., Roeber E.W.F., Lafon J.M., Lahondère D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor 2-3-4: 207-230.
- DePaolo D.J. 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on earth structure and evolution. *EOS*, **62**: 137–145.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin, Springer.

DeRoever E.W.F., Lafon J.M., Delor C.; Cocherie A., Rossi P., Guerrot C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh temperature granulite belt (Suriname): I Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise- P-t path at 2.07-2.05 Ga. *In: BRGM - SGF (eds.) Geologie de la France - Special Guiana Shield*, p.175-206.

Doucet L.S., Laurent O., Mattielli N., Debouge W. 2018. Zn isotope heterogeneity in the continental lithosphere: new evidence from Archean granitoids of the northern Kaapvaal craton, South Africa. *Chemical Geology*, **476**:260–271.

Enjoly R., 2008. *Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes: signatures géochimiques et thermochronologiques au Transamazonien (2250-1950 Ma)*. These Dr Sciences de la Terr. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc 301.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1199-1212.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Costa E.J.S., Vale A.G. 2004a. Folha NA.22-Macapá. *In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos M.A.B., Jesus, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG*. Brasília: CPRM. CD-ROM 4/41. Programa Geologia do Brasil.

Faraco M.T.L. & Théveniaut H. 2011. *Projeto geologia da porção brasileira da Folha Oiapoque -NA.22-V-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.000*. Belém: CPRM. 115p. Programa Geologia do Brasil - PGB. Informações Integradas para Proteção da Amazônia. Sistema de Cartografia da Amazônia.

Faure G. 1986. Principles of isotope geology. 2ed. New York: Wiley, 152p.

Faure G. & Mensing T.M. 2005. Isotopes: principles and applications. 3rd ed. ed. Hoboken, N.J: Wiley.

Feio G.R.L. & Dall'Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**:33–52.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157-185.

Fisher C.M., Vervoot J.D., Hanchar J.M. 2014. Guidelines for reporting zircon Hf isotopic data by LA-MC-ICP-MS and potential pitfalls in the interpretation of these data. *Chemical Geology* **363**:125-133. *Precambrian Research*. **227**: 157–185.

Fraga L.M.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S.C., 2009. 1.94-1.93 charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single-zircon evaporation data and tectonic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* **27** (4), 247–257.

Fraga L.M. & Cordani U. 2019. Early Orosirian tectonic evolution of the Central Guiana Shield: insights from new U-Pb SHRIMP data. *In: SAXI- XI Inter Guiana Geological Conference*. Paramaribo, Suriname. Extended abstract, pp. 59–62.

- Fraga L.M., Lafon J.M., Tassinari C.C.G., 2020. *Geologia e evolução tectônica das porções central e nordeste do Escudo das Guianas e sua estruturação em cinturões eo-orosirianos*. In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves (Org, B.B. (Eds.), *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo. Solaris, pp. 92–110.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Gibbs A.K.; Barron C.N. 1993. The geology of the Guiana shield. Oxford Mono. *Geol. Geophysics*, v. 22.
- Goarayeb P.S.S., Paiva H.P.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2021. *Petrology and crustal evolution of the Tartarugal Grande Granulitic Complex - Northeastern Amazonian Craton*. *Journal of South American Earth Sciences*, **112**:10549. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103549>.
- Grenholm M., Jessell M., Thebaud N., 2019. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (2.27-1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton – insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. *Earth Sci. Rev.* **192**: 138–193.
- 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.
- 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.
- Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**:155–162.
- Halla J.; Whitehouse M.J.; Ahmad T.; Bagai Z. Archean granitoids: An overview and significance from a tectonic perspective. In *Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archean Cratons*. *Geological Society*: London, UK, 2017; pp. 1–18.
- Halla J. Highlights on Geochemical Changes in Archean Granitoids and Their Implications for Early Earth Geodynamics. *Geosciences*, 2018, **8**, 353. <https://doi.org/10.3390/geosciences8090353>.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. *Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico*. In: 2 Symposium Amazônico. Manaus, *Anais*, v.1, p.129-148.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. 2006. Evolution of the continental crust: *Nature*, **443**: 811-817.
- Hoffmann I.B., Philipp R.P., Borghetti C. 2018. Geochemistry and origin of the Rhyacian tholeiitic metabasalts and meta-andesites from the Vila Nova Greenstone Belt, Guyana Shield, Amapá, Brazil. *J. S. Am. Earth. Sci.* **88**, 29-49. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.009>
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. London. John Wiley e Sons. 527p.

- Horstwood M.S.A., Kořsler 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. *Geostand. Geoanal. Res.* **40** (3): 311–332.
- Hutchison C.S. 1974. Laboratory handbook of petrography techniques. London. *John Wiley e Sons.* 527 p.
- Irvine T.N & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**:523-548.
- 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.
- Jorge João X.D.S., Frizzo S.J., Marinho P.A.C.D., Carvalho J.M.D.A., Silva Neto C.S., Souza A.N.D., Guimarães L.R. 1978. *Projeto Sudoeste do Amapá. Relatório Final.* Texto. Belém: DNPM; CPRM. v. 1-A, 224p.
- Jorge João X.S., Carvalho J.M.D.A., Vale A.G., Frizzo S.J., Martins R.C. 1979. *Projeto Falsino.* Relatório final: texto explicativo e mapas. Escala 1:100.000. Belém: DNPM; CPRM.
- Kinny P.D. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, [s. l.], v. **53**, n. 1, p. 327–341.
- Klaver M., Roever E.W.F., Nanne J.A.M., Mason P.R.D., Davies G.R., 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: evidence for two separate UHT events. *Precambrian Res.* **262**: 1–19.
- Klaver M., Roever E.W.F., Thijssen A.C.D., Bleeker W., Soderlund U., Chamberlain K., Ernst R., Berndt J., Zeh A. 2016. Mafic magmatism in the Bakhuis Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and UHT metamorphism. *GFF* **138** (1): 203–218.
- Klein E.L., Rosa-Costa L.T.D., Lafon J.M. 2003. *Magmatismo Paleoarcheano (3.32 Ga) na região do rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas*, VIII Simpósio de Geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia, Manaus.
- Kroonenberg S.B & Roever E.W.F.D. 2010. Geological evolution of the Amazonian Craton, in: Hoorn, C., Wesselingh, E.P. (Eds.), *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 1st ed. ed. *Blackwell Publishing*, pp. 9-28.
- Kroonenberg S.B., Roever E.W.F., Fraga L.M., Reis N.J., Faraco T., Lafon J.M., Cordani U., Wong T.E., 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: a revised model. *Neth. J. Geosci.* **95**–4, 491–522.
- Lafon J.M., Avelar V.G., Rossi P., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T., 2000. Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana shield. In: International Geological Congress, **Vol. 31**. CD-ROM, Rio de Janeiro.
- Lafon J.M., Delor C., Barbosa O.S. 2001. *Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene.* In: Simp. Geol. Amaz. 7. Belém. *Resumos expandidos*. CD-ROM.

Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Milhomem Neto J.M. 2019. Sr-Nd-Hf isotopic tracing of Archean continental crust in the Brazilian part of the Southeastern Guyana Shield: A review. *In: SAXI – XI Inter Guiana Geological Conference, Paramaribo, Suriname. Extended Abstract*, pp. 121-124.

Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., 2020. *Compartimentação tectônica na porção sudeste do Escudo das Guianas: províncias Maroni-Itacaiúnas e Amazônia Central*. *In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves (Org, B.B. (eds.), Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo. Solaris, pp. 79–91

Laurent O, Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late Archean granitoides: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**:208-235.

Le Maitre R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193 p

Leal R.E., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L., 2018. Orosirian magmatic episodes in the Erepecuru-Trombetas domain (southeastern Guyana shield): implications for the crustal evolution of the Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*. **85**: 278e297

Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Phd Thesis. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.

Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silva G.G., 1974. Geologia. *In: Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, I/120p, vol. 6. Levantamentos de Recursos Naturais [*in Portuguese*].

Lima M.I.C., Oliveira E.P., Tassinari C.C.G. 1982. *Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico*. *In: I Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais, CD-ROM*.

Iizuka T., Yamaguchi T., Itano K., Hibiya Y., Suzuki K., 2017. What Hf isotopes in zircon tell us about crust–mantle evolution. *Lithos* **274–275**, 304–327.

Ludwig K.R. 2003. User’s Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4, 70 p.

Lugmair G.W., Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**: 349-357.

Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A., 2007. *A fronteira ArqueanoPaleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica?* *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10. Porto Velho. Anais*. Porto Velho, RO: SBG-NO, CD –ROM.

Macambira M.J.B., Pidgeon R.T., Lafon J.M. 1998. *Crescimento Crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará*. *In: SBG, 40º Congresso Brasileiro Geologia*. Belo Horizonte, *Anais*. p. 55.

- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354
- Maniar P. D. & Piccoli P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoides. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**: 635-643.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019a. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos* **350-351**.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019b. Neoproterozoic A-type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, **324**:86–108.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marque. G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoproterozoic A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, **324**:86–108.
- McDonough W.F. & Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4): 223–253.
- McReath I. & Faraco, M.T.L. 2006. Paleoproterozoic greenstone – granite belts in Northern Brazil and the former Guiana shield – West African Craton province. *Geologia USP: série científica*, v. 5, n. 2, p. 49-63.
- Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M., 2011b. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. *Lithos* **125**: 287–307.
- Milhomem-Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2015. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso/UFPA: Metodologia e exemplo de aplicação*. In: XIV SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia. Marabá. *Anais...* 1 CD-ROM.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017a. *U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas*. Contribuições à Geologia da Amazônia. **10**:333-346.
- Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**:1477-1506.
- Milhomem Neto J.M. & Lafon, J.M., 2020. Crustal growth and reworking of Archean crust within the Rhyacian domains of the southeastern Guiana Shield, Brazil: evidence from zircon U-Pb-Hf and whole-rock Sm-Nd geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* **103**, 102740.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**(1–3):103–123.
- Moyen J.F. 2011. The composite Archean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth. *Lithos*, **123**:21–36.
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312–336.

- Moyen J.F. & Laurent O. 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*, **277**:154–177.
- Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, **302–303**:99–125
- Moyen J.F. 2020. Archaean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. In: Dey S. & Moyen J.F. (eds). *Archaean granitoids of India: windows into early earth tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 489 p.
- Moreira I. d. C., Oliveira E. P., Sousa D. F. M. d. 2022. “Evolution of the 3.65–2.58 Ga Mairi Gneiss Complex, Brazil: Implications for growth of the continental crust in the São Francisco Craton,” *Geoscience Frontiers*, no. article 101366.
- Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y.J., Miller J.S., Vroon P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, **255**: 231-235.
- Nadeau S., Chen W., Reece J., Lachhman D., Ault R., Faraco M.T.L., Fraga L.M., Reis N.J., Betiollo L.M. 2013. Guyana: The lost Hadean crust of South America? *Brazilian Journal of Geology*, **43**(4): 601-606.
- O’Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, **525**(B):79-84.
- 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**:116–129.
- Oliveira E.P., McNaughton N.J., Zincone S.A., Talavera C. 2020. Birthplace of the São Francisco Craton, Brazil: Evidence from 3.60-3.64 Ga Gneisses of the Mairi Gneiss Complex. doi: 10.1111/TER.12460.
- Patchett P.J. & Tatsumoto M., 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **75**: 263-267.
- Pearce J. A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes* **19** (4), 120-125.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**(1):63-81.
- Pimentel M.M., Ferreira Filho C.F., Spier C.A. 2002. *Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá*: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, v. **32**, p. 371-376.
- Pinto J. A. E., 2020. *Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Nd-Hf de Rochas Arqueanas da Porção Norte do Bloco Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas –AP*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará – Brasil. 90 p.
- Pitarello M.Z. 2015. *Petrografia e Geoquímica das formações ferríferas bandadas do Complexo Arqueano Granjeiro (2,54 Ga) (NE do Brasil): Implicações Tectônicas e Paleoambientais*. PhD Thesis, Universidade Estadual de Campinas – Brasil. 118 p.

- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical petrology*. 2. New York, Oxford University Press.
- Reis N. J., Teixeira W., Hamilton M. A., Bispo Santos F., Almeida M.E., D'Agrella Filho M.S. 2013. Guiana Shield, Amazonian Craton: U-Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos*, **174**: 175-195.
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Vale A.G., Macambira E.M.B., Araújo O. J.B. 2001. *Geologia e Recursos Minerais do projeto RENCA-Fase I, CPRM*. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, *Anais*, CD-ROM.
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2002. *Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas*. In: **41º** Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. *Anais*, SBG-NE, p.524.
- Roberts N.M.W. & Spencer C.J., 2015. The zircon archive of continent formation through time. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **389**: 197–225.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: *South American Symposium on Isotope Geology*. Salvador, *Expanded Abstracts*, 1 CDrom.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, Longman, 352 p.
- Rollinson H. 2016. Archaean crustal evolution in West Africa: A new synthesis of the Archaean geology in Sierra Leone, Liberia, Guinea and Ivory Coast. *Precambrian Research*, **281**:1–12.
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil-southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 101-120
- Rosa-Costa L.T. 2006. *Geocronologia 207Pb/206Pb, Sm-Nd, U-Th-Pb e 40Ar-39Ar do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará – Brazil. 235 p.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C., 2008a. Electron microprobe U–Th–Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **26**: 445-462.
- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009. ⁴⁰Ar–³⁹Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:113–128.
- Rosa-costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **v. 10**, n. 3/4, p. 277-300.

Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Barbosa J.P.O., Costa Neto M.C. 2012. *Programa Geologia do Brasil-PGB. Rio Araguari. Folha NA.22-Y-B. Estado do Amapá*. Carta Geológica. Belém: CPRM, 1 mapa colorido, 120 x 85 cm. Escala 1:250.000.

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. *Projeto geologia e recursos minerais da folha Rio Araguari-NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.000*. Belém, CPRM. 159 p. Informações Integradas para Proteção da Amazônia. Sistema de Cartografia da Amazônia.(Programa Geologia do Brasil - PGB).

Rosa-Costa L.T. & Abrantes B.K.C. 2017. *Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM RENCA*. Estados do Pará e Amapá. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, v. 1. Escala, Belém, 250.000 [in Portuguese].

Rosa-Costa L.T., Sousa C.S., Costa Neto M.C., Chaves C.L. 2018. *Geologia e recursos minerais da folha Lourenço NA.22-V-D, Estado do Amapá*. Escala 1:250.000. Belém, CPRM. 120 p. (Programa Geologia do Brasil - PGB). Levantamento Geológicos Básicos. Sistema de Cartografia da Amazônia.

Rossignol C., Antonio P. Y. J., Narduzzi F., Siciliano Rego E., Teixeira L., de Souza R.A., Ávila J.N., Silva M.A.L., Lana C., Trindade R.I.F., Philippot P. 2021. Unraveling one billion years of geological evolution of the southeastern Amazonia Craton from detrital zircon analyses. *Geoscience Frontiers*. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101202>

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., Mcnaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.

Santos M.M, Lana C., Scholz R. Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbek M. 2017. New appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41**:335-3.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C. & Angélica R.S. *Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBG-NO, 91-142p.

Scherer E. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293** (5530): 683–687.

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*. [S.l.], CPRM, Capítulo I.

Schofield D.I., Horstwood M.S.A., Gillespie M., Darbyshire F., O'Connor E.A., Abdouloye T.B. 2012. U–Pb dating and Sm–Nd isotopic analysis of granitic rocks from the Tiris Complex: New constraints on key events in the evolution of the Reguibat Shield, Mauritania. *Precambrian Research*, **20-205**: 1-11.

Silva D.P.B. 2013. *Petrologia, estrutura e geocronologia dos granitoides de Tartarugalzinho, estado do Amapá*. MS Dissertation. Universidade Federal do Paraná, 159p.

Silva F.F., Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva L.R., Cunha I.V. 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoproterozoic plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **102**:102696.

Silva L.R.D. 2020. *Petrogênese e história tectônica dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (Pa)* – Província Carajás. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém. 323 p.

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*, v. **219**, 311-324.

Sousa C.S. & Costa Neto M.C. 2014. *Lourenço Folha NA.22-V-D*. Estado do Amapá. Carta Geológica. Belém, CPRM, 1 mapa colorido, 120 x 85 cm. Escala 1:250.000. (Programa Geologia do Brasil-PGB).

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**: 581–589.

Spencer C.J., Kirkland C.L., Roberts N.M.W., Evans N.J., Liebmann J., 2020. Strategies towards robust interpretations of in situ zircon Lu–Hf isotope analyses. *Geoscience Frontiers* **11** (3), 843–853.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, [s. l.], v. **26**, n. 2, p. 207–221.

Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in Southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 1688–1712,

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

Tassinari C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. (2000). The Amazonian Craton. *Tectonic Evolution of South America*. 41-95.

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

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>

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213–227.

Teixeira N.P., Moura C.A.V., Bettencourt J.S., 2001. *Evidência da existência de crosta Arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia. CDROM, Belém.*

Teixeira W., Reis N.J., Bettencourt J.S., Klein E.I., Oliveira D.C. 2019. Intraplate Proterozoic magmatism in the Amazonian Craton reviewed: geochronology, crustal tectonics and global barcode matches. In: Srivastava, R.K., Ernst, R.E., Peng (Org, P. Eds.), *Dyke Swarms if the World: a Modern Perspective*. 01 ed. Singapore, vol. 1. *Springer Nature Singapore*, pp. 111-155.

Théveniaut H., Delor C., Lafon J.M., Monié P., Rossi P., Lahondère D. 2006. Paleoproterozoic (2155–2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, **150**: 221–256.

Théveniaut H. & Faraco M.T.L. 2008. *Carte Géologique/Carta Geológica; Saint-Georges de L'Oiapoque-Oiapoque (NA.22-V-B): Echelle/Escala 1:250.000*. Orléans-Fr.; Belém-Br: BRGM/CPRM, 1 mapa; color. 1,40 x 0,80m.

Thiéblemont D. & Tegye, M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **319**: 87-94.

Thirlwall M.F. & Anczkiewicz R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC-ICP-MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry* **235**: 59–81.

Thirlwall M.F. & Walder A.J. 1995. In situ hafnium isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Chemical Geology*, **122**: 241–247.

Trunfull E.F., Hagemann S.G., Xavier R.P., Moreto C.P.N. 2020. *Critical assessment of geochronological data from the Carajás Mineral Province, Brazil: Implications for metallogeny and tectonic evolution. Ore Geol Rev* **121**. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103556>

Vanderhaegue 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 Guiana. *Precambrian Research* **92**: 165-193.

Vasquez M.L. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG-NO, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, 7., *Resumos expandidos[...]*. Belém, 1 CD-ROM.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:1.000.000. Texto-explicativo. Belém, CPRM, 328p.*

Vernon Ron. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. 10.1017/CBO9780511807206.

Vervoot J.D. & Kemp A.I.S. 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust-mantle evolution. *Chemical Geology*, **425**: 65-75.

Vianna Q.V., Lafon J. M., Milhomem Neto J. M., Silva D.P.B., Barros C.E.M. 2020. U–Pb geochronology, Nd–Hf isotopes, and geochemistry of Rhyacian granitoids from the Paleoproterozoic Lourenço domain (Brazil), southeastern Guiana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102937>.

Vieira K.L.R. 2007. *Levantamento geológico e caracterização do magmatismo da região de Calçoene, norte do Estado do Amapá*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação, Universidade Federal do Pará, Belém, xii, 59p.

Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Third ed., Cambridge, Cambridge University press, 954p.

Waele B.D., Lacorde M., Vergara F., Chan G. 2015. *New insights on proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology*. *Precambrian Research*, **259**: 156–175.

Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.J. 2004. Geochemical and isotopic (Nd–O) evidence bearing on the origin of late- to post-orogenic high-K granitoid rocks in the western Superior Province: implications for late-Archaeon tectonomagmatic processes. *Precambrian Research*, **132**: 303–326.

Winter J. D. 2013. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. [S.l.], Pearson 739 p.

Zhai M., Kampunzu A.B., Modisi M.P., Bagai Z. 2006. Sr and Nd isotope systematics of the Francistown plutonic rocks, Botswana: implications for Neoproterozoic crustal evolution of the Zimbabwe craton. *Geologische Rundschau*, **95**: 355–369

APÊNDICE A – MATERIAL SUPLEMENTAR

Tabela A1- Análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS da amostra RPJ-1906. f_{206} não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ comum / $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ amostra; b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação = $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$; d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); f Grau de concordância = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{age}} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age) * 100. ** Zircões concordantes.

Amostra: Biotita ortogáisse granodiorítico (RPJ-1906)					Razões Isotópicas					Idades (Ma)									
Id	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^c$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^f (%)
A1	0,0123	40,5	27,5	187,1	0,1	3,72	1,43	0,20	1,13	0,79	0,13	0,88	1189	13	1576	23	2141	19	55,5
A2	0,0089	24,6	18,2	134,8	0,1	2,71	2,40	0,15	1,90	0,79	0,13	1,47	890	17	1333	32	2138	31	41,6
A5	0,0020	48,5	17,4	149,9	0,1	7,58	1,62	0,26	1,51	0,94	0,21	0,57	1481	22	2183	35	2928	17	50,6
A9	0,0056	29,7	17,9	143,7	0,1	5,93	2,32	0,27	1,97	0,85	0,16	1,22	1549	31	1965	46	2437	30	63,5
A10	0,0041	58,0	743,7	27,5	27,2	3,96	1,58	0,23	0,97	0,61	0,12	1,25	1341	13	1625	26	2016	25	66,5
B2	0,0044	20,4	10,9	108,8	0,1	4,86	2,18	0,25	1,21	0,55	0,14	1,82	1418	17	1796	39	2269	41	62,5
B3	0,0023	16,1	14,6	169,0	0,1	5,42	2,59	0,28	1,99	0,77	0,14	1,66	1597	32	1888	49	2225	37	71,8
B10	0,0057	18,8	3,9	47,9	0,1	7,19	3,99	0,39	3,54	0,89	0,13	1,85	2113	75	2135	85	2158	40	97,9
C1	0,0124	68,8	11,6	518,4	0,0	1,16	2,26	0,10	1,84	0,81	0,08	1,31	620	11	780	18	1269	17	48,9
C2	0,0206	17,3	7,1	103,0	0,1	3,19	2,01	0,23	1,51	0,75	0,10	1,32	1345	20	1456	29	1621	21	83,0
C5	0,0033	53,5	23,1	248,1	0,1	1,84	1,83	0,11	1,45	0,79	0,12	1,11	691	10	1060	19	1927	21	35,8
C10	0,0037	12,8	12,4	14,3	0,9	15,74	1,33	0,56	0,74	0,55	0,21	1,11	2852	21	2861	38	2867	32	99,5
D10	0,0026	39,9	19,0	123,2	0,2	4,69	2,14	0,22	1,95	0,91	0,15	0,88	1304	25	1765	38	2365	21	55,1
E1	0,0040	27,5	15,3	143,6	0,1	4,19	2,54	0,23	1,99	0,79	0,13	1,57	1317	26	1672	42	2153	34	61,2
E2	0,0072	17,7	7,6	105,0	0,1	3,50	2,25	0,23	1,90	0,84	0,11	1,20	1326	25	1527	34	1818	22	72,9
E3	0,0037	32,5	25,2	112,8	0,2	8,25	1,62	0,36	1,38	0,85	0,17	0,84	1985	27	2258	37	2516	21	78,9
E7	0,0048	31,3	25,6	119,3	0,2	4,48	1,22	0,22	0,85	0,70	0,15	0,87	1267	11	1728	21	2344	20	54,1
E8	0,0028	36,9	6,0	171,8	0,0	3,61	1,89	0,21	1,57	0,83	0,13	1,05	1207	19	1551	29	2059	22	58,6
E9	0,0023	30,4	23,5	167,2	0,1	3,72	1,82	0,19	1,31	0,72	0,14	1,25	1124	15	1576	29	2248	28	50,0
E10	0,0293	52,8	3,4	341,0	0,0	1,56	1,99	0,13	1,42	0,71	0,08	1,40	806	11	953	19	1309	18	61,6
F2	0,0077	34,9	28,8	94,1	0,3	4,09	1,95	0,21	1,71	0,88	0,14	0,94	1247	21	1652	32	2213	21	56,4
F5	0,0047	15,2	6,8	36,7	0,2	5,65	1,80	0,28	1,55	0,86	0,15	0,92	1597	25	1924	35	2298	21	69,5
F6	0,0040	11,6	16,0	15,8	1,0	15,61	0,91	0,56	0,52	0,57	0,20	0,75	2854	15	2853	26	2853	21	100,1
F6B	0,0140	36,3	12,2	152,9	0,1	4,05	1,36	0,21	1,02	0,75	0,14	0,90	1225	12	1645	22	2233	20	54,9
F7	0,0027	31,9	19,6	80,2	0,2	6,81	1,83	0,28	1,70	0,93	0,17	0,67	1611	27	2086	38	2595	17	62,1
F8	0,0060	20,6	8,7	160,2	0,1	3,66	4,91	0,23	4,40	0,90	0,12	2,17	1337	59	1562	77	1882	41	71,0
F9	0,0436	43,9	2,7	222,6	0,0	1,33	2,20	0,14	1,47	0,67	0,07	1,63	831	12	860	19	936	15	88,7
F10	0,0047	41,5	55,1	120,7	0,5	6,10	2,56	0,25	2,26	0,88	0,18	1,21	1448	33	1990	51	2612	32	55,4
G1	0,0258	60,3	10,5	454,3	0,0	1,32	2,03	0,11	1,52	0,75	0,08	1,35	701	11	856	17	1281	17	54,7
G3	0,0188	14,0	3,8	82,7	0,0	2,02	2,50	0,18	2,09	0,84	0,08	1,37	1065	22	1123	28	1235	17	86,2
G4	0,0223	41,1	6,5	153,6	0,0	4,55	1,86	0,27	1,47	0,79	0,12	1,14	1525	22	1741	32	2011	23	75,8
G5	0,0006	21,6	14,4	28,0	0,5	13,99	1,33	0,57	1,01	0,76	0,18	0,87	2893	29	2749	37	2645	23	109,4
G7	0,0014	11,2	11,8	17,5	0,7	12,34	0,97	0,50	0,62	0,64	0,18	0,75	2627	16	2631	25	2634	20	99,8
G10	0,0025	14,1	6,6	20,3	0,3	15,81	2,17	0,56	1,52	0,70	0,21	1,55	2863	43	2865	62	2867	44	99,9
H1	0,0008	39,6	42,4	54,6	0,8	15,83	0,81	0,56	0,51	0,63	0,20	0,63	2868	15	2867	23	2866	18	100,1
H1B	0,0014	48,6	82,0	62,7	1,3	13,98	0,83	0,49	0,59	0,70	0,21	0,59	2570	15	2749	23	2882	17	89,2
H5	0,0038	114,3	55,7	460,7	0,1	4,31	3,99	0,20	3,89	0,97	0,16	0,89	1168	45	1695	68	2428	22	48,1
H6	0,0040	38,6	21,3	135,3	0,2	5,47	1,85	0,27	1,66	0,90	0,15	0,80	1516	25	1896	35	2342	19	64,8
H7	0,0022	40,3	28,7	57,2	0,5	15,24	0,87	0,55	0,69	0,79	0,20	0,54	2840	19	2830	25	2823	15	100,6
H8	0,0026	32,6	10,9	42,0	0,3	13,06	1,74	0,55	1,63	0,93	0,17	0,62	2818	46	2684	47	2585	16	109,0
H9	0,0022	1687,9	15717,2	211,8	74,7	6,52	0,93	0,37	0,53	0,58	0,13	0,76	2037	11	2049	19	2061	16	98,8
H10	0,0119	41,8	55,9	196,6	0,3	2,80	1,42	0,16	1,17	0,83	0,13	0,79	954	11	1355	19	2059	16	46,4
I2	0,0025	33,8	8,9	134,6	0,1	1,48	21,79	0,08	21,77	1,00	0,14	0,79	490	107	922	201	2174	17	22,5
I4	0,0424	80,3	46,3	727,0	0,1	0,73	3,02	0,08	2,44	0,81	0,07	1,77	480	12	556	17	881	16	54,5
I5	0,0036	15,2	7,8	47,3	0,2	5,00	2,48	0,26	1,97	0,80	0,14	1,50	1477	29	1820	45	2239	34	66,0
I6	0,0118	35,3	27,1	136,4	0,2	3,81	1,77	0,24	1,46	0,83	0,12	0,99	1367	20	1594	28	1910	19	71,6
I7	0,0083	21,0	12,8	47,3	0,3	9,01	1,36	0,41	1,13	0,83	0,16	0,77	2193	25	2339	32	2469	19	88,8
I8	0,0390	29,9	3,3	247,4	0,0	0,85	2,72	0,10	2,06	0,76	0,06	1,77	589	12	624	17	753	13	78,2
I9	0,0025	15,3	7,1	24,1	0,3	12,38	1,14	0,47	0,94	0,82	0,19	0,65	2499	23	2634	30	2739	18	91,3
I10	0,0020	27,1	32,3	44,5	0,7	9,06	1,74	0,38	1,55	0,89	0,17	0,79	2099	33	2344	41	2565	20	81,8
J2	0,0020	33,0	12,2	115,8	0,1	8,42	1,71	0,37	1,46	0,85	0,17	0,89	2026	30	2278	39	2513	22	80,6
J3	0,0053	37,7	61,2	121,8	0,5	3,03	2,41	0,15	2,01	0,83	0,15	1,33	908	18	1415	34	2291	30	39,6
J4	0,0046	51,0	3,6	531,6	0,0	0,85	2,79	0,08	2,39	0,86	0,08	1,43	508	12	626	17	1080	15	47,0
J6	0,0020	23,1	16,8	75,4	0,2	6,47	2,16	0,29	2,00	0,93	0,16	0,82	1660	33	2041	44	2453	20	67,7

Tabela A2- Análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS da amostra RPJ-1910A. f_{206} não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$; b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação $= (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$; d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); f Grau de concordância $= (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{age}} / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})_{\text{age}} * 100$. ** Zircões concordantes.

Amostra: Anfibólio biotita metagranodiorito (RPJ-1910A)						Razões Isotópicas					Idades (Ma)					Conc. ^f (%)			
Id	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^f (%)
A1	0,0011	135,1	374,2	264,1	1,4	14,16	1,16	0,58	0,49	0,42	0,18	1,05	2942	14	2760	32	2630	28	111,9
A3	0,0012	154,3	130,8	379,9	0,3	7,02	1,58	0,31	1,19	0,75	0,16	1,05	1755	21	2114	33	2484	26	70,6
A4	0,0018	86,0	127,1	191,4	0,7	10,60	2,24	0,47	1,81	0,81	0,16	1,32	2481	45	2489	56	2496	33	99,4
A6	0,0044	47,1	74,7	46,6	1,6	14,11	1,55	0,56	1,14	0,74	0,18	1,05	2847	32	2757	43	2692	28	105,8
A8	0,0004	109,3	105,0	166,3	0,6	14,44	0,99	0,56	0,37	0,37	0,19	0,92	2874	11	2779	28	2711	25	106,0
A10	0,0005	123,5	84,8	163,8	0,5	12,94	1,40	0,52	1,03	0,74	0,18	0,94	2681	28	2676	37	2672	25	100,3
B1	0,0016	66,6	96,3	85,9	1,1	13,74	1,07	0,55	0,45	0,42	0,18	0,97	2820	13	2732	29	2668	26	105,7
B2	0,0007	82,1	88,9	104,8	0,9	13,72	1,06	0,55	0,44	0,42	0,18	0,96	2835	13	2730	29	2654	25	106,8
B3	0,0024	44,5	27,4	78,4	0,4	8,18	1,72	0,42	0,87	0,51	0,14	1,48	2251	20	2251	39	2251	33	100,0
B6	0,0005	73,9	115,6	97,9	1,2	14,51	0,97	0,57	0,55	0,57	0,19	0,79	2888	16	2784	27	2709	21	106,6
B7	0,0042	112,3	175,8	461,3	0,4	3,47	1,75	0,18	1,29	0,74	0,14	1,18	1091	14	1520	27	2183	26	50,0
B8	0,0008	113,9	92,8	242,4	0,4	12,59	1,30	0,51	1,01	0,78	0,18	0,82	2657	27	2650	34	2644	22	100,5
B9	0,0008	163,1	233,7	433,7	0,5	6,31	1,83	0,28	1,59	0,87	0,16	0,91	1590	25	2020	37	2493	23	63,8
B10	0,0012	37,0	42,4	61,6	0,7	11,81	1,13	0,49	0,58	0,51	0,17	0,97	2587	15	2589	29	2591	25	99,8
C2	0,0008	174,7	798,5	580,4	1,4	5,26	1,40	0,25	0,95	0,68	0,15	1,03	1420	13	1863	26	2399	25	59,2
C6	0,0011	41,4	37,6	51,8	0,7	13,11	1,13	0,52	0,73	0,65	0,18	0,87	2705	20	2688	30	2675	23	101,1
C7	0,0025	115,5	230,4	195,3	1,2	10,79	1,38	0,48	1,02	0,74	0,16	0,93	2512	25	2505	35	2499	23	100,5
C8	0,0440	18,6	78,7	182,0	0,4	0,96	3,44	0,09	2,48	0,72	0,08	2,38	536	13	682	23	1201	29	44,6
C10	0,0024	144,7	118,9	186,8	0,6	8,95	0,99	0,38	0,69	0,70	0,17	0,71	2085	14	2333	23	2558	18	81,5
D1	0,0110	6,0	10,9	12,2	0,9	7,71	2,57	0,34	1,90	0,74	0,17	1,72	1881	36	2198	56	2508	43	75,0
D3	0,0765	18,7	117,9	119,8	1,0	2,86	2,00	0,15	1,60	0,80	0,14	1,20	904	14	1372	27	2199	26	41,1
D5	0,0008	54,2	76,3	58,3	1,3	13,91	1,20	0,55	0,96	0,79	0,18	0,73	2819	27	2744	33	2689	20	104,8
D6	0,0010	43,8	47,4	58,3	0,8	12,52	0,95	0,51	0,64	0,67	0,18	0,70	2656	17	2644	25	2635	18	100,8
D7	0,0022	84,3	124,2	114,5	1,1	12,39	0,95	0,51	0,65	0,68	0,18	0,70	2642	17	2635	25	2629	18	100,5
D8	0,0005	153,1	193,1	197,8	1,0	12,89	0,84	0,51	0,53	0,63	0,18	0,65	2677	14	2672	23	2668	17	100,4
D10	0,0024	149,9	144,9	277,7	0,5	9,92	2,24	0,42	2,10	0,94	0,17	0,76	2258	47	2427	54	2572	19	87,8
E1	0,0015	139,1	251,1	189,5	1,3	12,95	1,01	0,52	0,75	0,75	0,18	0,66	2682	20	2676	27	2671	18	100,4
E5	0,0249	11,0	45,9	115,4	0,4	1,17	4,11	0,07	3,65	0,89	0,12	1,89	443	16	786	32	1941	37	22,8
E8 _N	0,0036	12,2	17,0	38,2	0,4	7,70	2,04	0,32	1,71	0,84	0,17	1,12	1810	31	2197	45	2580	29	70,1
E8 _B	0,0005	64,0	66,2	90,9	0,7	12,63	1,40	0,51	1,12	0,80	0,18	0,84	2655	30	2653	37	2651	22	100,1
E9	0,0294	111,3	90,0	147,4	0,6	11,41	1,12	0,49	0,47	0,42	0,17	1,01	2564	12	2557	29	2552	26	100,5
E10	0,0020	193,0	138,2	546,7	0,3	11,25	2,16	0,49	1,97	0,91	0,17	0,90	2564	50	2544	55	2528	23	101,4
F1	0,0395	0,9	12,1	8,2	1,5	0,73	13,44	0,08	10,65	0,79	0,06	8,20	506	54	555	75	763	63	66,3
F2	0,0018	176,4	1578,8	1412,5	1,1	0,69	21,21	0,03	21,19	1,00	0,15	1,11	216	46	532	113	2309	26	9,4
F4	0,0003	169,3	209,2	255,2	0,8	12,82	1,01	0,51	0,73	0,72	0,18	0,69	2650	19	2666	27	2679	19	98,9
F6	0,0041	4,3	2,0	10,8	0,2	7,12	2,22	0,41	1,17	0,53	0,13	1,89	2223	26	2127	47	2035	38	109,2
F7	0,0003	169,6	193,3	283,4	0,7	13,06	0,87	0,51	0,38	0,44	0,18	0,78	2672	10	2684	23	2694	21	99,2
F8	0,0052	76,6	82,5	96,4	0,9	11,89	1,13	0,50	0,60	0,53	0,17	0,95	2594	16	2596	29	2598	25	99,9
G2	0,0063	199,2	371,9	1516,1	0,2	3,93	2,94	0,19	2,69	0,92	0,15	1,18	1120	30	1621	48	2349	28	47,7
G7	0,0005	98,1	145,4	129,9	1,1	12,96	0,93	0,51	0,45	0,49	0,19	0,81	2648	12	2677	25	2699	22	98,1
G8	0,0007	48,0	71,6	71,9	1,0	11,55	1,01	0,48	0,47	0,46	0,17	0,90	2539	12	2568	26	2591	23	98,0
G9	0,0028	5,9	2,9	13,4	0,2	9,31	2,67	0,41	1,98	0,74	0,17	1,78	2205	44	2369	63	2512	45	87,8
G10	0,0009	112,9	134,7	169,1	0,8	12,58	0,91	0,51	0,38	0,41	0,18	0,83	2650	10	2649	24	2648	22	100,1
H8	0,0050	95,8	43,8	142,6	0,3	10,44	1,23	0,46	0,70	0,57	0,16	1,02	2440	17	2475	31	2503	25	97,5
H10	0,0004	137,9	194,1	197,9	1,0	12,40	0,93	0,50	0,46	0,49	0,18	0,81	2633	12	2635	25	2637	21	99,8

Tabela A3- Análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS da amostra RPJ-1909. f_{206} não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (206\text{Pb}/204\text{Pb})_{\text{t comum}} / (206\text{Pb}/204\text{Pb})_{\text{amostra}}$; b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1; $207\text{Pb}/235\text{U}$ calculada usando a equação $= (207\text{Pb}/206\text{Pb}) \cdot (206\text{Pb}/238\text{U}) \cdot (137,88)$; d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $206\text{Pb}/238\text{U}$ e $207\text{Pb}/235\text{U}$; e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); f Grau de concordância $= (206\text{Pb}/238\text{U}_{\text{age}} / 207\text{Pb}/235\text{U}_{\text{age}}) \cdot 100$. ** Zircões concordantes.

Amostra: Biotita - ortogneise granodiorítico (RPJ-1909)					Razões Isotópicas						Idades (Ma)						Conc. f (%)		
Spot Id	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$207\text{Pb}/235\text{U}$	1 σ (%)	$206\text{Pb}/238\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^d	$207\text{Pb}/206\text{Pb}^e$	1 σ (%)	$206\text{Pb}/238\text{U}$	1 σ (abs)	$207\text{Pb}/235\text{U}$	1 σ (abs)		$207\text{Pb}/206\text{Pb}$	1 σ (abs)
A2	0.0049	165.1	133.4	910.2	0.1	4.37	2.38	0.22	1.90	0.80	0.14	1.42	1292	25	1706	41	2261	32	57.1
A3 _N	0.0062	200.8	124.2	826.0	0.2	2.82	3.33	0.15	2.88	0.87	0.13	1.67	923	27	1361	45	2137	36	43.2
A3 _B	0.0072	185.6	297.2	1060.0	0.3	2.50	2.03	0.15	1.31	0.64	0.12	1.56	875	11	1272	26	2024	31	43.2
A7	0.0009	159.1	25.3	324.1	0.1	11.78	1.46	0.49	0.88	0.60	0.17	1.17	2582	23	2587	38	2592	30	99.6
A8 _N	0.0177	248.9	450.0	827.2	0.5	7.99	2.83	0.47	2.33	0.82	0.12	1.60	2497	58	2230	63	1992	32	125.4
A8 _B	0.0013	179.5	122.1	434.0	0.3	9.70	1.75	0.43	1.20	0.69	0.16	1.26	2294	28	2407	42	2503	32	91.6
A10	0.0020	71.6	123.9	125.4	1.0	14.23	1.41	0.53	0.97	0.69	0.19	1.02	2762	27	2765	39	2767	28	99.8
B4	0.0023	136.6	103.5	574.5	0.2	2.16	3.93	0.12	3.66	0.93	0.14	1.42	702	26	1168	46	2179	31	32.2
B8 _N	0.0273	13.3	7.9	125.3	0.1	1.38	2.96	0.09	2.22	0.75	0.11	1.96	564	13	879	26	1785	35	31.6
B9 _N	0.0029	56.1	54.0	76.3	0.7	12.59	1.17	0.51	0.62	0.53	0.18	0.99	2651	16	2650	31	2649	26	100.1
B9 _B	0.0054	158.7	118.9	528.4	0.2	4.87	1.43	0.24	0.82	0.57	0.15	1.17	1368	11	1797	26	2340	27	58.4
B10	0.0042	133.9	138.4	511.6	0.3	3.66	1.56	0.19	0.94	0.60	0.14	1.25	1126	11	1562	24	2214	28	50.9
C5	0.0105	222.4	88.8	973.7	0.1	3.10	1.96	0.16	1.49	0.76	0.14	1.28	976	15	1433	28	2198	28	44.4
C7 _N	0.0038	120.1	93.9	305.3	0.3	4.13	2.05	0.21	1.49	0.73	0.14	1.40	1215	18	1660	34	2281	32	53.3
C7 _B	0.0046	121.6	103.7	321.3	0.3	4.45	2.06	0.21	1.71	0.83	0.15	1.14	1234	21	1722	35	2380	27	51.8
C10	0.0038	176.8	161.9	985.2	0.2	3.07	1.81	0.18	1.17	0.65	0.13	1.38	1047	12	1425	26	2047	28	51.1
D1 _N	0.0037	12.8	1.8	39.4	0.0	5.74	1.66	0.27	0.93	0.56	0.15	1.38	1563	14	1938	32	2366	33	66.0
D2	0.0033	98.6	54.3	159.7	0.3	9.94	1.42	0.39	1.01	0.71	0.18	1.00	2140	22	2430	35	2682	27	79.8
D7 _N	0.0024	17.2	8.3	41.3	0.2	7.11	2.05	0.25	1.33	0.65	0.21	1.56	1437	19	2125	44	2877	45	49.9
D7 _B	0.0017	7.1	1.1	18.2	0.1	7.75	2.38	0.39	1.54	0.65	0.14	1.82	2132	33	2202	52	2268	41	94.0
D8	0.0319	6.9	4.1	83.6	0.0	0.75	5.13	0.06	3.81	0.74	0.09	3.44	392	15	567	29	1352	46	29.0
D10	0.0042	21.4	11.3	77.8	0.1	3.29	1.96	0.18	1.21	0.62	0.13	1.54	1087	13	1479	29	2099	32	51.8
E3	0.0017	10.5	3.5	22.2	0.2	9.49	1.59	0.40	0.99	0.62	0.17	1.24	2165	22	2387	38	2582	32	83.8
E7	0.0101	192.0	58.3	699.7	0.1	3.02	2.46	0.18	2.00	0.81	0.12	1.43	1047	21	1412	35	2016	29	52.0
E9 _N	0.0068	9.4	6.2	113.1	0.1	0.80	4.46	0.06	3.68	0.82	0.09	2.52	392	14	598	27	1484	37	26.4
E10	0.0255	12.1	50.3	67.0	0.8	2.72	3.25	0.14	2.52	0.78	0.14	2.05	869	22	1333	43	2185	45	39.8
F1	0.0037	26.5	325.9	68.7	4.8	2.76	2.54	0.14	1.58	0.62	0.14	1.99	857	14	1345	34	2238	45	38.3
F7	0.1087	11.4	18.1	74.2	0.2	1.29	3.49	0.10	2.31	0.66	0.10	2.62	597	14	839	29	1548	41	38.6
F8 _N	0.0127	22.3	7.5	95.9	0.1	4.69	1.89	0.22	1.43	0.86	0.15	0.84	1286	19	1765	33	2393	28	53.7
F8 _B	0.0015	141.3	43.1	320.9	0.1	8.62	1.05	0.41	0.41	0.39	0.15	0.97	2225	9	2299	24	2365	23	94
G1	0.0027	6.1	8.5	30.5	0.3	4.06	3.43	0.21	2.63	0.77	0.14	2.20	1217	32	1646	56	2248	49	54.1
G5 _N	0.1801	31.6	9.3	112.7	0.1	1.84	5.65	0.19	4.54	0.80	0.07	3.36	1130	51	1061	60	922	31	122.6
G5 _B	0.0040	9.6	12.7	42.4	0.3	3.96	2.10	0.19	1.54	0.73	0.15	1.42	1144	18	1626	34	2322	33	49.3
G7	0.0050	9.6	13.1	48.0	0.3	3.13	2.94	0.16	2.11	0.72	0.14	2.05	976	21	1439	42	2210	45	44.2
G10	0.0071	11.8	8.5	46.2	0.2	5.81	2.48	0.26	1.95	0.79	0.16	1.53	1512	29	1948	48	2451	38	61.7
H2	0.0014	8.5	13.3	12.2	1.1	11.95	1.44	0.50	1.01	0.70	0.18	1.03	2593	26	2601	38	2607	27	99.5
I1	0.0183	12.5	7.7	104.2	0.1	2.45	3.92	0.12	3.35	0.86	0.14	2.03	756	25	1258	49	2264	46	33.4
I2	0.0088	15.5	6.2	136.2	0.0	2.22	3.27	0.12	2.90	0.89	0.13	1.50	751	22	1188	39	2102	32	35.7
I5	0.0038	5.8	1.4	16.5	0.1	7.42	3.72	0.30	2.93	0.79	0.18	2.29	1708	50	2164	81	2629	60	65.0
I10 _N	0.0323	279.1	225.9	1846.8	0.1	1.51	3.42	0.11	3.03	0.89	0.10	1.59	697	21	935	32	1549	25	45.0
I10 _B	0.0029	285.5	87.4	1140.4	0.1	4.15	2.11	0.24	1.73	0.82	0.12	1.20	1406	24	1665	35	2008	24	70.0
J9	0.0096	203.2	1097.4	1280.0	0.9	5.89	1.57	0.28	1.20	0.76	0.15	1.02	1611	19	1960	31	2353	24	68.5
J7	0.0009	138.9	67.2	291.4	0.2	11.91	1.10	0.49	0.69	0.63	0.18	0.85	2566	18	2597	28	2622	22	97.9

Tabela A4- Análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS da amostra JAP-1806. f_{206} não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (206\text{Pb}/204\text{Pb})_{\text{t comum}} / (206\text{Pb}/204\text{Pb})_{\text{amostra}}$; b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1; 207Pb/235U calculada usando a equação $= (207\text{Pb}/206\text{Pb}) \cdot (206\text{Pb}/238\text{U}) \cdot (137,88)$; d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões 206Pb/238U e 207Pb/235U; e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); f Grau de concordância $= (206\text{Pb}/238\text{U age} / 207\text{Pb}/235\text{U age}) \cdot 100$. ** Zircões concordantes.

Amostra: Biotita – ortogneiss granodiorítico (JAP-1806)					Razões Isotópicas					Idades (Ma)									
Spot Id	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	207Pb/ 235U	1 σ (%)	206Pb/238U	1 σ (%)	Rho ^d	207Pb/206Pb ^c	1 σ (%)	206Pb/ 238U	1 σ (abs)	207Pb/ 235U	1 σ (abs)	207Pb/206Pb	1 σ (abs)	Conc. ^f (%)
A1 _N	0,0016	38,5	33,5	44,5	0,76	19,87	0,87	0,70	0,33	0,38	0,21	0,80	3426	11	3085	27	2870	23	119,4
A1 _B	0,0018	107,3	23,5	285,1	0,08	6,85	1,52	0,30	1,22	0,80	0,16	0,91	1709	21	2093	32	2495	23	68,5
A2	0,0007	120,7	33,2	235,8	0,14	10,21	1,17	0,42	0,82	0,71	0,17	0,83	2280	19	2454	29	2602	21	87,6
A3	0,0035	143,0	26,7	338,4	0,08	5,95	4,32	0,26	4,20	0,97	0,16	1,04	1509	63	1968	85	2493	26	60,5
A5	0,0008	98,6	44,1	182,7	0,24	12,07	1,03	0,50	0,57	0,55	0,17	0,86	2623	15	2610	27	2600	22	100,9
A6	0,0002	154,3	43,9	336,2	0,13	7,82	1,42	0,35	1,12	0,79	0,16	0,88	1915	21	2210	31	2497	22	76,7
B1	0,0008	133,9	23,8	185,8	0,13	17,22	1,39	0,74	1,08	0,78	0,17	0,88	3583	39	2947	41	2538	22	141,2
B4	0,0003	167,2	11,6	336,5	0,03	10,95	1,00	0,46	0,57	0,57	0,17	0,83	2430	14	2519	25	2592	21	93,8
B7	0,0016	126,7	120,7	235,9	0,52	10,50	0,95	0,44	0,44	0,46	0,17	0,85	2363	10	2480	24	2577	22	91,7
B8	0,0005	78,8	88,8	141,5	0,63	14,84	1,25	0,59	0,68	0,54	0,18	1,05	2988	20	2805	35	2676	28	111,7
B10	0,0010	89,7	4,5	199,7	0,02	6,77	1,54	0,38	0,81	0,52	0,13	1,32	2081	17	2082	32	2082	27	100,0
C4	0,0014	86,3	62,8	165,2	0,38	12,39	1,16	0,50	0,63	0,54	0,18	0,98	2633	16	2634	31	2635	26	99,9
C5	0,0007	66,2	49,6	115,1	0,43	12,48	1,08	0,51	0,46	0,42	0,18	0,98	2642	12	2641	29	2641	26	100,0
C10	0,0029	37,5	27,7	56,3	0,50	16,05	1,39	0,50	0,94	0,68	0,23	1,02	2617	25	2880	40	3070	31	85,3
D1	0,0009	33,3	2,7	79,1	0,03	7,46	1,50	0,42	0,62	0,41	0,13	1,37	2259	14	2168	33	2082	28	108,5
D2	0,0008	128,5	77,0	166,7	0,47	19,64	1,17	0,57	0,92	0,79	0,25	0,72	2914	27	3074	36	3180	23	91,7
D6	0,0007	83,8	41,7	147,4	0,29	13,68	1,09	0,53	0,50	0,46	0,19	0,96	2736	14	2728	30	2722	26	100,5
D7	0,0019	90,4	40,6	140,1	0,29	12,02	1,10	0,50	0,48	0,44	0,18	0,99	2603	13	2606	29	2608	26	99,8
D8	0,0037	119,1	30,5	460,9	0,07	4,93	1,78	0,25	1,03	0,58	0,14	1,44	1444	15	1808	32	2257	33	64,0
E2	0,0022	94,1	42,2	226,9	0,19	8,62	1,33	0,37	0,71	0,53	0,17	1,12	2025	14	2298	31	2551	29	79,4
E3	0,0018	82,7	83,8	131,9	0,64	12,63	1,16	0,50	0,55	0,48	0,18	1,02	2608	14	2652	31	2687	27	97,1
E5	0,0018	115,7	139,6	211,5	0,66	10,97	1,12	0,44	0,48	0,43	0,18	1,01	2362	11	2520	28	2651	27	89,1
E7	0,0035	98,7	55,2	162,8	0,34	13,21	1,30	0,52	0,77	0,59	0,19	1,05	2687	21	2695	35	2701	28	99,5
E8	0,0015	103,6	56,4	197,1	0,29	11,17	1,69	0,48	1,24	0,74	0,17	1,14	2535	32	2537	43	2539	29	99,8
E9	0,0012	97,4	108,7	133,4	0,82	13,61	1,34	0,53	0,90	0,67	0,19	1,00	2731	25	2723	37	2718	27	100,5
F2	0,0044	114,0	46,6	327,4	0,14	6,44	1,53	0,32	0,80	0,52	0,15	1,31	1771	14	2038	31	2321	30	76,3
F7	0,0012	68,9	31,3	164,8	0,19	10,66	1,78	0,47	1,34	0,75	0,16	1,17	2482	33	2494	44	2504	29	99,1
G1	0,0009	67,0	4,8	156,7	0,03	7,37	1,57	0,42	0,64	0,41	0,13	1,44	2248	14	2158	34	2073	30	108,4
G2	0,0048	150,4	112,2	247,3	0,46	12,58	1,14	0,49	0,49	0,43	0,19	1,02	2560	13	2648	30	2716	28	94,3
G4	0,0016	63,7	38,1	81,7	0,47	13,31	1,30	0,53	0,75	0,58	0,18	1,06	2752	21	2702	35	2664	28	103,3
G5	0,0054	114,8	74,2	192,3	0,39	11,28	1,25	0,39	0,76	0,61	0,21	0,99	2146	16	2546	32	2883	29	74,4
G6	0,0020	108,2	37,5	352,0	0,11	7,12	1,31	0,32	0,63	0,48	0,16	1,15	1806	11	2126	28	2453	28	73,6
H1	0,0018	101,5	82,3	195,7	0,42	8,34	1,69	0,36	1,25	0,74	0,17	1,13	1964	25	2269	38	2557	29	76,8
H3	0,0010	75,4	17,3	151,4	0,12	7,96	1,65	0,38	1,07	0,65	0,15	1,25	2088	22	2227	37	2357	29	88,6
H4	0,0078	106,2	31,9	618,9	0,05	3,37	2,62	0,20	1,85	0,71	0,12	1,85	1194	22	1498	39	1960	36	60,9
H10	0,0044	90,6	66,8	301,6	0,22	5,61	1,44	0,28	0,72	0,50	0,15	1,24	1584	11	1917	28	2300	29	68,9
I1	0,0028	98,1	39,6	201,9	0,20	6,36	3,23	0,26	3,03	0,94	0,17	1,11	1508	46	2027	65	2606	29	57,9
I5	0,0015	89,7	37,1	190,3	0,20	10,31	1,14	0,43	0,58	0,51	0,18	0,98	2287	13	2463	28	2612	26	87,5
I6	0,0015	77,0	27,6	131,3	0,21	11,01	1,41	0,45	1,01	0,72	0,18	0,98	2389	24	2524	36	2635	26	90,7
I8	0,0042	105,4	73,0	318,5	0,23	9,07	2,31	0,42	1,94	0,84	0,16	1,27	2252	44	2346	54	2428	31	92,7
J1	0,0031	122,3	36,6	441,9	0,08	4,90	2,16	0,22	1,76	0,82	0,16	1,24	1272	22	1802	39	2487	31	51,1
J2	0,0024	80,9	26,6	151,7	0,18	12,06	1,42	0,50	0,93	0,66	0,18	1,07	2609	24	2609	37	2610	28	100,0
J3	0,0012	93,0	38,9	299,8	0,13	13,14	1,13	0,53	0,56	0,49	0,18	0,98	2757	15	2690	30	2639	26	104,4
J6	0,0019	78,3	38,4	162,2	0,24	10,48	1,34	0,45	0,82	0,61	0,17	1,06	2376	20	2478	33	2563	27	92,7
J7	0,0009	78,6	73,3	100,4	0,74	16,12	1,22	0,56	0,79	0,64	0,21	0,93	2880	23	2884	35	2887	27	99,8
J8	0,0035	68,2	31,7	162,7	0,20	7,94	1,62	0,34	1,22	0,75	0,17	1,08	1906	23	2224	36	2532	27	75,3

Tabela A5- Análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS da amostra RPJ-1905. **f** ^{206}Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f^{206} = (206\text{Pb}/204\text{Pb})_{\text{t comum}} / (206\text{Pb}/204\text{Pb})_{\text{amostra}}$; **b** Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; **c** Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação $= (207\text{Pb}/206\text{Pb}) \cdot (206\text{Pb}/238\text{U}) \cdot (137,88)$; **d** Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; **e** Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); **f** Grau de concordância $= (206\text{Pb}/238\text{U age} / 207\text{Pb}/235\text{U age}) \cdot 100$. ** Zircões concordantes.

Amostra: Biotita ortognaisse granodiorítico (RPJ-1905)					Razões Isotópicas					Idades (Ma)									
ID	f^{206} ^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ^c	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^f (%)
A1	0,0039	95,0	163,5	345,3	0,5	4,46	1,77	0,26	1,13	0,64	0,13	1,36	1469	17	1724	30	2048	28	71,7
A3	0,0193	88,0	55,7	188,5	0,3	8,76	2,34	0,51	1,85	0,79	0,13	1,43	2636	49	2313	54	2039	29	129,3
A5	0,0040	62,8	77,8	191,0	0,4	6,91	2,32	0,39	1,90	0,82	0,13	1,33	2100	40	2100	49	2100	28	100,0
A7 _N	0,0039	259,8	435,6	799,7	0,5	5,92	1,41	0,27	0,92	0,65	0,16	1,07	1543	14	1964	28	2441	26	63,2
A7 _B	0,0034	154,3	289,6	611,2	0,5	4,91	1,83	0,24	0,93	0,51	0,15	1,57	1382	13	1804	33	2333	37	59,3
A9	0,0015	99,4	180,4	270,4	0,7	6,66	2,40	0,37	1,73	0,72	0,13	1,67	2047	35	2067	50	2087	35	98,1
A10	0,1032	131,7	24,8	286,8	0,1	5,48	14,07	0,27	1,12	0,08	0,15	14,03	1529	17	1897	267	2328	327	65,7
B2	0,0008	207,5	172,0	277,3	0,6	14,40	1,09	0,53	0,65	0,60	0,20	0,87	2746	18	2776	30	2798	24	98,1
B4	0,0004	107,1	118,8	145,9	0,8	12,49	1,27	0,51	0,69	0,55	0,18	1,06	2662	18	2642	33	2626	28	101,4
B8 _N	0,0004	129,0	499,2	531,6	0,9	5,39	1,58	0,30	0,67	0,42	0,13	1,43	1708	11	1883	30	2082	30	82,0
B8 _B	0,0085	125,3	237,0	494,7	0,5	2,48	2,45	0,15	1,85	0,76	0,12	1,61	923	17	1267	31	1910	31	48,3
B10	0,0031	106,3	121,3	254,4	0,5	7,14	1,72	0,39	0,97	0,57	0,13	1,41	2123	21	2129	37	2134	30	99,5
C3	0,0128	73,6	99,9	199,6	0,5	7,13	3,99	0,39	3,65	0,92	0,13	1,60	2143	78	2127	85	2112	34	101,5
C5	0,0015	268,7	398,6	599,2	0,7	6,13	1,61	0,35	0,73	0,45	0,13	1,43	1927	14	1994	32	2064	30	93,4
C8	0,0481	234,5	1841,7	1619,6	1,1	1,25	3,45	0,10	2,69	0,78	0,09	2,16	607	16	824	28	1468	32	41,3
C9	0,0047	113,0	111,4	305,5	0,4	5,48	1,80	0,30	1,11	0,61	0,13	1,42	1709	19	1897	34	2110	30	81,0
C10	0,0039	4,3	2,4	9,7	0,2	22,47	2,67	0,64	1,87	0,70	0,26	1,91	3174	59	3204	86	3223	62	98,5
C10 _B	0,0015	6,9	12,0	28,2	0,4	4,49	3,31	0,16	2,84	0,86	0,20	1,70	962	27	1730	57	2848	48	33,8
D1	0,0003	119,6	95,2	251,8	0,4	7,01	1,57	0,39	0,73	0,47	0,13	1,38	2143	16	2113	33	2083	29	102,9
D4	0,0034	109,5	115,3	295,7	0,4	6,04	1,94	0,33	1,38	0,71	0,13	1,36	1832	25	1982	38	2143	29	85,5
D6	0,0028	116,5	99,2	292,6	0,3	5,52	1,78	0,32	1,03	0,58	0,13	1,45	1778	18	1903	34	2043	30	87,1
D10	0,0619	10,0	1,2	23,0	0,1	2,32	3,76	0,19	2,86	0,76	0,09	2,44	1139	33	1220	46	1365	33	83,4
D10 _B	0,0136	153,6	47,5	642,4	0,1	2,16	3,92	0,20	2,69	0,68	0,08	2,86	1183	32	1169	46	1143	33	103,5
E1	0,0047	84,1	118,3	244,0	0,5	7,09	1,70	0,39	0,87	0,51	0,13	1,47	2128	18	2123	36	2119	31	100,4
E3	0,0211	138,5	118,3	518,5	0,2	3,57	2,21	0,18	1,75	0,79	0,14	1,35	1073	19	1544	34	2266	31	47,4
E10	0,0846	193,5	53,1	766,5	0,1	1,63	2,59	0,13	1,63	0,63	0,09	2,02	794	13	980	25	1424	29	55,8
F1	0,0523	229,3	177,6	1146,7	0,2	1,72	2,64	0,14	1,79	0,68	0,09	1,94	854	15	1015	27	1382	27	61,8
F9	0,0008	95,3	50,8	269,7	0,2	6,71	1,83	0,38	1,33	0,72	0,13	1,26	2083	28	2074	38	2065	26	100,8
F10	0,0014	103,8	155,9	408,0	0,4	3,37	2,03	0,20	1,58	0,78	0,12	1,27	1194	19	1497	30	1957	25	61,0
G3	0,0054	129,8	64,5	603,6	0,1	4,66	1,64	0,27	1,06	0,65	0,12	1,25	1548	16	1760	29	2022	25	76,6
G4	0,0399	65,2	55,3	71,2	0,8	5,75	2,42	0,36	1,61	0,67	0,12	1,80	1967	32	1939	47	1908	34	103,1
G9 _N	0,0185	109,6	262,2	750,2	0,4	2,18	2,09	0,13	1,60	0,77	0,12	1,34	775	12	1176	25	2013	27	38,5
H3	0,0023	3,4	0,6	5,2	0,1	12,18	2,75	0,56	1,91	0,69	0,16	1,99	2870	55	2618	72	2429	48	118,2
H8	0,0019	113,4	143,3	388,1	0,4	3,90	1,52	0,24	0,79	0,52	0,12	1,29	1387	11	1615	24	1926	25	72,0
I8	0,0105	101,5	184,8	540,2	0,3	2,73	1,84	0,17	1,28	0,70	0,12	1,32	990	13	1335	25	1942	26	51,0
I9	0,0515	13,6	4,9	90,5	0,1	1,38	4,15	0,11	2,94	0,71	0,09	2,93	697	20	881	37	1376	40	50,6
J1	0,0014	188,4	70,4	968,0	0,1	4,38	2,20	0,21	1,90	0,87	0,15	1,10	1214	23	1708	38	2381	26	51,0
J5	0,1914	23,8	3,2	19,5	0,2	13,44	3,59	1,11	2,61	0,73	0,09	2,46	4799	125	2711	97	1386	34	346,2
K1	0,0737	14,2	8,3	20,4	0,4	8,80	2,54	0,61	1,54	0,61	0,10	2,02	3069	47	2317	59	1708	34	179,7
K6	0,1523	10,0	0,5	2,9	0,2	3,61	5,72	0,43	2,50	0,44	0,06	5,14	2312	58	1552	89	628	32	368,0
K10	0,1613	16,4	6,4	16,6	0,4	7,22	5,86	0,53	4,94	0,84	0,10	3,15	2736	135	2139	125	1606	51	170,4
K9	0,0236	17,2	14,5	30,3	0,5	8,45	2,10	0,49	1,26	0,60	0,13	1,69	2563	32	2280	48	2036	34	125,9
K8	0,0494	19,5	7,7	21,4	0,4	8,70	2,65	0,53	1,61	0,61	0,12	2,10	2752	44	2307	61	1933	41	142,4
K7	0,0176	6,5	0,4	8,9	0,0	7,73	6,09	0,56	3,10	0,51	0,10	5,24	2870	89	2200	134	1623	85	176,9
K3	0,0533	8,9	27,5	71,8	0,4	7,56	4,26	0,48	2,02	0,48	0,12	3,75	2509	51	2180	93	1882	71	133,3

Tabela A6- Dados Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS das amostras analisadas.

Spot ID	176Hf/177Hf	2σ	±2SE	176Lu/177Hf	2σ	176Yb/177Hf	2σ	178Hf/177Hf	2σ	εHf(0)	(U-Pb) (Ma)	(176Hf/177Hf) _t	εHf(t)	TDM ^C (Ma)
Biotita ortognaisse granodiorítico: RPJ-1906														
C10	0,280869	0,000043	0,626916	0,000693	0,000085	0,047699	0,004673	1,467259	0,000038	-64,5	2846	0,280831	-4,3	3520
F6	0,280960	0,000046	0,683248	0,001087	0,000103	0,066207	0,002570	1,467222	0,000043	-65,4	2846	0,280901	-1,8	3365
G7	0,280935	0,000048	0,702250	0,000614	0,000087	0,046206	0,003601	1,467276	0,000047	-70,6	2634	0,280904	-6,6	3504
H1	0,280788	0,000051	0,754616	0,000745	0,000080	0,051002	0,001968	1,467282	0,000052	-63,6	2846	0,280747	-7,3	3707
H7	0,280985	0,000048	0,706973	0,000802	0,000138	0,048544	0,003886	1,467214	0,000059	-62,1	2846	0,280941	-0,4	3275
Anfibólio - biotita metagranodiorito: RPJ-1910A														
A10	0,28090	0,00005	0,73467	0,000330	0,000011	0,025613	0,000801	1,467268	0,000050	-66,8	2654	0,280878	-7,1	3548
B8	0,28092	0,00004	0,55369	0,000244	0,000008	0,020305	0,000818	1,467306	0,000037	-65,9	2654	0,280910	-6,0	3479
B10	0,28093	0,00006	0,86881	0,000326	0,000016	0,028141	0,000574	1,467253	0,000057	-65,5	2594	0,280917	-7,1	3503
F7	0,28106	0,00005	0,68201	0,000475	0,000019	0,041137	0,000636	1,467219	0,000067	-61,0	2654	0,281036	-1,5	3199
G10	0,28098	0,00005	0,79209	0,000291	0,000035	0,024449	0,001506	1,467268	0,000072	-63,9	2654	0,280963	-4,1	3361
Biotita ortognaisse granodiorítico: RPJ-1909														
A10	0,280747	0,000049	0,715667	0,000785	0,000083	0,052469	0,004619	1,467254	0,000051	-72,1	2767	0,280706	-11,3	3873
B9n	0,280992	0,000062	0,907566	0,000720	0,000042	0,053735	0,002090	1,467281	0,000055	-63,4	2618	0,280956	-5,2	3400
H2	0,281014	0,000054	0,794302	0,000815	0,000080	0,063468	0,005021	1,467256	0,000066	-62,6	2618	0,280973	-4,5	3362
J7	0,280984	0,000047	0,686159	0,000419	0,000016	0,030972	0,000727	1,467266	0,000051	-63,7	2618	0,280963	-4,9	3385
Biotita ortognaisse granodiorítico: JAP-1806														
B7	0,280910	0,000045	0,662727	0,000374	0,000013	0,022351	0,000572	1,467229	0,000042	-66,3	2618	0,280892	-7,5	3543
D6	0,280818	0,000054	0,792053	0,000377	0,000010	0,022440	0,000798	1,467227	0,000058	-69,5	2714	0,280799	-8,5	3683
I6	0,280878	0,000049	0,726171	0,000142	0,000002	0,008344	0,000217	1,467242	0,000041	-67,4	2618	0,280871	-8,2	3589
J7	0,280915	0,000045	0,657537	0,000272	0,000005	0,015271	0,000196	1,467224	0,000057	-66,1	2887	0,280900	-0,9	3337
J2R	0,280831	0,000045	0,658410	0,000526	0,000045	0,029607	0,001669	1,467263	0,000055	-69,1	2618	0,280805	-10,6	3735
Biotita ortognaisse granodiorítico: RPJ-1905														
A5	0,281411	0,000049	0,726737	0,000542	0,000027	0,0332787	0,0012537	1,467233	0,000050	-48,6	2096	0,281389	-2,0	2795
B2	0,280884	0,000042	0,614179	0,000416	0,000004	0,0293985	0,0004068	1,467286	0,000052	-67,2	2798	0,280861	-4,3	3487
B4	0,281091	0,000049	0,725186	0,001124	0,000034	0,0863220	0,0027311	1,467223	0,000048	-59,9	2626	0,281034	-2,2	3222
B10	0,281454	0,000048	0,698947	0,000654	0,000018	0,0419031	0,0007266	1,467245	0,000053	-47,1	2096	0,281428	-0,6	2708
C10	0,280674	0,000034	0,505670	0,001229	0,000010	0,0872076	0,0010545	1,467287	0,000046	-74,6	3223	0,280598	-3,7	3773
E1	0,281352	0,000047	0,697474	0,000773	0,000082	0,0524053	0,0039804	1,467291	0,000052	-50,7	2096	0,281321	-4,4	2946