



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

SÂMIA QUEIROZ VIANNA

Geoquímica Isotópica Sm-Nd das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e piroclásticas da Formação Igarapé Paboca, porção oeste do Domínio Erepecuru - Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará.

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM-PARÁ

FEVEREIRO – 2016

SÂMIA QUEIROZ VIANNA

Geoquímica Isotópica Sm-Nd das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e piroclásticas da Formação Igarapé Paboca, porção oeste do Domínio Erepecuru - Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento as exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)

Belém – Pará

2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Vianna, Sâmia Queiroz, 1991 -

Geoquímica isotópica Sm-Nd das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e Piroclásticas da Formação Igarapé Paboca, porção Oeste do Domínio Erepecuru - Trombetas, Província Amazônia Central, Noroeste do Pará. / Sâmia Queiroz Vianna. – 2016.

73 f : il.; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Jean Michel Lafon

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2016.

1. Geocronologia - Pará. 2. Magmatismo - Pará. 3. Isótopos. I. Título.

CDD 22 ed.: 551.7098115



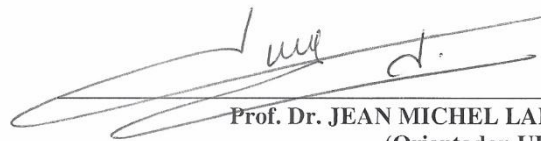
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd DAS ROCHAS GRANÍTICAS DA SUÍTE
INTRUSIVA CAXIPACORÉ E PIROCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO
IGARAPÉ PABOCA, PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO EREPECURU -
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO
PARÁ.**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por
SÂMIA QUEIROZ VIANNA**

**Com requisito à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia
Data da Aprovação: __/__/__**

Banca Examinadora:


Prof. Dr. JEAN MICHEL LAFON
(Orientador-UFPA)


Dra. LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA-COSTA
(Membro-CPRM)


Prof. Dr. MARCO ANTONIO GALARZA TORO
(Membro-UFPA)

Aos meus avós, Francisco Natalício
(Lindinho) e Maria de Lourdes (Mary Lou) que
são a segurança dos meus passos.

AGRADECIMENTOS

À Deus que guia todos os meus passos e me permitiu mais essa etapa vencida

Ao meu pai Jorge Vianna, por ser o meu maior acreditador, por nunca me deixar desistir e por fazer dos meus sonhos os seus próprios.

À minha mãe Denise Queiroz, minha razão e minha lucidez.

Às minhas irmãs Jamilly e Fádía, e meu irmão Samuel, pelo amor. Meu tio/pai/irmão Tales Queiroz, minha madrinha Fabíola Queiroz, minha avó Isabel Fernandes, meu primo Lucas Queiroz e ao meu padrasto Moisés Silva, pelo apoio.

Ao meu orientador Dr. Jean Michel Lafon, por todo o auxílio prestado na orientação desta monografia, e pela infinita paciência.

À CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém, em especial à Dr. Lúcia Travassos da Rosa-Costa, pelo apoio institucional através das amostras e dados cedidos para a realização deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso (UFPA) pelas análises.

À professora Msc. Vânia Barriga, minha “mãe” nesse curso, e dispensa apresentações.

Ao geólogo Rafael Estumano Leal pelos inúmeros esclarecimentos e auxílios.

Ao professor Msc. Ronaldo Lima e à Doutoranda Ana Flávia Brittes.

Aos meus grandes amigos Nayra Souza, Luís Cristo por caminharem comigo desde o começo do curso e aos meus amigos de 2011, minha turma do coração, Lidiane Medeiros, Eliã Jéssica, Isabella Miranda, Raiza Santos, Jully Afonso, Alexandre Castelo, Júnior Moura, Antônio Neto e Danilo Cruz.

À turma de geologia 2012, em especial, Taynara Martins.

Às minhas amigas Camila Franco, Bruna Oliveira, Carolinne Eliasquevici, Jéssica Pena, Bárbara Castro, Mariana Cavalcante, Ana Teresa e Caroline Canaan.

Obrigada.

*“Não fui eu que ordenei a você?
Seja forte e corajoso! Não se
apavore nem desanime, pois, o
Senhor, o seu Deus, estará com
você por onde você andar”.*

(Josué 1:9)

RESUMO

As rochas graníticas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e piroclásticas da Formação Igarapé Paboca do noroeste do Pará fazem parte de duas extensas associações vulcano-plutônicas orosirianas, a associação mais antiga (2,0 – 1,97 Ga) é formada pelas rochas da Formação Igarapé Paboca e Suíte Intrusiva Caxipacoré e a associação mais nova (1,9 – 1,87 Ga) é caracterizada pelas rochas do Grupo Iricoumé e suítes Água Branca e Mapuera. A área de estudo localiza-se na porção mais oriental do Domínio Erepecuru-Trombetas Oeste, parte norte da Província Amazônia Central, sul do Escudo das Guianas. A descrição petrográfica dos granitos da Suíte Caxipacoré permitiu distinguir duas variedades de granitoides (monzogranitos e sienogranitos) com conteúdo variado de hornblenda e biotita. As rochas vulcânicas foram classificadas como ignimbritos dacíticos e andesíticos, ricos em cristaloclastos de sanidina, plagioclásio e quartzo. Os dados geoquímicos permitiram caracterizar as rochas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca como rochas de natureza alcalina de alto-K, caráter peraluminoso a metaluminoso e afinidade ferrosa. Apresentam enriquecimento de íons litófilos de grande raio iônico - LILE (K, Rb, Ba e Sr) em relação aos elementos de alto campo de força - HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf e Y), além de uma grande anomalia negativa de Nb e Ta. Nos diagramas de classificação de ambientes tectônicos os granitoides e rochas vulcânicas apresentaram afinidade geoquímica com rochas cálcio-alcálicas relacionadas a zonas de subducção em ambiente de arco magmático continental. As idades modelo de Nd-T_(DM) entre 2,37 a 2,52 Ga e Sr-T_(UR), 2,14 e 1,68 Ga e os valores negativos de ϵ_{Nd} entre -1,93 e -3,48 indicam que os magmas parentais foram originados a partir de fusão de uma crosta siálica riaciana com componente arqueano subordinado, porém a possibilidade de uma fonte crustal sideriana não deve ser descartada. Os novos resultados isotópicos não favorecem a presença de crosta continental arqueana bem desenvolvida no embasamento desse setor da Província Amazônia Central.

Palavras-chave: Geocronologia Sm-Nd. Magmatismo Orosiriano. Domínio Erepecuru – Trombetas. Província Amazônia Central.

ABSTRACT

The granitic rocks of the Caxipacoré Suite and the volcanic rocks of the Igarapé Paboca Formation in northwestern Pará are part of the two extensive Orosirian volcano-plutonic rocks associations, the oldest association (2.0 to 1.97 Ga) is formed by rocks of the Igarapé Paboca Formation and the Caxipacoré Suite. The youngest association (1.9 to 1.87 Ga) encompasses the volcanic rocks of the Iricoumé Group and granitoids of the Água Branca and Mapuera Suites. The petrographic description of the Caxipacoré granites allowed distinguish two varieties of granitoids (monzogranites and syenogranites) with variable content of hornblende and biotite. Volcanic rocks were classified as ignimbrites, rich in crystaloclasts of sanidine, plagioclase and quartz. The geochemical data allowed the characterization of the rocks the Caxipacoré Suite and Igarapé Paboca formation as high-K alkaline rocks with peraluminous to metaluminous character and ferroan affinity. LILE-enrichment (e.g. K, Rb, Ba and Sr), in relation to the high field strength elements - HFSE (e.g. Nb, Ta , Zr , Hf and Y) , plus a strong negative Nb and Ta anomalies. In tectonic environments classification diagrams, granitoids and volcanic rocks show geochemical affinity with calc - alkaline rocks related to subduction zones in a continental magmatic arc environment. Nd-T_(DM) model ages between 2.37 and 2.52 Ga, and Sr-T_(UR) model ages of 2.14 and 1.68 Ga, and negative ϵ_{Nd} values (-1.48 to -3.6) indicate that parental magmas were derived from melting of a Rhyacian sialic crust with a subordinate Archean component. However a Siderian crustal source for the parental magmas cannot be totally discarded. These new isotopic results do not favor the presence of a well developed Archean continental crust in the basement of this sector of the Central Amazon Province.

Key-words: Sm-Nd geochronology. Orosirian Magmatism. Erepecuru-Trombetas Domain. Central Amazon Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1- MAPA DE LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE TRABALHO.....	15
FIGURA 2- COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA AMÉRICA DO SUL.	17
FIGURA 3- PROPOSTA DE SUBDIVISÃO DAS PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS E GEOTECTÔNICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	18
FIGURA 4- PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS E DOMÍNIOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	19
FIGURA 5- LOCALIZAÇÃO DA FOLHA RIO TROMBETAS.....	21
FIGURA 6- MAPA COM AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	22
FIGURA 7- EQUIPAMENTOS UTILIZADOS NO PROCESSO DE SEPARAÇÃO DOS ELEMENTOS SM E Nd.	34
FIGURA 8- FOTOGRAFIAS MACROSCÓPICAS DAS AMOSTRAS UTILIZADAS NO PRESENTE ESTUDO.	36
FIGURA 9- DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) E.....	41
FIGURA 10- FOTOMICROGRAFIAS DA FÁCIES ANFIBÓLIO-BIOTITA MONZOGRANITO.	42
FIGURA 11- FOTOMICROGRAFIAS REFERENTES A FÁCIES BIOTITA MONZOGRANITO.	43
FIGURA 12- FOTOMICROGRAFIAS REFERENTES A FÁCIES BIOTITA SIENOGANITO.....	44
FIGURA 13- MORFOLOGIA DE ESFERULITOS (MACPHIE ET AL. 1993).....	46
FIGURA 14- FOTOGRAFIAS MACROSCÓPICAS DAS AMOSTRAS UTILIZADAS NO PRESENTE ESTUDO	47
FIGURA 15- FOTOMICROGRAFIAS REFERENTES AOS IGIMBRITOS ESTUDADOS.....	49
FIGURA 16- A) DIAGRAMA R1-R2 (DE LA ROCHE ET AL. 1980); B) DIAGRAMA TAS (LE BAS ET AL. 1986); C) DIAGRAMA AFM (IRVINE E BARAGAR 1971; D) DIAGRAMA K_2O <i>VERSUS</i> SiO_2 (PECCERILLO E TAYLOR 1976).	53
FIGURA 17- A) DIAGRAMA DE SATURAÇÃO EM ALUMÍNIO (MANIAR E PICCOLI, 1989); B) $FeO_T/(FeO_T+MgO)$ <i>VERSUS</i> SiO_2 (FROST ET AL. 2001).....	54
FIGURA 18- A) DIAGRAMA MULTIELEMENTAR (THOMPSON, 1982); C) DIAGRAMA DE ELEMENTOS TERRAS RARA (BOYNTON, 1984); B) E D) OS RESPECTIVOS DIAGRAMAS PARA AS ROCHAS DAS SUÍTES CAXIPACORÉ, ÁGUA BRANCA E MAPUERA (LEAL, 2015)..	55
FIGURA 19- A) DIAGRAMA Rb <i>VERSUS</i> $Y+Nb$; B) DIAGRAMA Rb <i>VERSUS</i> $Ta+Yb$ (PEARCE, 1996). COLG – GRANITOIDES COLISIONAIS, WPG – GRANITOIDES INTRAPLACA, VAG – GRANITOIDES DE ARCO VULCÂNICO, ORG – GRANITOIDES DE FUNDO OCEÂNICO; C) DIAGRAMA $(Na_2O+K_2O)/CaO$ <i>VERSUS</i> $Zr+Nb+Ce+Y$ (NARDI E BITENCOURT 2009	

MODIFICADO DE WHALEN ET AL. 1987). D) DIAGRAMA Nb-Y-3Ga E Nb-Y-Ce (EBY 1992).	56
FIGURA 20- (A) DIAGRAMA $(Nb/Zr)_N$ <i>VERSUS</i> Zr (THIÉBLEMONT E TEGYEY 1994); (B) DIAGRAMA $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ <i>VERSUS</i> SiO_2 (BROWN ET AL. 1984)..	57
FIGURA 21- DIAGRAMA ϵ_{Nd} <i>VERSUS</i> $T_{(Ga)}$	63

LISTA DE TABELAS

TABELA 1- AMOSTRAS UTILIZADAS E O RESPECTIVOS PROCESSOS APLICADAS PARA CADA.	28
TABELA 2- CONTAGEM MODAL EM PORCENTAGEM, PARA AS AMOSTRAS SS-68, SS-91 E SS-94 PERTENCENTES A SUÍTE INTRUSIVA CAXIPACORÉ, FORAM CONTADOS 1.500 PONTOS POR LÂMINA (TR – MINERAIS DE ALTERAÇÃO OU SUBSTITUIÇÃO).	41
TABELA 3- ANÁLISES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS DA SUÍTE INTRUSIVA CAXIPACORÉ E FORMAÇÃO IGARAPÉ PABOCA (OS TEORES DE ÓXIDOS ESTÃO APRESENTADOS EM % EM PESO E OS ELEMENTOS TRAÇOS EM MG KG-1 (PPM)).	51
TABELA 4- DADOS ISOTÓPICOS DE SM-ND E RB-SR EM ROCHA TOTAL DA SUÍTE INTRUSIVA CAXIPACORÉ E FORMAÇÃO IGARAPÉ PABOCA	59
TABELA 5- COMPILAÇÃO DE DADOS SM-ND PARA AS ROCHAS GRANÍTICAS E VULCÂNICAS DO DOMÍNIO EREPECURU – TROMBETAS.	64

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	16
2.1	Cráton Amazônico	16
3	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	22
3.1	Formação Igarapé Paboca	23
3.2	Suíte Intrusiva Caxipacoré	23
3.3	Grupo Iricoumé	23
3.4	Suíte Intrusiva Mapuera	24
3.5	Formação Urupi	24
3.6	Grupo Trombetas	25
3.7	Formação Maecuru	25
4	PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS	25
5	MATERIAIS E MÉTODOS	26
5.1	Pesquisa Bibliográfica	26
5.2	Seleção Das Amostras	27
5.3	Petrografia Microscópica	27
5.4	Geoquímica Em Rocha Total	28
5.5	Geocronologia E Geoquímica Isotópica	29
5.5.1	Princípios do método Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total	29
6	RESULTADOS	35
6.1	Petrografia	35
6.1.1	Rochas Granitoides	35
6.1.2	Rochas Piroclásticas	45
6.2	Geoquímica em Rocha Total	50
6.3	Geoquímica Isotópica Sm-Nd e Sr	57
7	DISCUSSÃO	60
7.1	Considerações petrográficas	60
7.2	Considerações sobre geoquímica e contexto geodinâmico	60
7.3	Considerações quanto as assinaturas isotópicas e as fontes do magmatismo	62
8	CONCLUSÃO	65
	REFERÊNCIAS	67

1. INTRODUÇÃO

O Domínio Erepecuru-Trombetas (VASQUEZ & ROSA-COSTA, 2008) localiza-se na porção setentrional da Província Amazônia Central, a sul do Escudo das Guianas, cujo embasamento, nos conceitos de Tassinari e Macambira (1999, 2004) e Santos et al. (2000, 2006) é considerado supostamente arqueano. Na porção oeste desse domínio afloram duas extensas associações vulcano-plutônicas com idades entre 1,99-1,96 Ga e 1,9 - 1,86 Ga, respectivamente. A mais nova, com 1,90-1,86 Ga, é constituída pelas rochas plutônicas das suítes Intrusivas Água Branca e Mapuera e piroclásticas do Grupo Iricoumé (BARRETO et al. 2013; CASTRO et al. 2014; JORGE JOÃO et al. 1984; LEAL, 2015; VASQUEZ & ROSA-COSTA 2008). A associação mais antiga, com idades entre 1,99-1,96 Ga, identificadas recentemente, corresponde à Formação Igarapé Paboca e Suíte Intrusiva Caxipacoré (BARRETO et al. 2013; CASTRO et al. 2014; LEAL et al. 2013; ROSA-COSTA & ANDRADE 2015 no prelo).

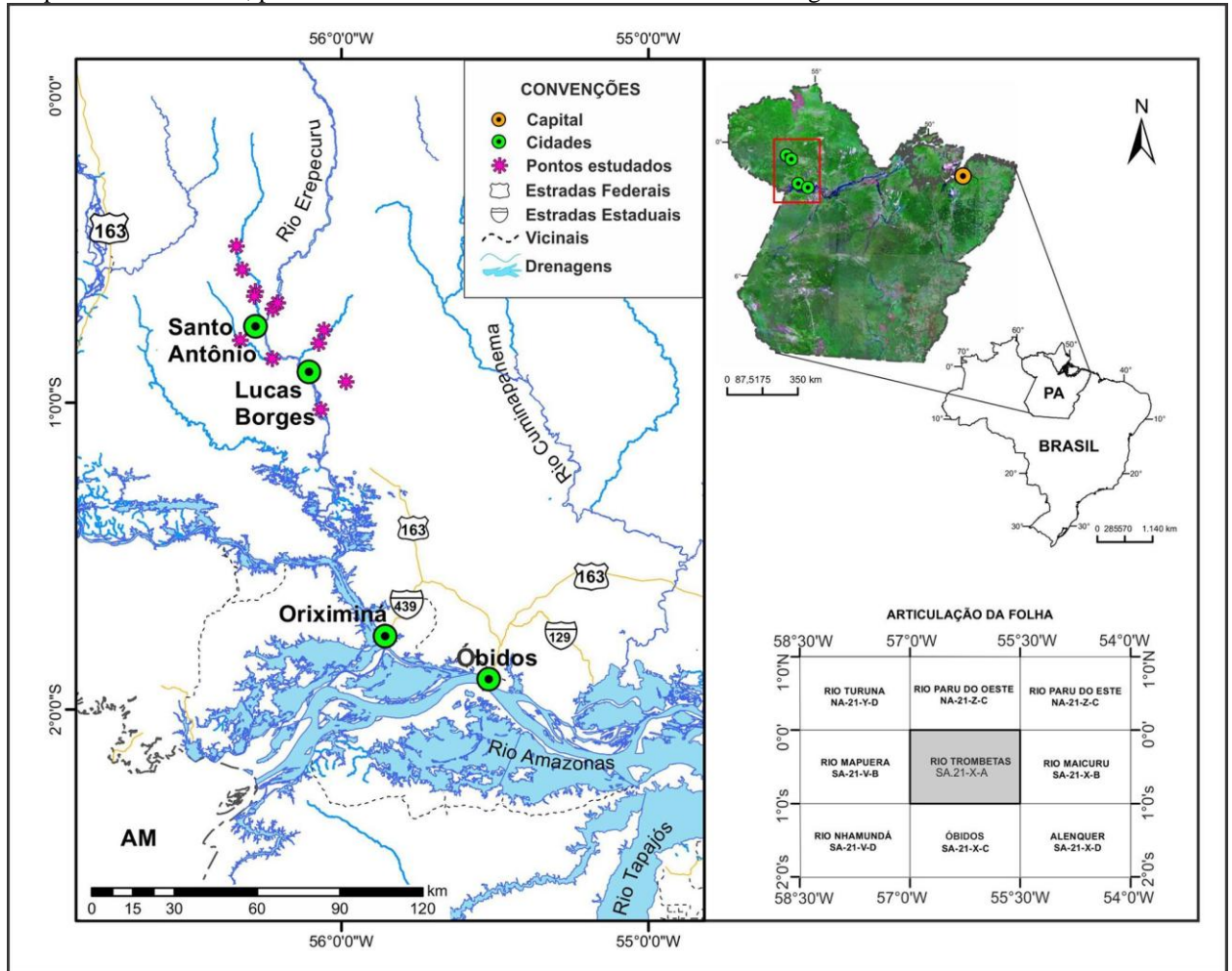
O estudo dessas rochas tem sido dificultado sobretudo pela falta de acesso à região, e a densa cobertura vegetal, tratando-se de uma das regiões menos conhecidas, do ponto de vista geológico, da porção central do Cráton Amazônico. Desde 2011, contudo, a CPRM-Serviço Geológico do Brasil, através da Superintendência de Belém, vem desenvolvendo novos trabalhos de mapeamento geológico na escala de 1:250.000, através do Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas (SA-21-X-A) (CASTRO et al. 2014) que associados a novos dados petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e estudos aerogeofísicos tem adensado os dados disponíveis nessa região (BARRETO et al. 2013, 2014; LEAL 2015; LEAL et al. 2015; ROSA-COSTA & ANDRADE 2015).

Apesar dos recentes avanços no conhecimento geológico da área, permanecem muitos questionamentos a respeito dessas associações vulcano-plutônicas e, de forma mais ampla, com relação aos ambientes geodinâmicos desses episódios magmáticos e a idade de formação da crosta continental nesse setor da Amazônia Central. Novos dados, tanto petrográficos e geoquímicos, quanto geocronológicos, são necessários para consolidar o conhecimento dessa área, razões essas que justificam a relevância do tema escolhido para essa monografia.

O presente trabalho foi desenvolvido no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso em estreita colaboração com a CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência de Belém e segue a mesma linha de estudos desenvolvidos por Barreto et al. (2013, 2014); Leal et al. 2015 e Leal (2015).

Geograficamente a área de estudo localiza-se no noroeste do Pará, próximo as localidades de Santo Antônio e Lucas Borges, 122 km do município de Oriximiná. Os afloramentos estão localizados ao longo do Rio Erepecuru e tributários, na porção sul da Folha Rio Trombetas (SA-21-X-A) (Figura 1).

Figura 1- Mapa de localização geográfica da área de trabalho. Os pontos estudados localizam-se ao longo do Rio Erepecuru e tributários, próximo as localidades e Santo Antônio e Lucas Borges.



Fonte: O autor.

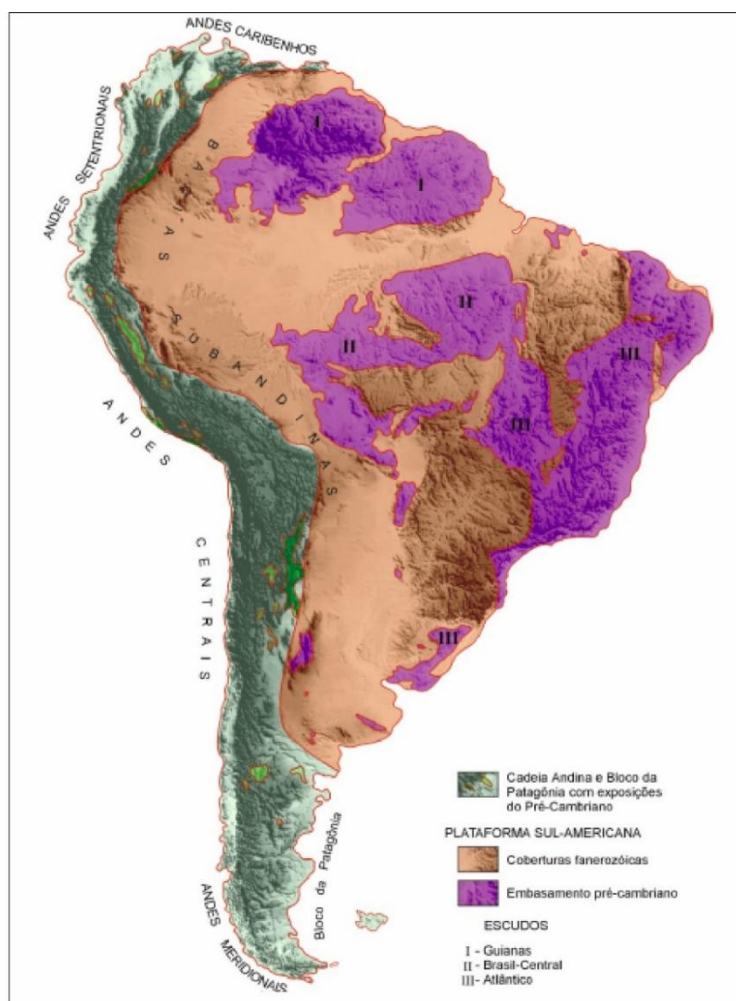
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Cráton Amazônico

O continente sul americano é constituído por duas grandes unidades geotectônicas denominadas Plataforma Sul-Americana e a Cadeia Andina (ALMEIDA et al. 1981) e é definido por três escudos pré-cambrianos denominados, Brasil Central ou Guaporé, das Guianas e Atlântico. O cráton Amazônico é uma das maiores regiões cratônicas do mundo, uma das principais unidades da plataforma Sul Americana e cobre uma área de 4.5×10^6 km² (VASQUEZ & ROSA-COSTA, 2008) (Figura 2).

O cráton amazônico é constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central e separado pelas bacias do Solimões e Amazonas. Sua extensão geográfica abrange sete países, entre eles, Brasil, na sua porção norte, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia (VASQUEZ & ROSA-COSTA, 2008).

Figura 2- Compartimentação tectônica da América do Sul.

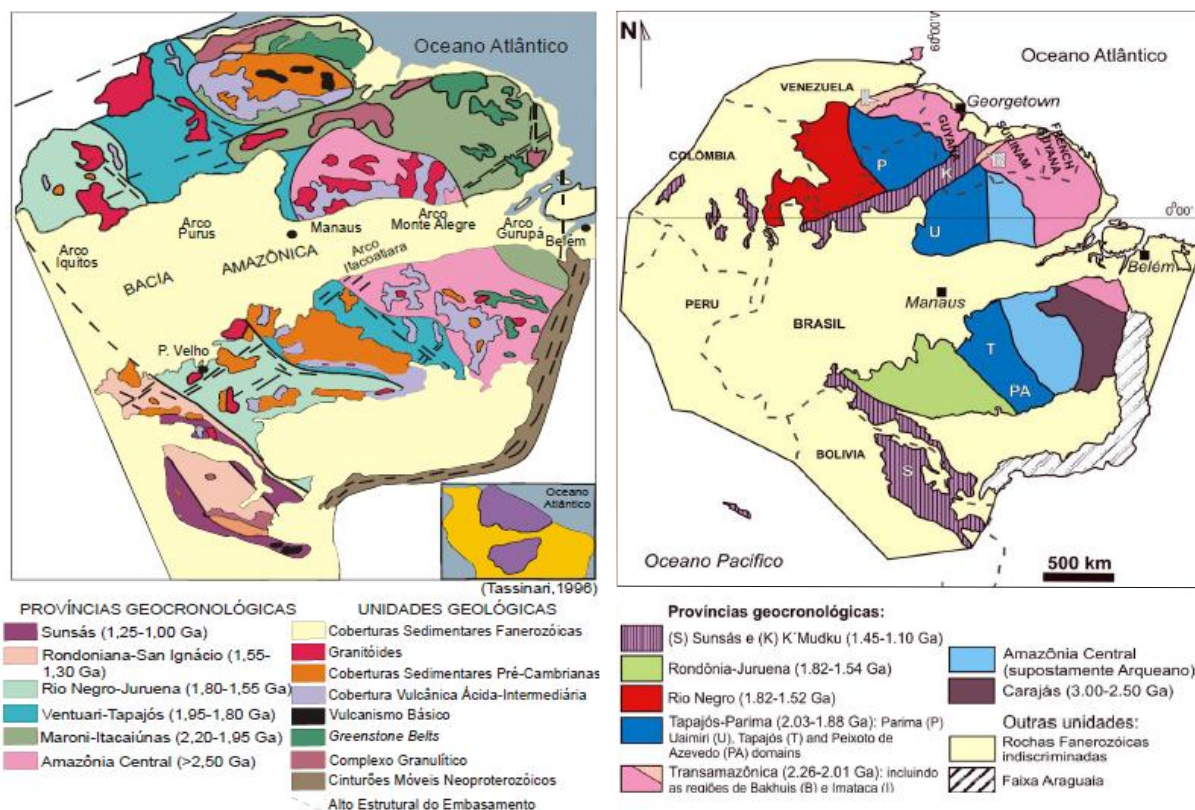


Fonte: Almeida et al. (1976).

Tassinari e Macambira (2004) e Santos et al. (2006; Figura 3) apresentam as duas propostas de divisão mais amplamente discutidas para o Cráton Amazônico. De modo geral, ambos os modelos dividem o cráton em províncias tectono-geocronológicas, com base em dados geocronológicos, padrões estruturais e contexto geodinâmico (REIS et al. 2003, 2006; VASQUEZ & ROSA-COSTA, 2008).

A principal diferença entre os modelos acima citados reside no limite entre as províncias, principalmente em relação a Província Amazônia Central. Tassinari e Macambira (1999, 2004) assumem o Bloco Carajás, que apresenta idades superiores a 2,5 Ga, como parte da Província Amazônia Central, representando, portanto, um embasamento Arqueano que se estende tanto no sul da bacia do Amazonas quanto no norte (Bloco Iricoumé). Santos et al. (2006) não consideram o Bloco Carajás como parte da Província Amazônia Central, embora admitam uma possível origem arqueana para essa província.

Figura 3- Proposta de subdivisão das províncias geocronológicas e geotectônicas do Cráton Amazônico segundo a concepção de Tassinari e Macambira (1999, 2004) e Santos et al. (2000, 2006).



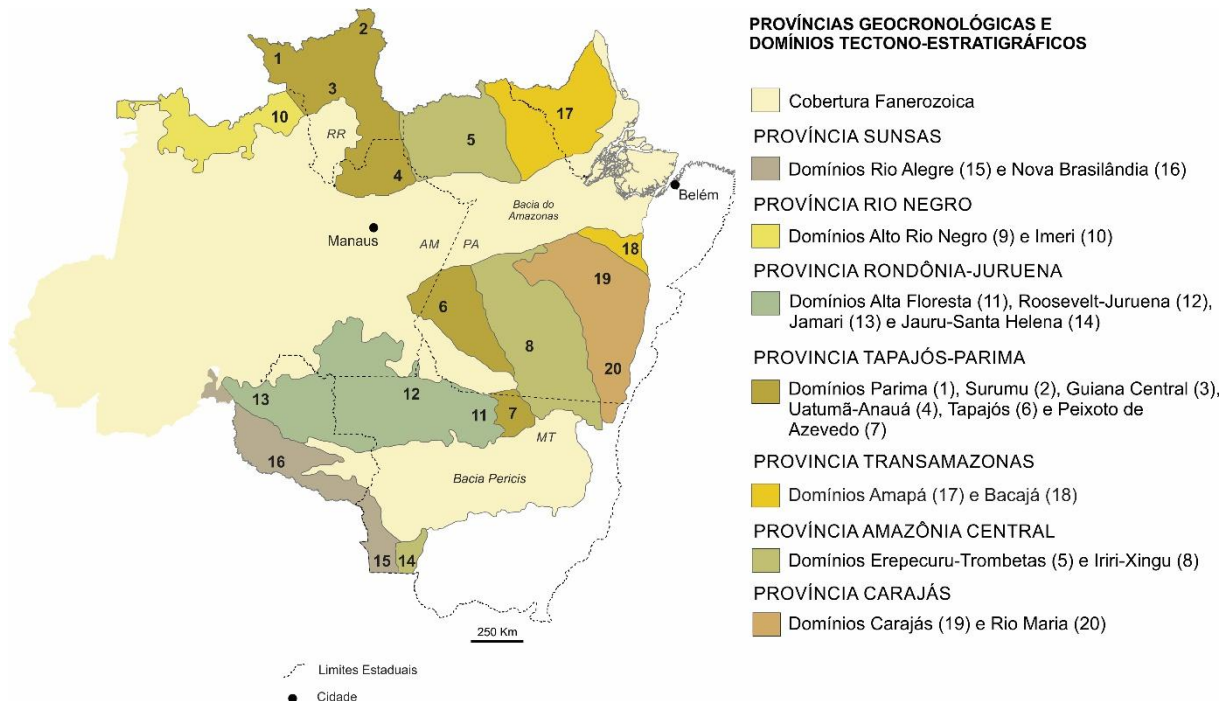
Fonte: Reis et al. (2006).

A Província Amazônia Central localiza-se na porção leste do Cráton Amazônico e caracteriza-se por duas extensas associações vulcano-plutônicas paleoproterozoicas de idade entre 2,0 e 1,86 Ga (TASSINARI 1996; SANTOS et al. 2001, 2004; KLEIN e VASQUEZ 2000), com estruturação em regime rúptil segundo NW-SE. Vasquez & Rosa-Costa (2008) ainda subdividiram a província em dois domínios denominados Iriri-Xingu, e Erepecuru-Trombetas, respectivamente, meridional e setentrional à Bacia do Amazonas (Figura 4). Na presente monografia serão abordados apenas as unidades referentes ao Domínio Erepecuru-Trombetas (DET), porção a norte da Bacia, limitado a oeste pela Província Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós e a leste a Província Transamazonas/Maroni-Itacaiúnas, no Escudo das Guianas.

O DET (Figura 4), é caracterizado por duas associações vulcano-plutônicas orosirianas com idades aproximadas de 1,89 e 1,99 Ga. A mais jovem é constituída pelos granitoides das suítes Intrusivas Água Branca e Mapuera e pelas rochas piroclásticas do Grupo Iricoumé e a

mais antiga pelos granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré e piroclásticas da Formação Igarapé Paboca.

Figura 4- Províncias geocronológicas e domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico.



Fonte: Reis et al. (2006).

Ainda ocorre uma segunda divisão com base na maior ou menor exposição de rochas do embasamento ou associação vulcano-plutônica paleoproterozoica, sendo denominados, respectivamente, Domínio Erepecuru-Trombetas Leste (DET-E) e Domínio Erepecuru-Trombetas Oeste (DET-W) (VASQUEZ & ROSA-COSTA 2008).

A área de estudo localiza-se no subdomínio DET-W, no qual predominam as rochas vulcânicas efusivas e explosivas do Grupo Iricoumé e Formação Igarapé Paboca e as rochas das suítes plutônicas Mapuera, Água Branca e Caxipacoré (Figura 5).

A Formação Igarapé Paboca (CASTRO et al. 2014), é composta por rochas efusivas e piroclásticas de idade entre 1,99 e 1,97 Ga, que representam o episódio magmático mais antigo. Barreto et al. (2013) e Castro et al. (2014), obtiveram idades Pb-Pb em zircão de 1992 ± 3 e U-Pb em zircão de 1948 ± 6 Ma, respectivamente.

Essa unidade é composta por rochas vulcânicas e piroclásticas intermediárias a ácidas de afinidade cálcio-alcalina de alto-K, com predomínio de andesitos, dacitos e subordinados

traquiandesitos, traquitos, latitos, ignimbritos andesíticos, lamprófiros, tufos e brechas (BARRETO et al. 2013; CASTRO et al. 2014).

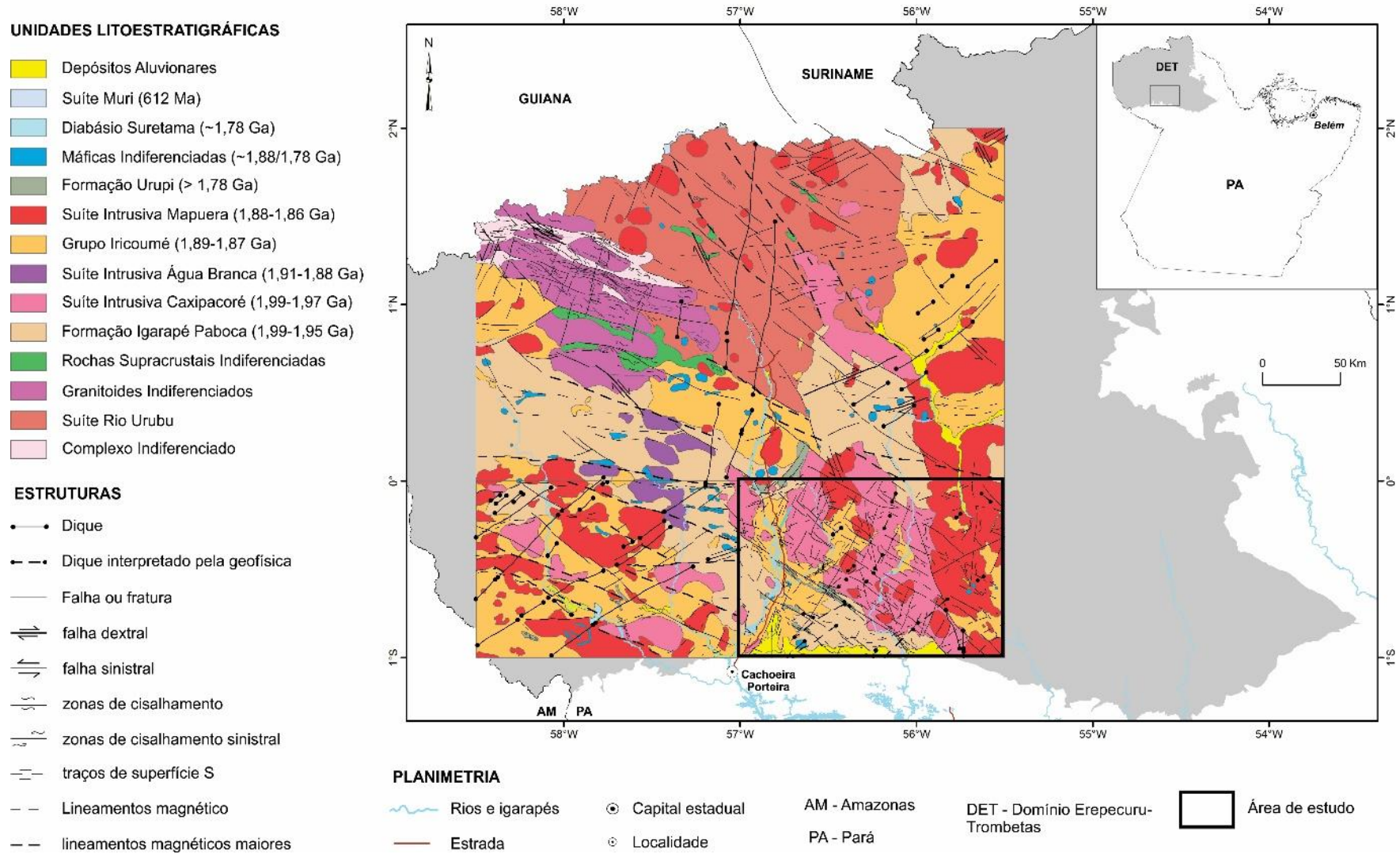
As rochas da Suíte Intrusiva Caxipacoré definida por Castro et al. (2014) representam os correspondes plutônicos do evento mais antigo de 1,99 e 1,97. A unidade é composta por álcali-feldspato granitos, sienogranitos, monzogranitos e granitoides com anfibólio e biotita, geralmente isotrópicos, inequigranulares, de granulação média a grossa e localmente com textura rapakivi e deformação cataclástica (LEAL et al. 2015).

O Grupo Iricoumé foi descrito como riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos, latitos, traquitos, ignimbritos, reoignimbritos e lamprófiros (OLIVEIRA et al. 1975, JORGE JOÃO et al. 1984 VASQUEZ & ROSA-COSTA 2008; BARRETO et al. 2014 e CASTRO et al. 2014). Os dados geocronológicos mais novos obtidos através de datação Pb-Pb em zircão, por Barreto et al. 2014 e Castro et al. 2014 revelaram idades de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1992 ± 3 Ma, respectivamente.

A Suíte Intrusiva Mapuera engloba rochas que variam de monzogranitos a sienogranitos, e ocasionalmente, monzonitos, sienitos e álcali-feldspato granitos, geralmente de coloração avermelhada ou acinzentada, de granulação média a grossa, isotrópicos, com texturas variando de equigranular a porfírica, e variações de texturas rapakivi e granofírica, formando extensos batólitos e stocks (JORGE JOÃO et al. 1984; VASQUEZ & ROSA-COSTA 2008; CASTRO et al. 2014). Nos dados mais recentes foram obtidas idades Pb-Pb em zircão de 1889 ± 2 , 1861 ± 20 Ma e 1870 ± 14 (CASTRO et al. 2014; LEAL 2015)

A Suíte Intrusiva Água Branca é composta predominantemente por granodioritos portadores de hornblenda e biotita e por subordinados monzogranitos, quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos, quartzo dioritos, dioritos e tonalitos (JORGE JOÃO et al. 1984; REIS et al. 2006; VALÉRIO et al. 2009, 2012). A idade mais recente obtida através do método Pb-Pb revelou uma idade de $1887,5 \pm 4,8$ Ma (LEAL 2015).

Figura 5- Localização da Folha Rio Trombetas.

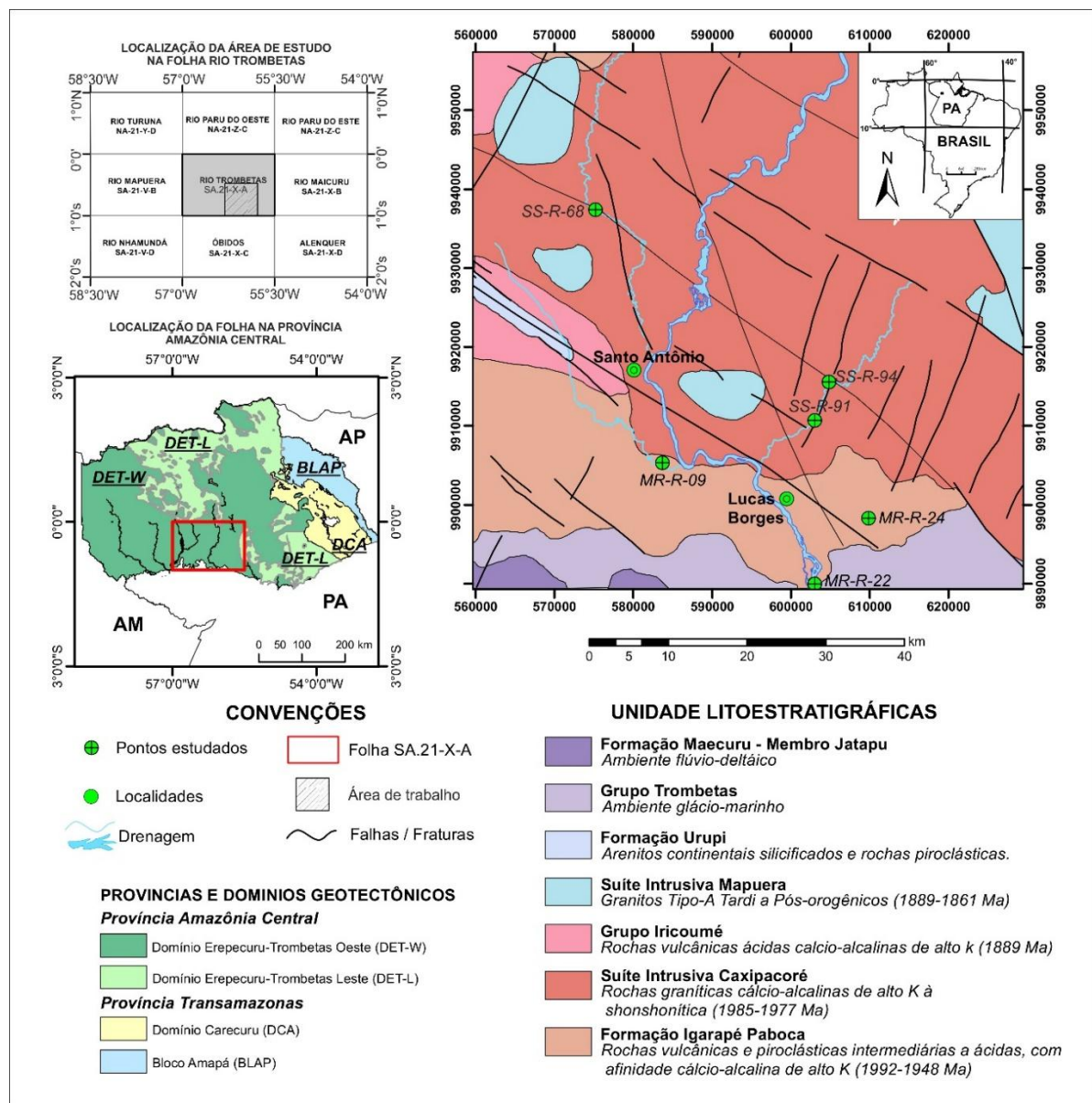


Fonte: Rosa-Costa & Andrade (2015, no prelo) e Castro *et al.* (2014).

3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A área de estudo localiza-se na porção sudeste da Folha Rio Trombetas e engloba as unidades Formação Igarapé Paboca, Suíte Intrusiva Caxipacoré, Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e Formação Urupi, de idades paleoproterozoicas e o Grupo Trombetas e Formação Maecuru pertencentes ao Paleozoico (Figura 6). Os dados presentes foram retirados de Reis et al. (2006), Vasques & Rosa-Costa (2008), Barreto et al. (2013, 2014), Castro et al. (2014), Leal et al. (2015) e Leal (2015).

Figura 6- Mapa com as unidades litoestratigráficas da área de estudo



Fonte - modificado de Castro et al. (2014).

3.1 Formação Igarapé Paboca

A denominação Formação Igarapé Paboca foi proposta por Castro et al. (2014) para distinguir as rochas efusivas e piroclásticas, anteriormente incluídas no Grupo Iricoumé, e que são relacionadas ao evento magmático de 1,99-1,96 identificado no Domínio Erepecuru-Trombetas. A individualização dessa unidade litoestratigráfica baseou-se principalmente nas idades Pb-Pb em zircão de 1992 ± 3 Ma e U-Pb em zircão de 1948 ± 6 Ma obtidas por Barreto et al. (2013) e Castro et al. (2014), respectivamente.

A Formação Igarapé Paboca é composta por rochas vulcânicas e piroclásticas intermediárias a ácidas de afinidade cálcio-alcálica de alto K, com predomínio de andesitos, dacitos e subordinados traquiandesitos, traquitos, ignimbritos andesíticos, tufos e brechas (CASTRO et al. 2014).

3.2 Suíte Intrusiva Caxipacoré

Esta unidade foi definida por Castro et al. (2014) e é considerada o correspondente plutônico do episódio vulcânico de 1,99-1,98 Ga que gerou a Formação Igarapé Paboca. Dados geocronológicos fornecem idades Pb-Pb em zircão de 1982 ± 9 Ma e 1977 ± 4 Ma (LEAL et al. 2015) e U-Pb em zircão de 1985 ± 5 Ma (CASTRO et al. 2014).

A Suíte Intrusiva Caxipacoré é composta por rochas graníticas cálcio-alcálicas de alto K à shoshoníticas. Tratam-se de álcali-feldspato granitos, biotita sienogranitos, anfibólio-biotita sienogranitos, anfibólio-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e granodioritos equi- a inequigranulares, geralmente isotrópicos de granulação média ou grossa. Localmente apresentam textura rapakivi.

3.3 Grupo Iricoumé

A denominação Grupo Iricoumé foi proposta por Veiga Jr. et al. (1979), sendo interpretado como a fase extrusiva associada ao plutonismo representado por granitos da Suíte Intrusiva Mapuera. Os primeiros dados geocronológicos disponíveis na área foram obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total e definiram idades de 1835 ± 35 Ma (OLIVEIRA et al. 1975) e 1870 ± 58 Ma (CHAVES et al. 1977). Idades mais recentes obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão forneceram idades de $1888\pm 2,5$ Ma, 1889 ± 2 Ma (BARRETO et al. 2013) e idades U-Pb em zircão de $1888\pm 8,6$ Ma (CASTRO et al. 2014).

São rochas vulcânicas e piroclásticas predominantemente ácidas, com intermediárias subordinadas, de afinidade cálcio-alcálica de alto K. Predominam riolitos, riolitos e subordinadamente traquitos e andesitos; ignimbritos riolíticos a andesíticos, além de tufos e brechas vulcânicas (CASTRO et al. 2014). Barreto et al. (2013) também descreve as rochas dessa unidade, ocorrendo predominantemente ignimbritos e reoignimbritos, de maneira subordinada lapili-tufos e coignimbritos.

3.4 Suíte Intrusiva Mapuera

A designação Suíte Intrusiva Mapuera foi introduzida por Melo et al. (1978) e se refere aos sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspatos granitos, isotrópicos, do tipo-A, com afinidade alcalina, considerados de estágio tardi- a pós orogênicos. Leal (2015) também faz uma descrição das rochas desta suíte, na porção mais a oeste do DET e caracteriza cinco fácies, desde Biotita álcali-feldspato leucogranito até Hornblenda-biotita sienogranito com presença de megacristais de feldspato.

Os dados geocronológicos obtidos por Oliveira et al. (1975) pelo método Rb-Sr em rocha total forneceram uma idade de 1773 ± 53 Ma. As idades mais recentes foram obtidas por Castro et al. (2014), pelo método Pb-Pb em zircão, de 1889 ± 2 e 1861 ± 20 Ma e Leal (2015) obteve uma idade de 1870 ± 14 Ma pelo método U-Pb em zircão de um Biotita álcali-feldspato granito da Suíte Intrusiva Mapuera no domínio da Folha Rio Mapuera.

3.5 Formação Urupi

A designação Formação Urupi foi dada por Veiga Jr. et al. (1979) para um conjunto de serras estreitas e alongadas com direção principal para NW-SE. Os dados geocronológicos presentes apontam uma idade U-Pb em baddeleyita de 1788 Ma (SANTOS et al. 2000b), sendo essa idade considerada mínima para a formação, enquanto a idade máxima foi estabelecida em 1,88 Ga pelo Grupo Iricoumé, unidade sobre a qual Formação Urupi repousa discordantemente. Esta unidade é composta por quartzos arenitos, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, intercalados com rochas vulcanoclásticas (SANTOS et al. 2002).

3.6 Grupo Trombetas

O Grupo Trombetas (LUDWIG, 1964) é constituído pelos membros Autás - Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru, individualizados por Caputo et al. (1971), e que foram elevados a hierarquia de formações por Cunha et al. (1994). Tratam-se de folhelhos cinzas laminados, arenitos finos a médios, caulínicos com estratificação plano-paralela e cruzada, bioturbados; siltitos e diamictitos de matriz suportada.

3.7 Formação Maecuru

O termo foi introduzido por Derby (1878) para as rochas sedimentares sobrepostas ao Grupo Trombetas, e formalizado por Lange (1967). O posicionamento estratigráfico da Formação Maecuru é no Eo-Devoniano, baseado em microfósseis quitinozoários e leiofusidas. A formação é composta por arenitos finos, fossilíferos, bioturbados, com folhelhos e siltitos cinza-escuros intercalados, além de camadas hematíticas na base.

4. PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS

A problemática que envolve o Domínio Erepecuru-Trombetas está principalmente relacionada a deficiência de informações geológicas das rochas desse domínio, assim como a dificuldade de acesso à região, em função de aspectos fisiográficos. A escassez de informação dificulta o entendimento dessa área e o estabelecimento de correlação com as demais áreas do Cráton Amazônico. Outro fator de retardo quanto a geologia do domínio é a escassa caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica das unidades, dificultando, dessa forma, uma melhor caracterização litológica.

Outro ponto a ser discutido é quanto ao contexto geodinâmico de formação das duas expressivas associações vulcano-plutônicas orosirianas desse domínio, pois diferentes modelos de evolução, o primeiro envolvendo um ambiente orogénico de arco magmático e o segundo envolvendo um ambiente intracontinental pós-orogénico, têm sido propostos para esclarecer a formação dessas rochas.

Além desses, o questionamento sobre a existência de crosta continental arqueana na porção norte da Província Amazônia Central, que ainda enfrenta bastante controvérsia. Como comentado anteriormente, os dados obtidos por Barreto et al. (2014), Castro et al. (2014) e Leal (2015) em rochas do Grupo Iricoumé, Formação Igarapé Paboca e Suíte Intrusiva Caxipacoré

apontam para fontes paleoproterozoicas e não arqueanas, Barreto et al. (2014) ainda sugerem que o DET-W poderia constituir uma extensão a leste do domínio Uatumã-Anauá, da Província Tapajós-Parima.

Nesta monografia pretende-se estudar rochas graníticas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e vulcânicas da Formação Igarapé Paboca, do episódio vulcano-plutônico Orisiriano mais antigo (em torno de 1,99 Ga) que ocorre na porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, tendo como base caracterização petrográfica, geoquímica elementar e geoquímica isotópica (Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total).

Como objetivo principal, tenciona-se contribuir para uma melhor caracterização petrográfica e contribuir para a discussão quanto as fontes das rochas da Suíte Intrusiva Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca no contexto do Domínio Erepecuru-Trombetas, sendo possível dessa forma, um melhor entendimento da evolução geodinâmica da Província Amazônia Central. Para seguir tal meta, toma-se como objetivos específicos:

- Melhor descrever ambas as unidades de ponto de vista petrográfico, visando auxiliar na caracterização litológica dessas;
- Contribuir na identificação do(s) ambiente(s) geodinâmico(s) de formação desse episódio magmático, sobretudo, através geoquímica;
- Determinar, pelo método Sm-Nd, as fontes envolvidas nos processos de formação dos protólitos das rochas do episódio magmático orisiriano mais antigo;
- Identificar processos de geração e/ou retrabalhamento de crosta continental através de geoquímica isotópica Nd - Sr e contribuir na discussão sobre existência de crosta continental arqueana e/ou riaciana nessa porção da Província Amazônia Central;

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão descritas as etapas que se seguiram para o desenvolvimento desta monografia. Os princípios dos métodos utilizados, assim como o procedimento analítico.

5.1 Pesquisa Bibliográfica

Foi realizada uma pesquisa bibliográfica contínua, ao longo do desenvolvimento do trabalho, relacionadas ao contexto geológico regional e a geocronologia do Domínio Erepecuru-Trombetas.

Foram realizadas, também, pesquisas bibliográficas sobre os métodos analíticos que foram aplicados, como conceitos básicos e técnicas. Pelas particularidades texturais e de feições das rochas piroclásticas, realizou-se uma pesquisa bibliográfica específica para estas rochas.

5.2 Seleção das Amostras

As amostras selecionadas para o desenvolvimento desse trabalho foram cedidas pela CPRM-Belém, pertencentes ao Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas. Foram selecionadas três amostras de rochas granitoides (SS-68; SS-91; SS-94) e três de rochas vulcânicas (MR-09; MR-22; MR-24) (Figura 6), além de sete lâminas delgadas que correspondem as amostras (SS-68; SS-91; SS-94; MR-09; MR-13; MR-22; MR-24).

Foram selecionadas seis amostras (SS-68; SS-91; SS-94; MR-09; MR-09; MR-22; MR-24) para o trabalho de geocronologia e geoquímica isotópica, e sete para estudo petrográfico (SS-68; SS-91; SS-94; MR-09; MR-13; MR-17; MR-22; MR-24).

As amostras selecionadas para geoquímica não correspondem as inteiramente as mesmas utilizadas no estudo, porém localizam-se próximas aos pontos aqui discutidos, foram selecionadas seis rochas graníticas (MR-01; MR-02; SS-63; SS-64A; SS-94) e duas rochas vulcânicas (MR-09; MR-14).

5.3 Petrografia Microscópica

De modo geral, o estudo das sete lâminas delgadas, envolveu uma caracterização microtextural, a análise mineralógica e composicional, a quantificação modal e a classificação petrográfica segundo os princípios de Streckeisen (1976), para as rochas graníticas e vulcânicas. Os estudos foram realizados nos laboratórios de petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará IG/UFPA. Para a quantificação modal foi utilizado um contador automático de pontos da marca *Swift*, com aproximadamente 1500 pontos para cada seção delgada. As fotomicrografias foram obtidas por um sistema digital integrado em LAZ-Ez da marca Leica do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do IG/UFPA.

A classificação modal plotada no diagrama QAP foi gerada utilizando o *software* GeoChemical Data toolkit v. 4.0 (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>) (Tabela 1).

Tabela 1- Amostras utilizadas e os respectivos processos aplicadas para cada.

Procedimento/ Amostra	MR-09	MR-22	MR-24	SS-68	SS-91	SS-94	MR-01	MR-02	SS-63	SS-64A	MR-14	MR-17	SS-71
Petrografia	X	X	X	X	X	X						X	
Geoquímica em rocha total	X					X	X	X	X	X	X		X
Geocronologia Sm-Nd	X	X	X	X	X	X							
Geocronologia Rb-Sr			X			X							

5.4 Geoquímica em Rocha Total

Os dados geoquímicos de rocha total apresentados nesta monografia foram cedidos pela CPRM – Superintendência de Belém, apenas para complemento do estudo realizado. As amostras nas quais foram realizadas as análises não correspondem as amostras estudadas, sendo estas, MR-01; MR-02; MR-14; SS-63; SS-64A; SS-71, com exceção das amostras MR-09 e SS-94 que pertencem ao estudo.

As análises foram realizadas pelo laboratório *SGS – Geosol* em Vespasiano, Minas Gerais. A dissolução das amostras é realizada por fusão alcalina (fusão com metaborato de lítio), seguida de digestão ácida (HNO₃). Para a determinação dos teores de elementos maiores (óxidos maiores) foram utilizadas técnicas de Fluorescência de raios X (FRX) e espectrometria de emissão óptica com plasma (ICP-EOS). Os teores de elementos traços, incluindo os terras raras (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu) foram determinados por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). A perda ao fogo foi determinada por diferença de peso após aquecimento a 1000°C.

Os resultados obtidos foram tratados utilizando-se o software Geochemical Data Toolkit (GCDkit), versão 4.0 (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>), e posteriormente lançados em diagramas de caracterização geoquímica e geotectônica como os diagramas TAS (LE BAS et al. 1986), AFM (IRVINE e BARAGAR 1971), Nb/Zr_N vs. Zr (THIÉBLEMONT e TEGYEY 1994), entre outros.

5.5 Geocronologia e Geoquímica Isotópica

5.5.1 Princípios do Método Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total

Foram utilizadas seis amostras, três de rochas granitoides (SS-68; SS-91; SS-94) e três vulcânicas (MR-09; MR-22; MR-24), para o desenvolvimento do método Sm-Nd em rocha total, que no processo de fragmentação inicial passaram pelo processo de britagem, no britador de mandíbula fixa e móvel (Figura 7A; B) na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA) e moagem no equipamento *shatterbox* para redução de granulometria (Figura 7C).

Princípios do Método Sm-Nd

O método radiométrico Sm-Nd baseia-se na desintegração do isótopo radioativo ^{147}Sm no isótopo radiogênico ^{143}Nd , através da emissão espontânea de uma partícula alfa α com meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do ^{147}Sm é igual a $6,54 \times 10^{-12}$ /ano (DEPAOLO, 1988).

O par Sm/Nd pertence ao grupo dos Elementos Terras Raras que são caracterizados por possuírem propriedades físicas e químicas muito semelhantes devido à sua configuração eletrônica diferir apenas no orbital “f”. Os cátions trivalentes com configuração eletrônica $4f^3$ e $4f^6$, do Neodímio e do Samário, respectivamente, explicam seu comportamento geoquímico semelhante. A principal diferença, fisicamente, reside no raio iônico, que no Nd^{3+} é de 1,08 Å e no Sm^{3+} é de 1,04 Å, que é responsável pelo fracionamento destes elementos nos processos de diferenciação magmática e cristalização fracionada.

A grande resistência do Sm e do Nd à abertura e sua elevada estabilidade química os credencia como um dos melhores pares geocronométricos, e o neodímio, em particular, como um dos melhores traçadores isotópicos em materiais geológicos.

A idade modelo é calculada para estimar o tempo em que uma amostra teve composição isotópica similar àquela de sua fonte (DEPAOLO 1981, 1988, ARNDT & GOLDSTEIN 1987). De forma que, é realizada uma comparação entre os resultados isotópicos obtidos para rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (DEPAOLO 1981, 1988). Sendo, portanto, a idade modelo, utilizada para determinar a época em que o protólito crustal de uma rocha se separou do manto (DEPAOLO & WASSERBURG 1976, FAURE 1986, DEPAOLO 1981, 1988, DICKIN 1995).

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{rocha}^h - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}^h}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{rocha}^h - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}^h} + 1 \right]$$

Onde: “h” são as razões medidas na amostra hoje e “DM” (*depleted mantle*) refere-se ao reservatório mantélico empobrecido.

A idade modelo $T_{(DM)}$ é relativa ao reservatório mantélico empobrecido, e corresponde ao tempo decorrido desde a geração das rochas a partir de uma magma com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ equivalente ao manto empobrecido. O manto empobrecido se refere à porção do manto que se comporta como resíduo dos processos de fusão parcial no manto que geram a crosta continental. Nesse processo o Nd se enriquece no magma em relação ao Sm por ser um pouco mais incompatível. Consequentemente, o magma produzido apresenta uma razão Sm/Nd menor do que a fonte enquanto que o resíduo resultante da fusão apresenta uma razão Sm/Nd maior que a fonte. Portanto o manto empobrecido evolui com razão Sm/Nd mais alta e a crosta com razão Sm/Nd mais baixa. Essas idades podem coincidir com eventos orogênicos suficientemente documentados em uma determinada região e, nesse caso, podem ser interpretadas com tempo de diferenciação manto-crosta. Segundo Pachett (1992), como ocorre no caso das rochas ígneas de derivação mantélica juvenil no Paleoproterozoico. Entretanto, se a idade modelo $T_{(DM)}$ não coincidir com nenhum evento orogênico conhecido, nesse caso ela geralmente é interpretada como idade média resultante de mistura de fontes (ARNDT e GOLDSTEIN, 1987).

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma rocha no tempo (t) de sua cristalização, geralmente determinado pelo método U-Pb em zircão, fornece, a partir do cálculo do parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ informações acerca da fonte que originou essa rocha (DEPAOLO 1981, 1988; FAURE, 1986).

Para rochas pré-cambrianas, valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ geralmente são indicativos de que na época de sua formação a fonte magmática possuía razão Sm/Nd mais elevada do que àquela calculada para os condritos, sendo, por consequência, de origem mantélica. Valores calculados de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativos, indicam que durante a formação da rocha a fonte magmática possuía uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor que a dos condritos, evidenciando que essa fonte teve origem crustal. Quanto maior a contribuição crustal no processo de formação das rochas, mais negativo serão o valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (DEPAOLO, 1988).

$$\epsilon_{(Nd)t} = \frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{am(t)} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}} \times 10^4$$

Em casos onde duas fontes (manto-crosta) participam da formação de uma rocha, os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ flutuam entre valores positivos e negativos, sendo proporcionais ao grau de participação dessas fontes. Nesse caso, a interpretação da idade modelo é complexa e representa um modelo de mistura de fontes.

Sato e Tassinari (1997) comentam que durante a formação de rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios como allanita ou granada, estas podem sofrer um fracionamento da razão Sm/Nd, sendo que na allanita ocorre uma diminuição significativa da razão Sm/Nd. Nesses casos, os dados Sm-Nd não poderão ser utilizados para cálculos de idade $T_{(DM)}$, segundo a evolução de Nd em estágio único, uma vez que, essas rochas sofreram fracionamento após a separação do magma mantélico para a crosta.

Se forem conhecidas as idades de cristalização da rocha, pelo método U-Pb em zircão, e a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$, que pode ser estimada tomando-se um valor médio de várias determinações na região, o modelo de evolução em estágio duplo de $^{143}Nd/^{144}Nd$ em função do tempo geológico poderá minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade $T_{(DM)}$ (SATO & TASSINARI 1997).

Princípios do Método Rb-Sr

O Rb-Sr se baseado no decaimento do ^{87}Rb , através da emissão de uma partícula β , para o ^{87}Sr de acordo com uma constante de decaimento (λ) igual a $1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ com meia-vida de $48,8 \pm 0,8$ Ga (DAVIS et al. 1977; STEIGER & JÄGER 1977).

O método auxilia na determinação de idades de cristalização de diversos tipos de rocha, além de fornecer dados petrogenéticos sobre o tempo de similaridade da assinatura isotópica entre uma rocha e sua fonte. Uma idade modelo T_{UR} pode ser calculada, a partir da comparação de resultados isotópicos obtidos para as rochas com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas. Nesta monografia as idades foram calculadas segundo o modelo de evolução isotópica do Reservatório Uniforme (UR) de DEPAOLO e WASSERBURG (1977) que baseia-se na hipótese de que a razão atual ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_{UR} é igual a 0,7045 e a razão atual ($^{87}Rb/^{86}Sr$)_{UR} é equivalente a 0,0816.

As idades obtidas devem ser interpretadas com cautela, pois o método além de depender do fechamento do sistema, depende de fatores como a grande mobilidade geoquímica do ^{87}Rb , e do comportamento distinto dos isótopos radioativo e radiogênico, durante processos de fracionamento magmático. Podendo fornecer idades anômalas e sem significado geológico.

Procedimento Analítico

O procedimento experimental Sm-Nd-Sr em rocha total adotado no Pará-Iso encontra-se descrito em Gioia e Pimentel (2000) tendo sido implantado por Oliveira et al. (2008). O procedimento consiste de três etapas: Dissolução das amostras, separação química e depósito dos elementos Sm e Nd nos filamentos para posterior análise isotópica.

- Digestão ácida das amostras: Para a etapa de dissolução das amostras, são pesados e misturados em cadinho de Teflon Savillex, aproximadamente 100 mg da amostra e 100 mg de traçador misto Sm-Nd enriquecido em ^{149}Sm e ^{150}Nd , sendo posteriormente o ataque ácido realizado com a introdução de HNO_3 , HF e HCl no cadinho de Teflon que contem a mistura amostra + traçador, com objetivo de recuperar os elementos terras raras (ETR), onde se encontram os elementos Sm e Nd.

- Separação química de Sr, Nd e Sm por cromatografia de troca iônica: A segunda etapa consiste na separação de Sr e coleta dos elementos terras raras (ETR) usando a resina catiônica Biorad DOWEX AG 50x8 (Figura 7D). Posteriormente ocorre a extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETR's anteriormente separada e evaporada, através das técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina Eichron[®] Ln-Spec (Figura 7E).

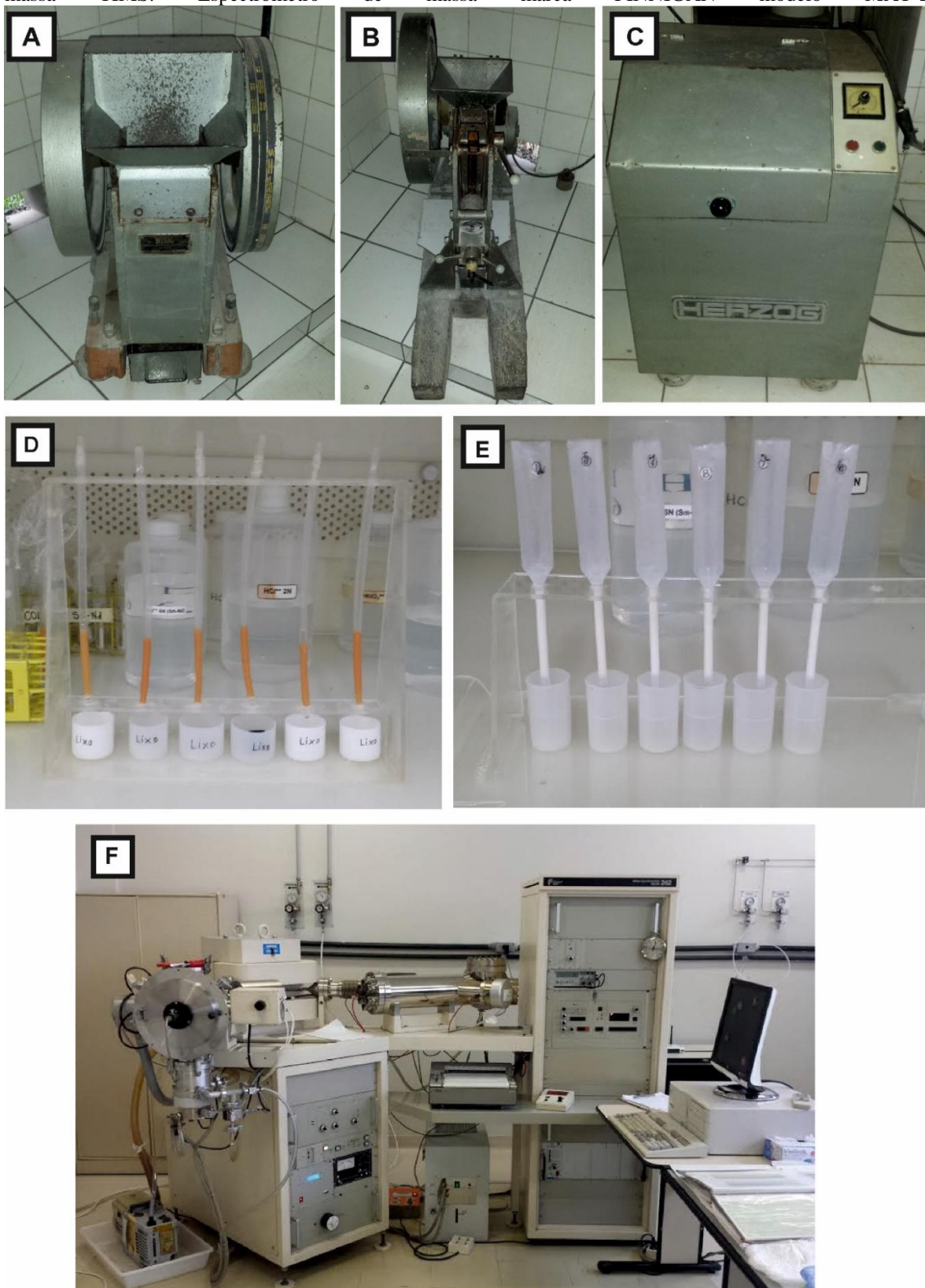
- Depósito dos concentrados de Sm, Nd e Sr: A terceira e última etapa consiste no depósito dos concentrados de Sm e Nd das amostras, que após a secagem tornam a ser dissolvidos em uma solução de 1 ml de HNO_3^{**} e, posteriormente são depositados em filamento duplo de Ta-Re.

As análises de Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa Thermo Fischer Triton Plus, instalados no Laboratório Pará-Iso. Para aferição do método e controle das análises isotópicas no espectrômetro de massa foram utilizados os padrões BCR-1 (Basalto USGS) e BHVO-1 e o padrão La Jolla. A razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,7219 é utilizada para normalização da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, para correção da massa utilizando a lei exponencial (RUSSELL et al. 1978), e a constante de decaimento usada foi o valor revisado por Lugmair e Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$.

As alíquotas de Sr foram depositadas em filamentos de tungstênio e as razões isotópicas foram lidas no espectrômetro de massa (TIMS) Finnigan MAT 262 (Figura 7F). As razões isotópicas foram corrigidas usando a razão $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. A constante de decaimento utilizada foi $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ (DAVIS et al. 1977; STEIGER & JÄGER 1977) e as idades modelo foram calculadas de acordo com o modelo de evolução isotópica do Reservatório Uniforme (UR) de DePaolo e Wasserburg (1977). Para o cálculo das idades modelo T_{UR} , foram utilizadas as concentrações de Rb e Sr das análises químicas fornecidas pela CPRM.

Durante as análises de Sm, Nd e Sr, os brancos de química foram considerados desprezíveis, considerando a concentração das amostras.

Figura 7- Equipamentos utilizados no processo de separação dos elementos Sm e Nd. A) Britador de mandíbula fixa; B) Britador de mandíbula móvel; C) Shatterbox; D) Colunas contendo resina catiônica Biorad DOWEX AG 50x8; E) Colunas de Teflon contendo resina Eichron® Ln-Spec; F) Exemplo de espectrômetro de massa TIMS: Espectrômetro de massa marca FINNIGAN modelo MAT-262.



6. RESULTADOS

6.1 Petrografia

6.1.1 Rochas Granitoides

No presente trabalho, para as rochas granitoides, foram reconhecidas três fácies petrográficas, Anfibólio-biotita monzogranito, Biotita monzogranito e Biotita sienogranito. Essas rochas apresentam diversas características como, composição modal, textura, tipo de deformação e alteração, semelhantes às rochas estudadas por Leal et al. (2015).

Características Macroscópicas

a) Anfibólio-biotita monzogranito

A amostra SS-R-68 foi classificada como um anfibólio-biotita monzogranito. Trata-se de uma rocha de cor vermelho, fanerítica, inequigranular, leucocrática, de granulação grossa, isotrópica com cristais milimétricos a centimétricos. Sendo essencialmente composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e ocorrendo como minerais máficos biotita e anfibólio (Figura 8A).

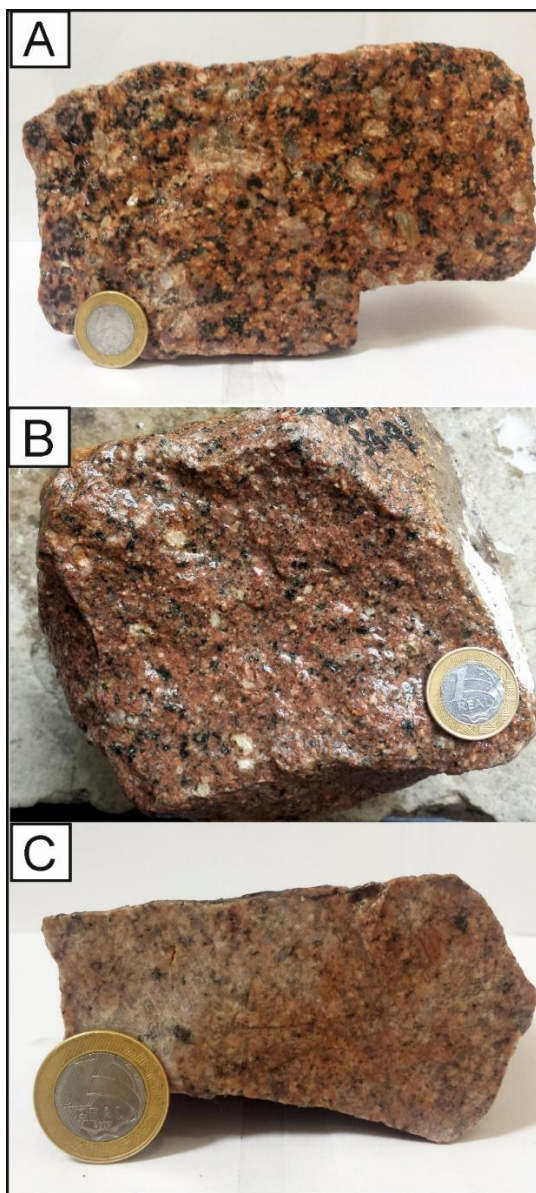
b) Biotita monzogranito

A amostra SS-R-91 foi classificada como um biotita monzogranito. É uma rocha com coloração rosa, fanerítica, inequigranular, leucocrática, isotrópica, com granulação média com cristais milimétricos. É essencialmente composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita (Figura 8B).

c) Biotita Sienogranito

A amostra SS-R-94 trata-se de um biotita sienogranito. Rocha de coloração rosa, fanerítica, inequigranular, leucocrática e isotrópica. Possui uma granulação média com cristais de dimensões milimétricas. Essencialmente composta por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (Figura 8C).

Figura 8- Fotografias macroscópicas das amostras utilizadas no presente estudo. A) Anfibólio-biotita monzogranito; B) Biotita monzogranito; C) Biotita Sienogranito.



Características Microscópicas

As rochas foram classificadas segundo o diagrama de Streckeisen (1976; Figura 9). Foi feita a contagem de 1500 pontos onde as amostras plotaram nos campos de sienogranito e monzogranito (Tabela 1).

a) Anfibólio-biotita monzogranito

A rocha possui textura granular hipidiomórfica, inequigranular, de maneira intersticial ocorre um agregado de minerais mais finos que possuem uma gradação em relação ao seu

tamanho e que envolvem, de maneira incompleta, cristais maiores. Ocorre ainda textura poiquilítica (Figura 10A), dada pela relação entre os cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. É essencialmente composta por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Como minerais varietais ocorrem hornblenda e biotita cloritizada. Os minerais acessórios são representados por zircão e minerais opacos e como minerais secundários ocorrem sericita, argilo-minerais, clorita, titânita e epídoto.

Os plagioclásios encontram-se subédricos, com hábito prismático e dimensões variando entre 1,4 e 5,5 mm, representam aproximadamente 35% dos minerais presentes. Trata-se de Andesina com An (35) apresentando geminação do tipo Albita e intensa alteração para sericita, argilo-minerais e epídoto. Também ocorrem inclusões de cristais de quartzo e anfibólio.

Os feldspatos potássicos estão subédricos com hábito prismático variando entre 0,4 até 2,4 mm, representam em torno de 30% dos minerais presentes. Trata-se de Microclínio e apresenta-se com típico maclamento xadrez. É observado intercrescimento perítico (Figura 10B) nos cristais e ainda alteração para argilo-minerais. Ocorre inclusos nesses minerais quartzo, anfibólio e epídoto.

Os cristais de quartzo estão predominantemente anédricos, com dimensões até 3,6 mm, ocupam em torno de 22% do total de minerais. Nesses cristais ocorrem inclusões de feldspato potássico (Figura 10C). O quartzo também se apresenta com tendências subédricas e hábito bipiramidal, como inclusões nos cristais de feldspato potássico e nos plagioclásios.

A biotita cloritizada encontra-se anédrica a subédrica com hábito lamelar a tabular, cristais com 1,0 mm, em média, representando em torno de 7% dos minerais. Ocorre uma intensa cloritização (Figura 10D) que atribui características como, birrefringência amarelada a alaranjada e extinção ondulada. O mineral ainda apresenta deformação nas clivagens, além halos pleocróicos de zircão.

O anfibólio presente trata-se de hornblenda e os cristais apresentam-se anédricos a subédricos com coloração verde e intenso pleocroísmo, variando entre marrom (Z) e verde amarronzado (Y). Próximo as microfraturas esses minerais ficam com coloração mais esverdeada. Ocupam em torno de 3% dos minerais presentes e possuem dimensões médias de 1,4 mm. A alteração é heterogênea e alguns cristais se encontram intensamente alterados para clorita e epídoto. Também é possível observar maclamento simples em alguns cristais. A esse mineral associam-se minerais opacos e quartzo, além de inclusões de quartzo (Figura 10E).

Os cristais de titânita estão anédricos, com coloração marrom, levemente pleocróicos (marrom escuro a marrom claro). Trata-se de titânita secundária, que se dispõem em dimensões médias de 0,7 mm. Ocorre um intenso fraturamento e ainda intercrescimento com cristais de anfibólio.

Os zircões aparecem em cristais euédricos, prismáticos (Figura 10F) e representam menos de 1% dos minerais presentes na lâmina. Ocorrem associados os minerais de anfibólio e titânita.

Os epídotos ocorrem como minerais euédricos, prismáticos, representam menos de 1% dos minerais presentes na lâmina.

Os minerais opacos ocorrem anédricos, normalmente associados a minerais máficos. Em alguns cristais é possível observar uma alteração preferencial nas bordas, por vezes ocorrendo internamente.

b) Biotita monzogranito

A rocha possui uma textura granular hipidiomórfica, com cristais inequigranulares, localmente ocorre intercrescimento granofírico (Figura 11A). A rocha é cortada por fraturadas (Figura 11B) e/ou microfraturas de caráter intra e intergranular preenchidas por quartzo e por vezes epidotizadas (Figura 11C). Composta essencialmente de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são representados por titânita, apatita, zircão e opacos e como minerais secundários ocorrem sericita, argilo-minerais, clorita, epídoto.

Os feldspatos potássicos são representados por microclínio, e apresentam-se em cristais anédricos a subédricos com dimensões variando entre 0,9 e 3,7 mm. Ocupam em torno de 30% dos minerais presentes. Apresentando característico maclamento xadrez e alteração moderada para argilo-minerais. De maneira subordinada observa-se intercrescimento granofírico.

Os plagioclásios são cristais predominantemente subédricos com hábito prismático, ocupando 25% dos minerais presentes e dimensões de até 3,3 mm. Trata-se de andesina com An 38. Os cristais apresentam-se com geminação do tipo albita e localmente albita-carlsbad de penetração. Ocorre uma distorção das maclas devido ao faturamento (Figura 11D). Os cristais próximos as fraturas e/ou microfraturas encontram-se preferencialmente epidotizados (Figura 11E) também ocorre alteração para sericita e argilo-minerais.

O quartzo dispõe-se em cristais anédricos, com hábito granular, e subédricos, nesse caso intercrescidos aos feldspatos, ocupam em torno de 40% dos minerais presentes. Cristais variando entre 1,5 e 3,2 mm. Também ocorrem no preenchimento das microfraturas presentes.

A biotita ocorre em cristais anédricos intensamente cloritizados (Figura 11F) com dimensões variando até 1,5 mm, cor verde e pleocroísmo variando entre verde musgo e verde pálido. Ocupa em torno de 7% dos minerais presentes. Está intensamente epidotizada e associada a minerais opacos, também estão inclusos nesses minerais cristais de zircão que se comportam como halos pleocróicos.

A titânita ocorre como mineral varietal, em cristais subédricos, com hábito prismático, intensamente fraturada e relevo alto. Dimensões de até 1mm, normalmente associada a clorita.

Os zircões aparecem em cristais euédricos, prismáticos e representam menos de 1% dos minerais presentes na lâmina.

Os epidotos ocorrem como minerais euédricos, prismáticos, representam menos de 1% dos minerais presentes na lâmina.

A apatita ocorre como mineral acessório, subédricas a euédricas, com hábito acicular dispersa na rocha, ocorrendo também próxima aos níveis epidotizados.

c) Biotita Sienogranito

A rocha observada possui textura granular hipidiomórfica é composta essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Como mineral acessório ocorre biotita. As fases secundárias são sericita e argilo-minerais.

Os feldspatos potássicos dispõem-se em cristais anédricos a subédricos com hábito prismático e dimensões variando entre 1,8 e 4 mm. Representam em torno de 40% dos minerais sendo, representados por microclínio. Apresentam maclamento do tipo xadrez e do tipo carlsbad, além de moderado fraturamento. Ocorrem intensas alterações para argilo-minerais, além de intercrescimento pertítico (Figura 12A).

Os plagioclásios ocorrem em cristais anédricos a subédricos com hábito prismático, ocupam em torno de 20% dos minerais presentes na lâmina. São representados por andesina com An 38 e cristais variando até 9 mm. Ocorre geminação do tipo albita. Os plagioclásios alteram-se para sericita e argilo-minerais de maneira heterogênea, uma vez que, nem todos os

crystalis estão alterados e alguns crystalis estão mais intensamente alterados nos centros. Também ocorre deformação das maclas devido as microfraturas presentes na rocha (Figura 12B).

O quartzo apresenta-se primeiramente em crystalis anédricos a subédricos com hábito granular ocupando em torno de 28% dos mineralis presentes. Encontram-se com textura granular, levemente fraturados e com dimensões entre 1,7 e 3,6 mm. Também ocorre intercrescimento granofírico (Figura 12C) entre os crystalis de quartzo e feldspato potássico e quartzo e plagioclásio, esse, porém, em menor proporção. O quartzo ocorre com típico embainhamento além de bordos de interdigitados e arredondados.

A biotita, quase totalmente cloritizada (Figura 12D), ocorre em crystalis predominantemente anédricos a subédricos com hábito lamelar, representam em torno de 7% dos mineralis. Possui coloração verde escuro com pleocroísmo variando entre verde escuro e verde pálido e crystalis com dimensões entre 0,7 e 1,5 mm. Ocorre uma intensa alteração para clorita. Dispondo-se preferencialmente em aglomerados, associados a mineralis opacos.

Os zircões aparecem em crystalis euédricos, prismáticos e representam menos de 1% dos mineralis presentes na lâmina (Figura 12E).

Os epídotos ocorrem como mineralis euédricos, prismáticos, representam menos de 1% dos mineralis presentes na lâmina (Figura 12F).

Os mineralis opacos ocorrem anédricos a subédricos com hábito prismático, representam em torno de 4% dos mineralis presentes. Ocorrem preferencialmente associados aos mineralis máficos, por vezes inclusos nestes com tamanho variando entre 0,4 e 1 mm.

Figura 9- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as amostras SS-68, SS-91 e SS-94, classificadas como Anfibólio-biotita monzogranito, biotita monzogranito e biotita sienogranito, respectivamente.

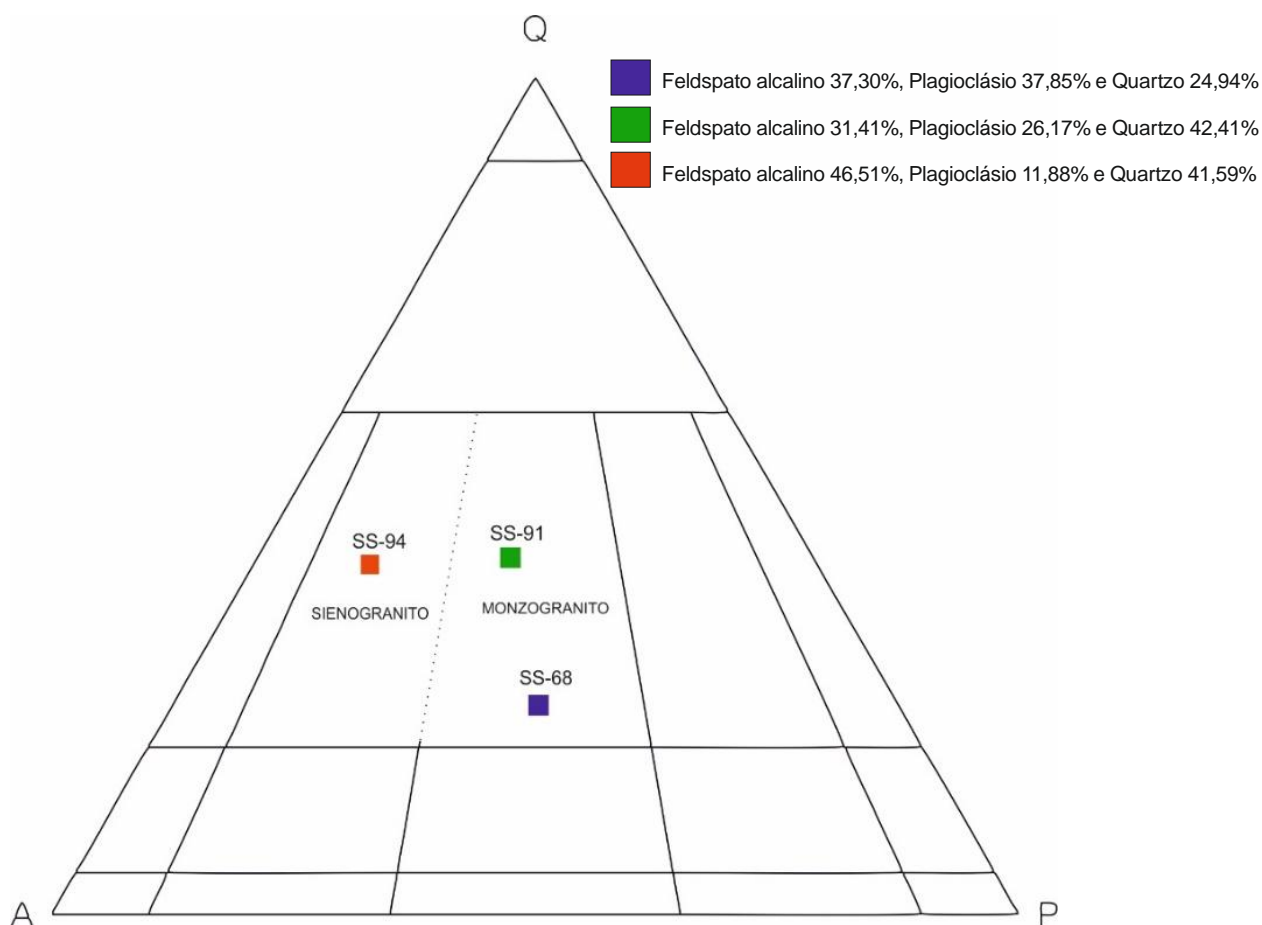


Tabela 2- Contagem modal em porcentagem, para as amostras SS-68, SS-91 e SS-94 pertencentes a Suíte Intrusiva Caxipacoré, foram contados 1.500 pontos por lâmina (Tr – minerais de alteração ou substituição).

Minerais	Amostras		
	SS-R-68	SS-R-91	SS-R-94
Plagioclásio	34,3	24,5	11,4
Feldspato potássico	32,8	29,6	45,3
Quartzo	22,6	39,5	39,6
Biotita	6,2	5,4	1,1
Anfibólio	2,4
Titanita	0,7	0,3	1
Zircão	0,3	0,1	0,2
Apatita	...	0,1	0,1
Minerais Opacos	0,5	0,2	1,2
Epidoto	0,2	0,3	0,1
Clorita, sericita e argilo-minerais	Tr	Tr	Tr

Figura 10- Fotomicrografias da fácies Anfibólio-biotita monzogranito. A) Textura poiquilítica formada por cristais de feldspato potássico e quartzo; B) Cristal de feldspato potássico com pertita; C) Inclusão de feldspato potássico em cristal de quartzo; D) Cristal de biotita com intensa cloritização; E) Cristais de anfibólio com inclusões de quartzo; F) Cristais de zircão e epidoto. (Fk- feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Qz – quartzo; Af- anfibólio; Bt – biotita; Ti – titânita; Ep – epidoto; Zr – zircão).

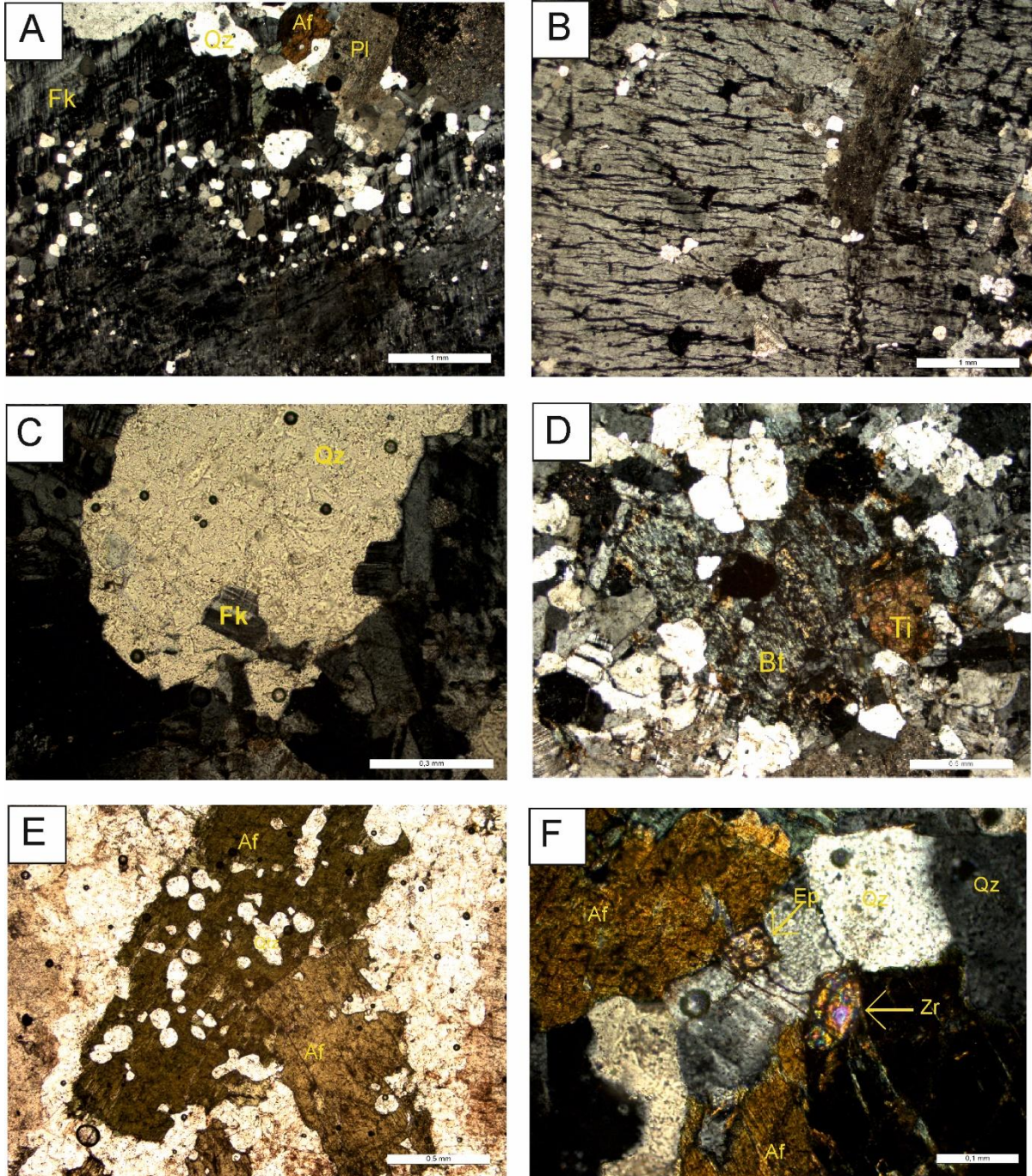


Figura 11- Fotomicrografias referentes a fácies Biotita monzogranito. A) Intercrescimento granofírico; B) Fraturas intergranulares preenchidas por cristais de quartzo; C) Fraturas intergranulares preenchidas por epidoto. D) Deformação na geminação Albita do plagioclásio, devido as fraturas (*kink-band*); E) Alteração do plagioclásio para epidoto devido a fraturas intragranulares; F) Cristal de biotita intensamente cloritizada com presença de halos pleocróicos de zircão. (Fk- feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Qz – quartzo; Af- anfibólio; Bt – biotita; Zr – zircão).

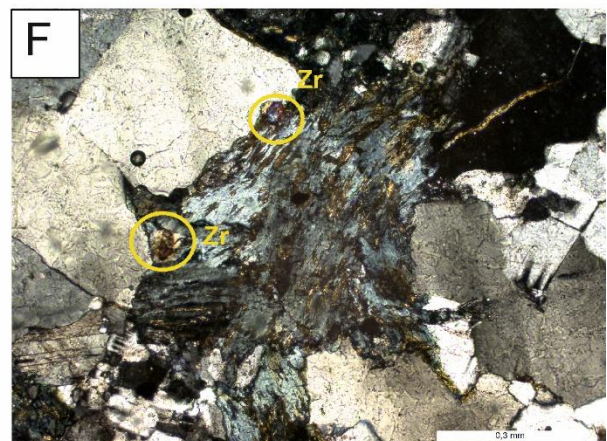
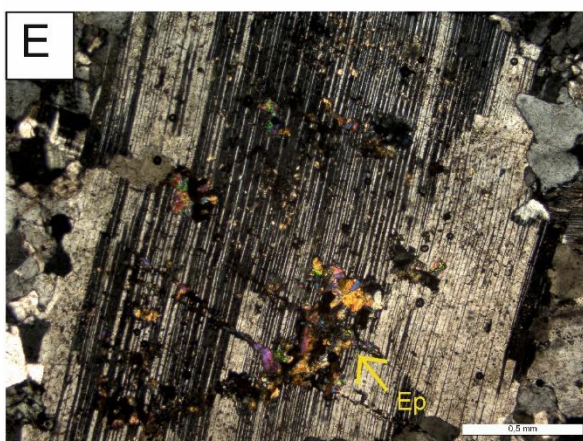
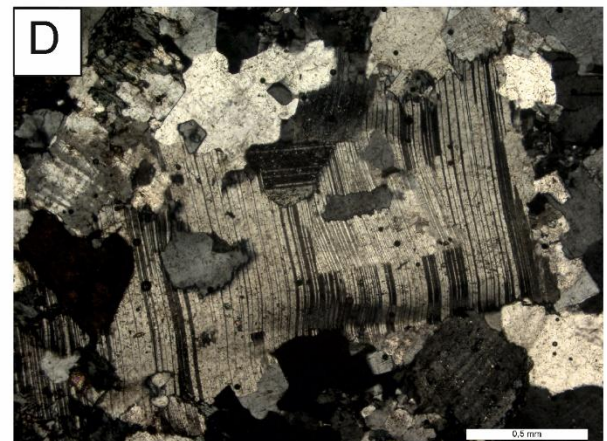
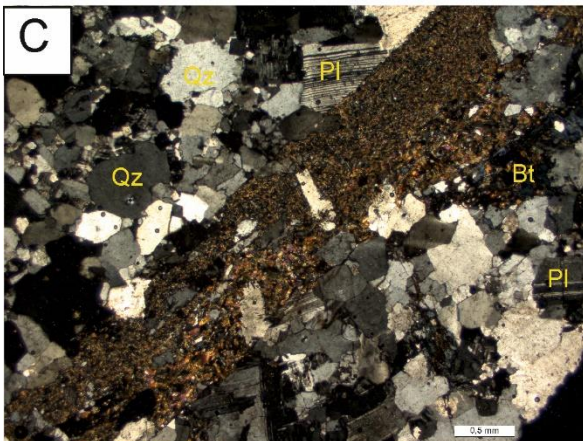
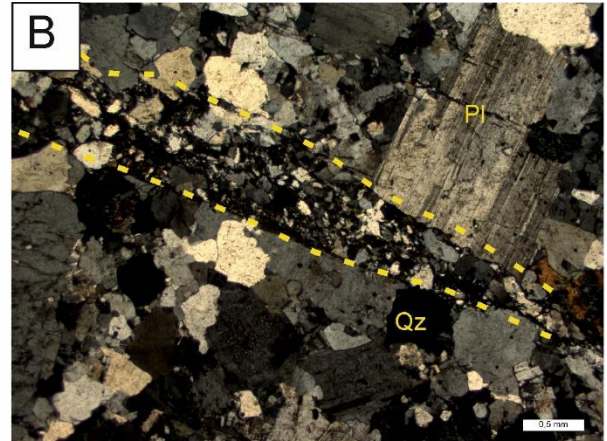
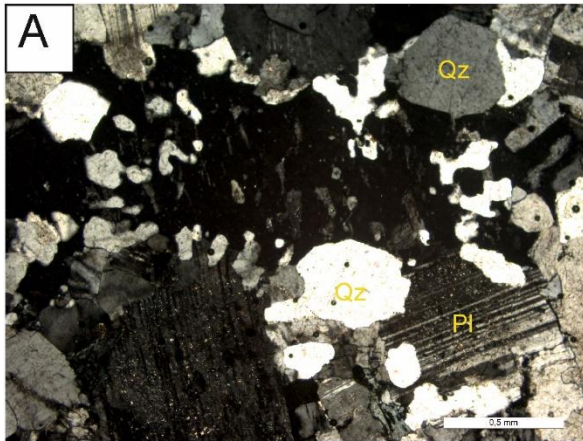
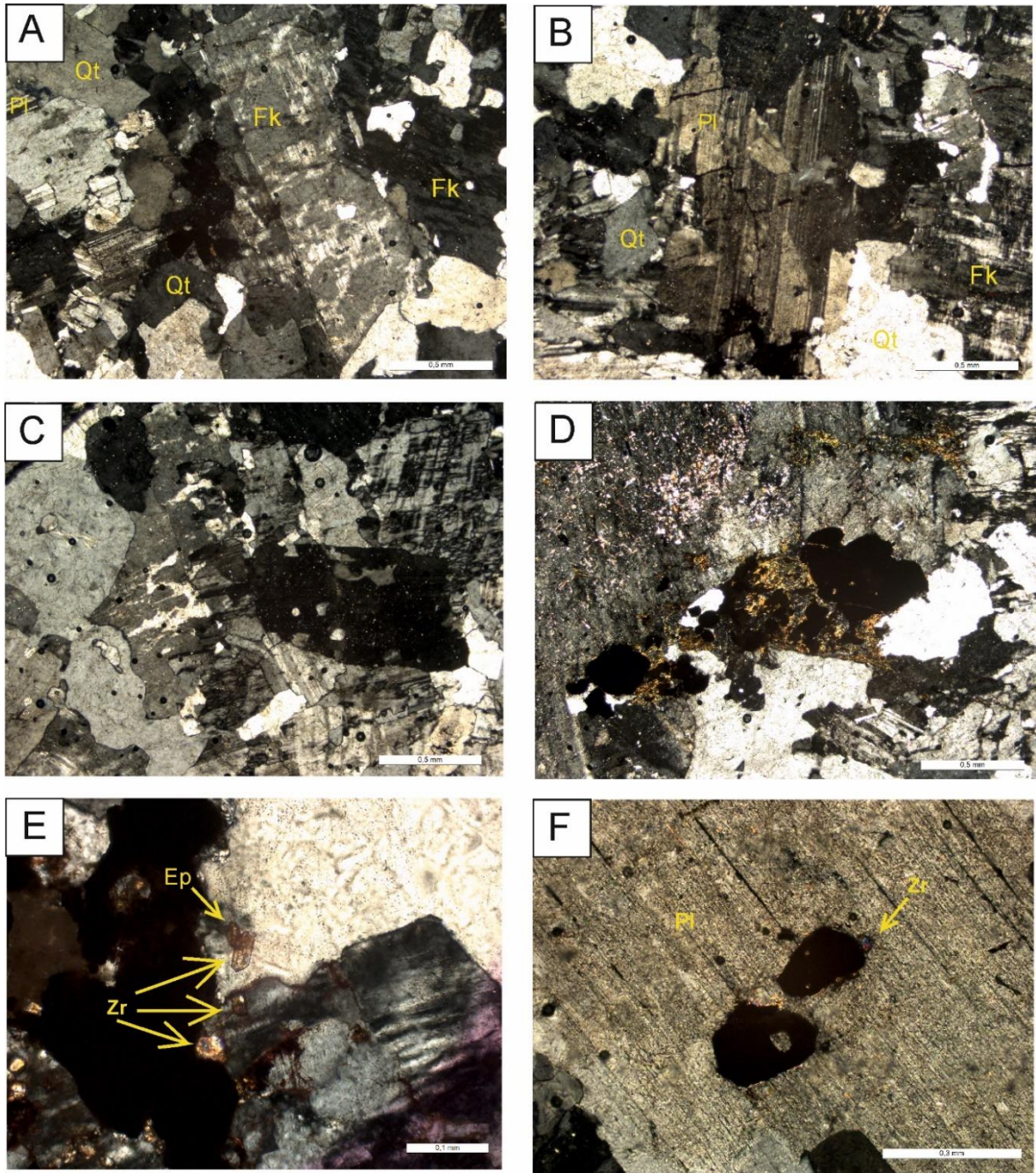


Figura 12- Fotomicrografias referentes a fácies Biotita sienogranito. A) Feldspato potássico perítico; B) Cristal de plagioclásio com maclamento “deformado” devido as fraturas. C) Intercrescimento granofírico; D) Cristal de biotita parcialmente cloritizado; E) Cristais de epidoto e zircão prismáticos; F) Cristais de zircão associados a minerais opacos. (Fk- feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Qz – quartzo; Af- anfibólio; Bt – biotita; Ti – titânita; Ep – epidoto; Zr – zircão).



6.1.2 Rochas Piroclásticas

As amostras utilizadas no presente estudo foram coletadas durante a execução do Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas, desenvolvido pela CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Superintendência de Belém. O perfil foi realizado ao longo do Rio Erepecuru. Foram examinadas cinco lâminas delgadas em microscópio petrográfico de luz transmitida que permitiu a caracterização mineralógica e textural das rochas do estudo.

No presente trabalho, as rochas piroclásticas descritas apresentam diversas características semelhantes às rochas estudadas por Barreto et al. (2013). Além de uma intensa alteração que ocorre de uma maneira geral nas lâminas, a presença de golfos de alteração, predominância e morfologia angulosa de cristaloclastos e composição dos cristaloclastos.

Termos e Terminologias Utilizadas:

Ignimbritos: a definição mais aceita para o termo está de acordo com a descrita por Cas & Wright (1987) que define ignimbritos como rochas ou depósito formado a partir de uma ou mais unidades de fluxo piroclástico pumício, independentemente de estar ou não soldado, podendo os fragmentos de púmice e líticos apresentarem-se com tamanhos variados imersos em uma matriz vulcanoclástica de fração cinza a lapili-cinza.

Fragmentos Líticos (Litoclastos): são clastos derivados de rochas pré-existentes, incluindo rochas vulcânicas ou não vulcânicas.

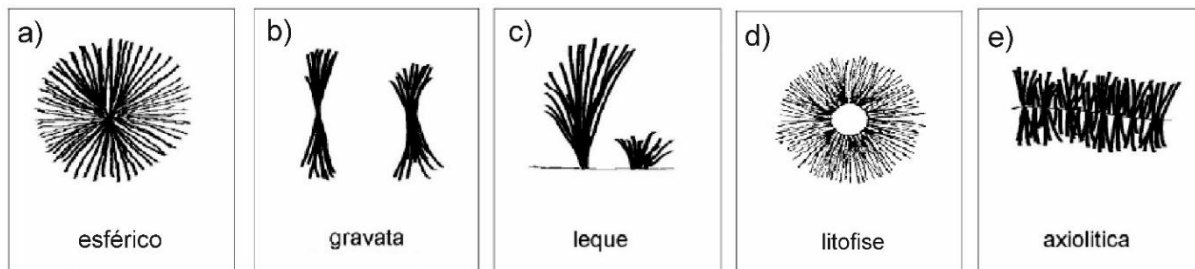
Devitrificação: o processo de devitrificação envolve a nucleação e o crescimento de cristais a partir de vidro, a uma temperatura *subsolidus* (MACPHIE et al. 1993).

Esferulitos: consiste em um arranjo fibroradial de cristais, sendo cada fibra um cristal com uma leve orientação cristalográfica distinta aos cristais adjacentes. Os esferulitos são produtos característicos de devitrificação a altas temperaturas de vidro natural. Segundo Lofgren (1974) os esferulitos podem ocorrer como:

- Esférico: trata-se de duas estruturas circulares coalescentes entre si (Figura 13A).
- Gravata Borboleta: dois esferulitos do tipo *fan* unidos em seus vértices (Figura 13B).
- *Fan (leque)*: as fibras irradiam a partir de um ponto (MACPHIE et al. 1993) (Figura 13C).
- *Litofises*: as fibras irradiam a partir de um centro vazio (WRIGHT, 1915; ROSS e SMITH, 1961) (Figura 13D).

- Axiolitos: compostos de cristais fibrorradiados desenvolvidos a partir de uma linha (Figura 13E).

Figura 13- Morfologia de esferulitos (MACPHIE et al. 1993).



Perlito: é um vidro vulcânico, no qual há o surgimento de uma abundante e delicada fratura arqueada que envolvem núcleos intactos de vidro. As fraturas perlíticas desenvolvem-se a partir do processo de hidratação de vidro (MACPHIE et al. 1993).

Púmice: trata-se de um vidro vulcânico altamente vesiculado, com ou sem cristais (MACPHIE et al. 1993).

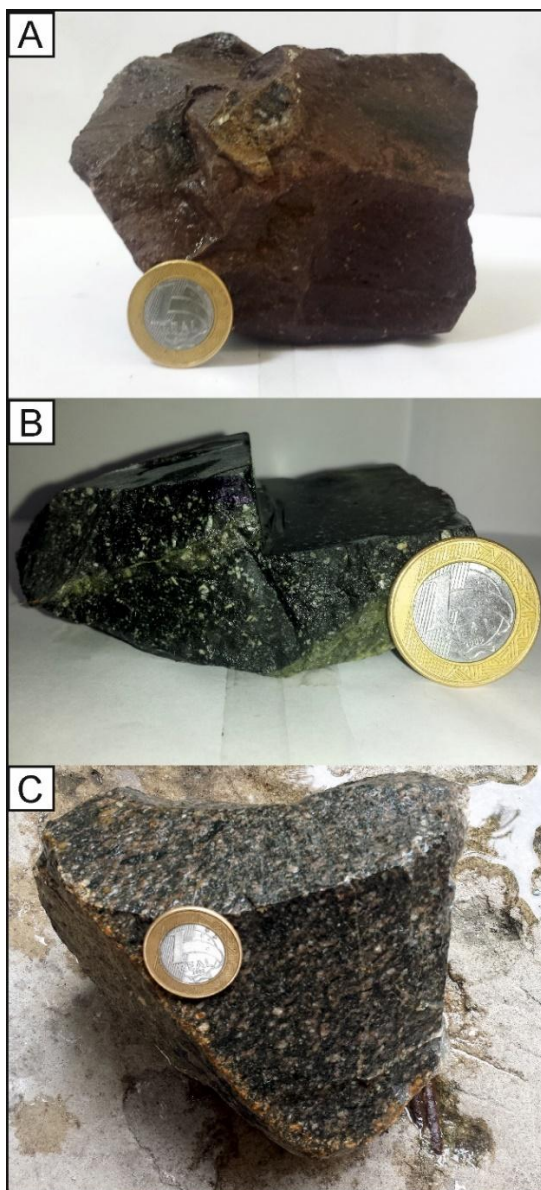
Shards: são pequenas partículas de vidro vulcânico (geralmente <2mm) (MACPHIE et al. 1993).

Fiamme: esse termo é aplicado para vidro e fragmentos juvenis devitrificados lenticulares que devido à compressão se tornaram mais escuros (MACPHIE et al. 1993).

Características Macroscópicas

Os ignimbritos descritos apresentam-se ricos em cristais, com textura porfírica, caracterizada por cristaloclastos de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo dispersos em uma matriz afanítica. Apresentam coloração variando desde rosa-avermelhado a um cinza-escuro. Ocorre uma leve orientação dos cristais. A amostra MR-09 foi classificada com um ignimbrito andesítico (Figura 14A) e as amostras MR-22 e MR-24 como ignimbritos dacíticos, (Figura 14B e C).

Figura 14- Fotografias macroscópicas das amostras utilizadas no presente estudo. Todas tratam-se de ignimbritos. A) apresenta uma menor quantidade de cristaloclastos visíveis macroscopicamente; B) presença de veios epidotizados; C) relativamente as demais amostras, apresenta uma maior quantidade de cristaloclastos que estão levemente orientados.



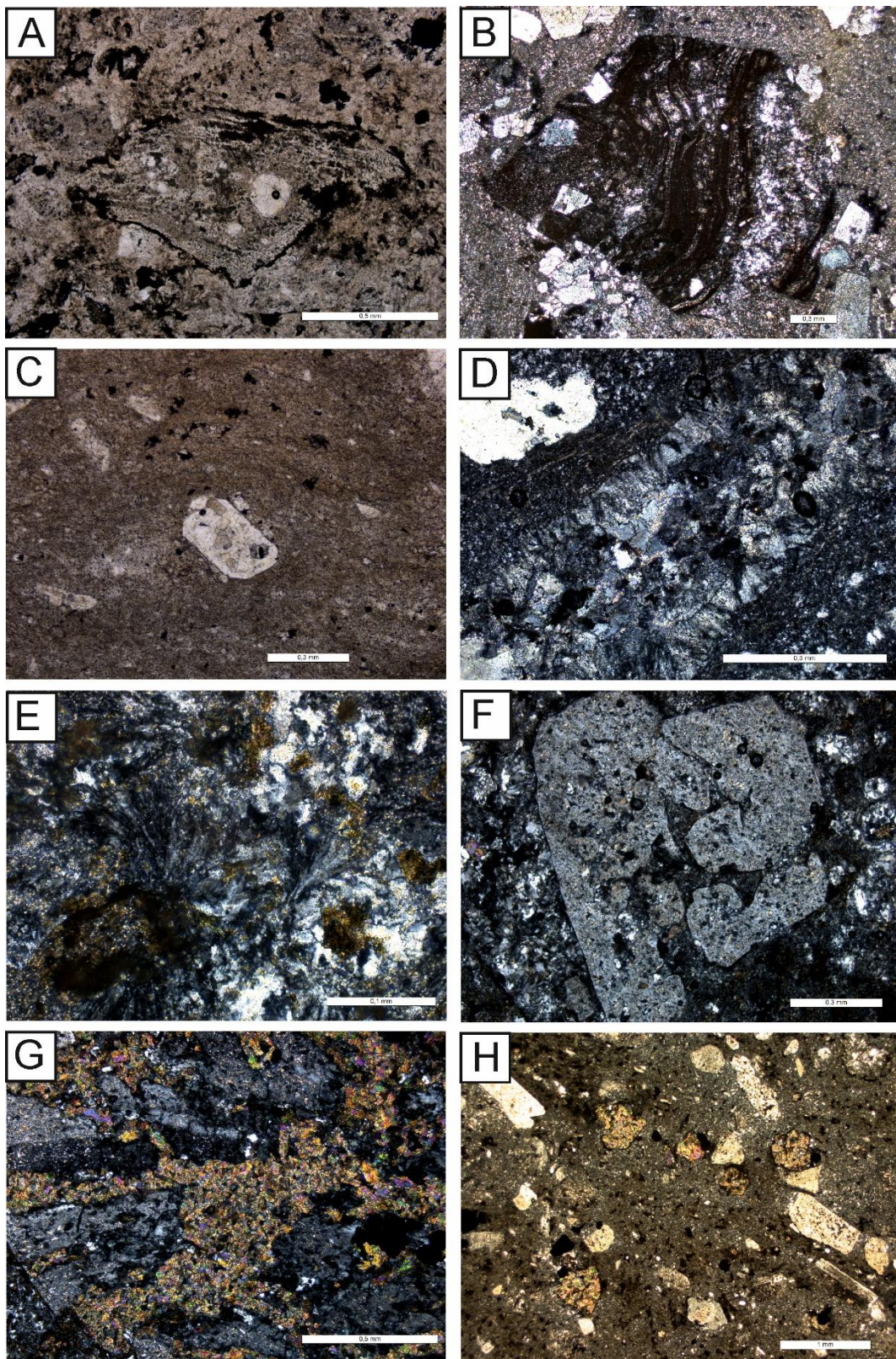
Características Microscópicas

Foram classificadas como ignimbritos andesíticos e dacíticos as rochas compostas por púmice (Figura 15A), fragmentos líticos (Figura 15B), cristaloclastos fragmentos de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, além de quantidade subordinada de anfibólio. Os fragmentos possuem dimensões que variam desde cinza até lápili, sustentados por uma matriz cinerítica fina com textura parataxítica e localmente esferulítica.

Os ignimbritos por vezes mostram uma rotação de cristaloclastos com o desenvolvimento de uma foliação planar (Figura 15C) caracterizando uma textura parataxítica. São observados, na matriz, esferulitos do tipo axiolitos (Figura 15D) e do tipo “leque” (cf. MACPHIE et al. 1993) (Figura 15E) e, como feições indicativas de processos de devitrificação de vidro félsico em altas temperaturas (700 – 450°C) (LOFGREN, 1971a, 1971b).

Alguns ignimbritos mostram cristaloclastos com feições de bordas com golfos de corrosão arredondados (Figura 15F). Anfibólio é o principal mineral varietal e está pseudomorficamente alterado para clorita e pistacita (Figura 15H). Minerais opacos, argilominerais, sericita e carbonato ocorrem como minerais secundários. Observa-se nas amostras a presença de microvenulações, além de veios epidotizados (Figura 15G).

Figura 15- Fotomicrografias referentes aos ignimbritos estudados. A) fragmento de púmice a B) fragmento lítico imerso em matriz cinerítica fina; C) cristaloclastos rotacionados indicando textura parataxítica D) axiolito imerso em matriz cinerítica fina; E) esferulitos do tipo leque; F) cristaloclasto com golfos e bordas de corrosão; G) veios epidotizados; H) anfibólio pseudomorficamente alterado para pistacita e clorita.



6.2 Geoquímica em Rocha Total

Os dados geoquímicos de rocha total apresentados nesta monografia foram cedidos pela CPRM – Superintendência de Belém, para complemento do estudo petrográfico e isotópico. Foram realizadas as análises nas amostras graníticas MR-01; MR-02; SS-63; SS-64A; SS-71 e nas amostras vulcânicas MR-09 e MR-14. Na Tabela 3 estão presente os dados de geoquímica de rocha total obtidos.

Os granitoides pertencentes à Suíte Caxipacoré apresentaram significativas variações no teor de SiO_2 (62,94 – 75,36%), de MgO (0,27 – 1,25%) e de CaO (0,27 – 1,25%) e baixo teor de TiO_2 (0,1 – 0,61%), conteúdo moderado de Al_2O_3 (11,04 – 16,08%), K_2O (2,82 – 4,99%) e Na_2O (3,2 – 4,14%). A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia entre 6,96 – 8,93 e a razão $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ varia entre 0,8 – 0,96.

Quanto a Formação Igarapé Paboca os valores dos óxidos maiores das duas amostras apresentam pequena variação com alto teor de SiO_2 (72,04 – 72,93%), baixo teor de MgO (0,14 – 0,16%) e TiO_2 (0,19 – 0,32%), e conteúdo moderado de Al_2O_3 (12,15 – 12,85%), K_2O (4,1 – 4,26 %) e Na_2O (3,17 – 3,68%). O CaO apresentou uma variação maior (0,47 – 1,18%). A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia entre 7,43 – 7,78 e a razão $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ é de 0,95.

Tabela 3- Análises químicas dos elementos da Suíte Intrusiva Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca (Os teores de óxidos estão apresentados em % em peso e os elementos traços em mg Kg-1 (ppm)).

Unidade Amostra	Suíte Intrusiva Caxipacoré						Formação Igarapé Paboca	
	SS-63	SS-64A	SS-71	SS-94	MR-01	MR-02	MR-09	MR-14
SiO ₂ (%)	62,94	71,17	65,97	75,36	61,56	70,26	72,04	72,93
TiO ₂	0,46	0,49	0,47	0,1	0,61	0,4	0,19	0,32
Al ₂ O ₃	15,61	15,47	13,56	11,04	16,08	13,16	12,85	12,15
Fe ₂ O ₃	4,11	4	4,33	1,63	5,45	3,93	2,9	3,38
FeOt	3,69	3,59	3,89	1,46	4,90	3,54	2,61	3,04
MnO	0,07	0,07	0,06	0,02	0,16	0,37	0,07	0,21
MgO	0,73	0,7	0,76	0,06	1,25	0,27	0,14	0,16
CaO	2,11	2,31	2,18	0,18	3,58	1,46	0,47	1,18
Na ₂ O	3,94	3,88	3,49	3,2	4,14	3,32	3,68	3,17
K ₂ O	4,99	4,96	4,16	4,71	2,82	4,28	4,1	4,26
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,1	<0,01	0,17	0,08	0,02	0,04
P.F	0,57	0,48	0,6	0,23	0,16	0,02	0,44	0,57
TOTAL	95,61	103,65	95,67	96,52	95,97	97,56	96,46	97,8
Ni (ppm)	12	7	11	<5	15	9	7	7
Co	5,5	5,3	5,2	0,6	12,5	6,6	2,5	3,7
V	23	22	24	1	49	10	<1	3
Sc	3,2	2,4	5,4	1,4	4	4,1	2,2	6,4
Cu	10	8	9	<5	18	8	<5	12
Pb	11,7	8,8	11,2	3,2	4,9	6,6	9,8	15,4
Zn	37	32	43	16	50	47	10	62
Rb	152,1	149,1	126	203,6	104,9	143	159,9	180,4
Cs	2,7	2,47	2,17	3,23	24,2	19,6	17,7	19
Ba	1614	1477	1103	135	1394	1350	1343	1275
Sr	318	312,9	247,7	31,3	444,3	186,7	121,7	135,2
Ga	16,9	16,6	14,3	13,1	24,2	19,6	17,7	19
Ta	0,33	0,24	0,11	0,44	<0,05	<0,05	<0,05	<0,06
Nb	11,74	11,23	9,84	9,78	2,71	2,75	4,01	6,03
Nb _N	16,47	15,75	13,80	13,72	3,80	3,86	5,62	8,45
Hf	4,89	4,92	5,81	3,33	12,82	10,45	8,57	10,2
Zr	289,3	311	318,3	160,6	343,8	322,7	261,6	345,4
Zr _N	25,83	27,77	28,42	14,34	30,7	28,81	23,36	30,84

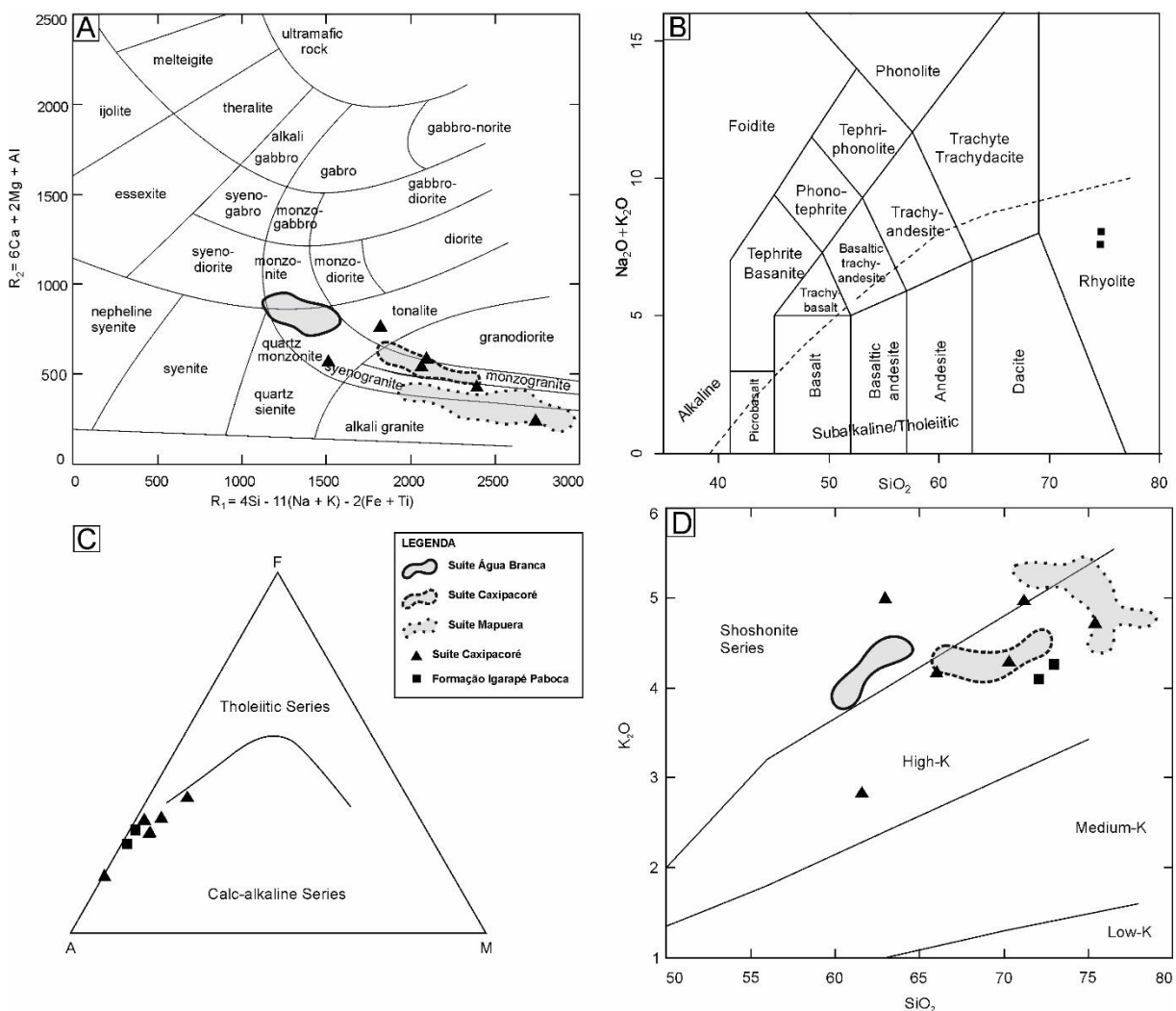
Tabela 3 – Continuação.

Unidade	Suíte Intrusiva Caxipacoré						Formação Igarapé Paboca	
Amostra	SS-63	SS-64A	SS-71	SS-94	MR-01	MR-02	MR-09	MR-14
Y	26	24,71	43,48	40,55	32,24	55,47	35,96	50,13
Th	16,9	16,6	17,8	19,1	23,7	18,6	16,9	21,2
U	4,18	3,93	3,91	4,63	2,56	2,08	3,56	5,55
La	57,4	51,3	69,3	93	60,9	69,2	59,8	65,1
Ce	104	98,3	111,4	75,4	105,5	111,7	98,3	117,7
Pr	10,37	9,92	11,32	17,32	12,88	13,38	11,86	14,03
Nd	39,2	37,5	44,8	59,4	42,3	42,1	37,5	44,9
Sm	6,2	6	7,2	10,2	7,8	8,6	6,8	8,8
Eu	1,32	1,29	1,29	0,38	1,94	1,79	1,16	1,87
Gd	5,48	5,2	7,46	9,2	6,02	7,83	5,98	7,92
Tb	0,77	0,76	1,13	1,43	1,06	1,32	1,04	1,3
Dy	4,28	4,42	6,61	7,88	5,14	7,6	5,22	7,33
Ho	0,86	0,86	1,43	1,53	1,18	1,69	1,14	1,61
Er	2,66	2,59	4,54	4,43	2,86	4,39	3,15	4,35
Tm	0,38	0,38	0,67	0,68	0,51	0,76	0,56	0,69
Yb	2,6	2,6	4,2	4,3	2,6	4,1	3,2	4,2
Lu	0,38	0,37	0,71	0,6	0,47	0,64	0,57	0,69
Sn	2,4	2,2	2,3	2,2	2,5	2,5	1,7	1,5
W	0,4	0,1	7,8	<0,1	48,9	0,2	19,7	<0,1
Mo	<2	<2	<2	<2	2	<2	6	<2
As	<1	<1	2	<1	4	2	4	17
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
ETR (Total)	235,9	221,49	272,06	285,75	251,16	275,1	236,28	280,49
ETR (Leves)	217,17	203,02	244,02	255,32	229,38	244,98	214,26	250,53
ETR (Pesados)	17,41	17,18	26,75	30,05	19,84	28,33	20,86	28,09
A/CNK	1	1	1	1	1	1	1,1	1
A/NK	1,3	1,3	1,3	1,1	1,6	1,3	1,2	1,2
Eu/Eu*	0,69	0,71	0,54	0,12	0,87	0,67	0,56	0,68
(La/Lu) _N	15,69	14,4	10,14	16,1	13,46	11,23	108,97	98
(La/Sm) _N	5,82	5,38	6,05	5,74	4,91	5,06	5,53	4,65
K ₂ O+Na ₂ O	8,93	8,84	7,65	7,91	6,96	7,6	7,78	7,43
Ga/Al	2,04	2,03	1,99	2,24	2,84	2,81	2,60	2,95
FeOt/(FeOt + MgO)	0,84	0,84	0,84	0,96	0,8	0,93	0,95	0,95

Nos diagramas apresentados a seguir os dados de Leal (2015) para as Suítes Caxipacoré, Água Branca e Mapuera foram lançadas para efeito comparativo com os resultados aqui obtidos.

No diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al. 1980; Figura 16A) para rochas graníticas da Suíte Intrusiva Caxipacoré todas as amostras mostram uma tendência subalcalina e se localizaram nos campos de sienogranito a tonalito. Para a classificação das rochas pertencentes a Formação Igarapé Paboca foi usado o diagrama TAS (LE BAS et al. 1986; Figura 16B) e as amostras se posicionaram no campo de riolitos, também com tendência subalcalina.

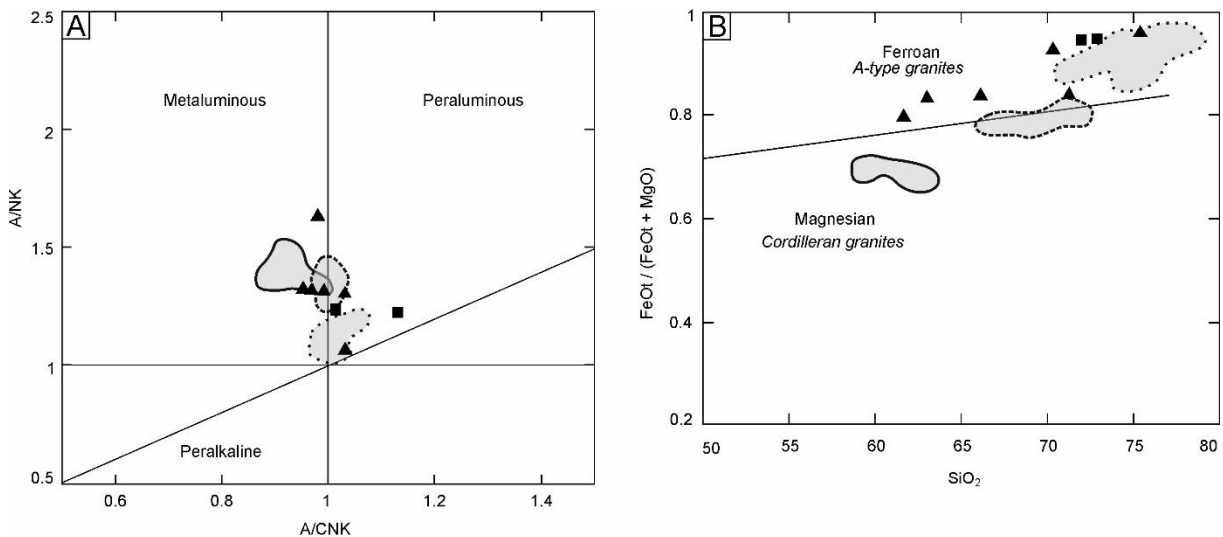
Figura 16- A) Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al. 1980); B) Diagrama TAS (LE BAS et al. 1986); C) Diagrama AFM (IRVINE e BARAGAR 1971; D) Diagrama K₂O versus SiO₂ (PECCERILLO e TAYLOR 1976). Campos composicionais das Suítes Caxipacoré, Água Branca e Mapuera (LEAL 2015) estão apresentados para comparação.



De acordo com os diagramas AFM (IRVINE e BARAGAR 1971; Figura 16C) K₂O versus SiO₂ (PECCERILLO e TAYLOR 1976; Figura 16D) as amostras mostram uma maior

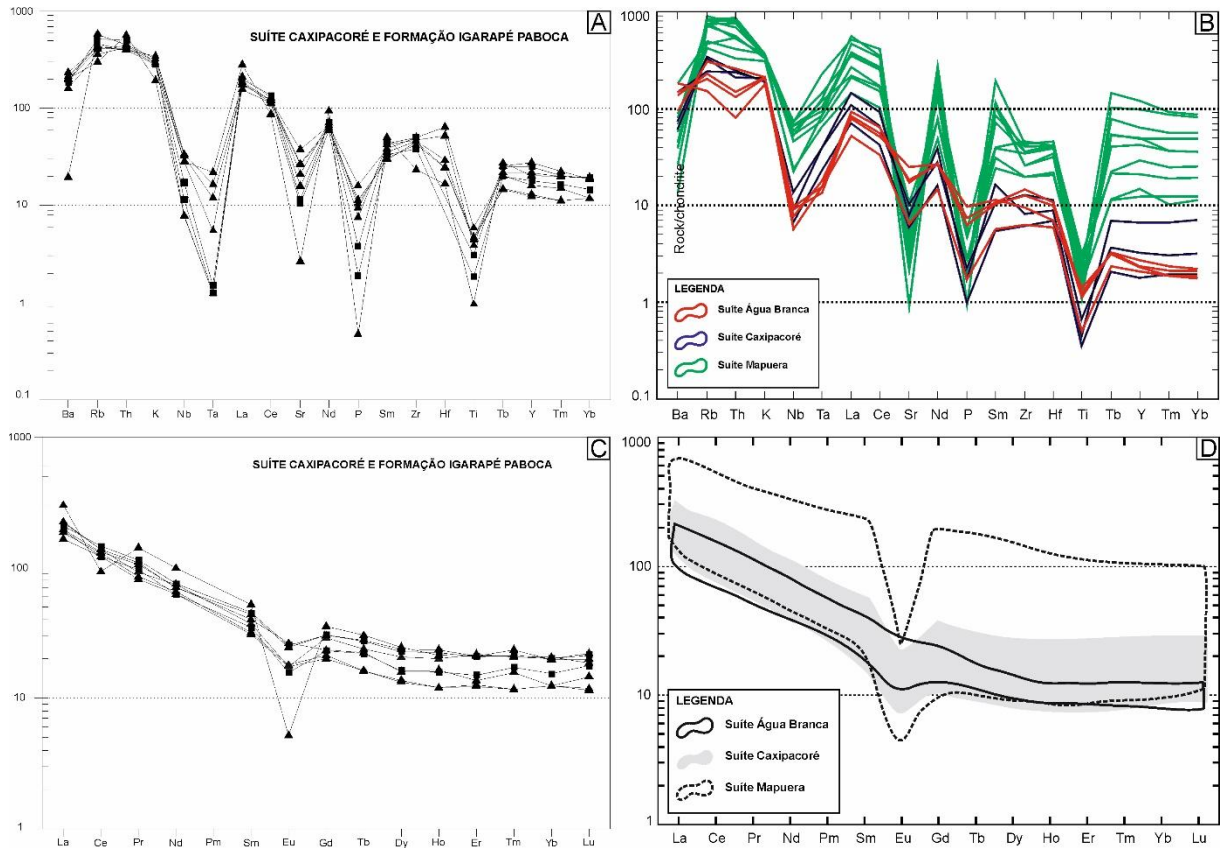
afinidade para séries alcalinas de alto K. No diagrama A/CNK versus A/NK (MANIAR e PICCOLLI 1989; Figura 17A) os granitos da Suíte Intrusiva Caxipacoré mostram um comportamento metaluminoso a peraluminoso. No diagrama $FeO_t / (FeO_t + MgO)$ versus SiO_2 (FROST et al. 2001; Figura 17B) tantos os granitos quanto as rochas piroclásticas plotam no campo mais ferroso, caracterizando granitos tipo-A.

Figura 17- A) Diagrama de saturação em Alumínio (MANIAR e PICCOLLI, 1989); B) $FeO_t / (FeO_t + MgO)$ versus SiO_2 (FROST et al. 2001). Simbologia das amostras na Figura 16.



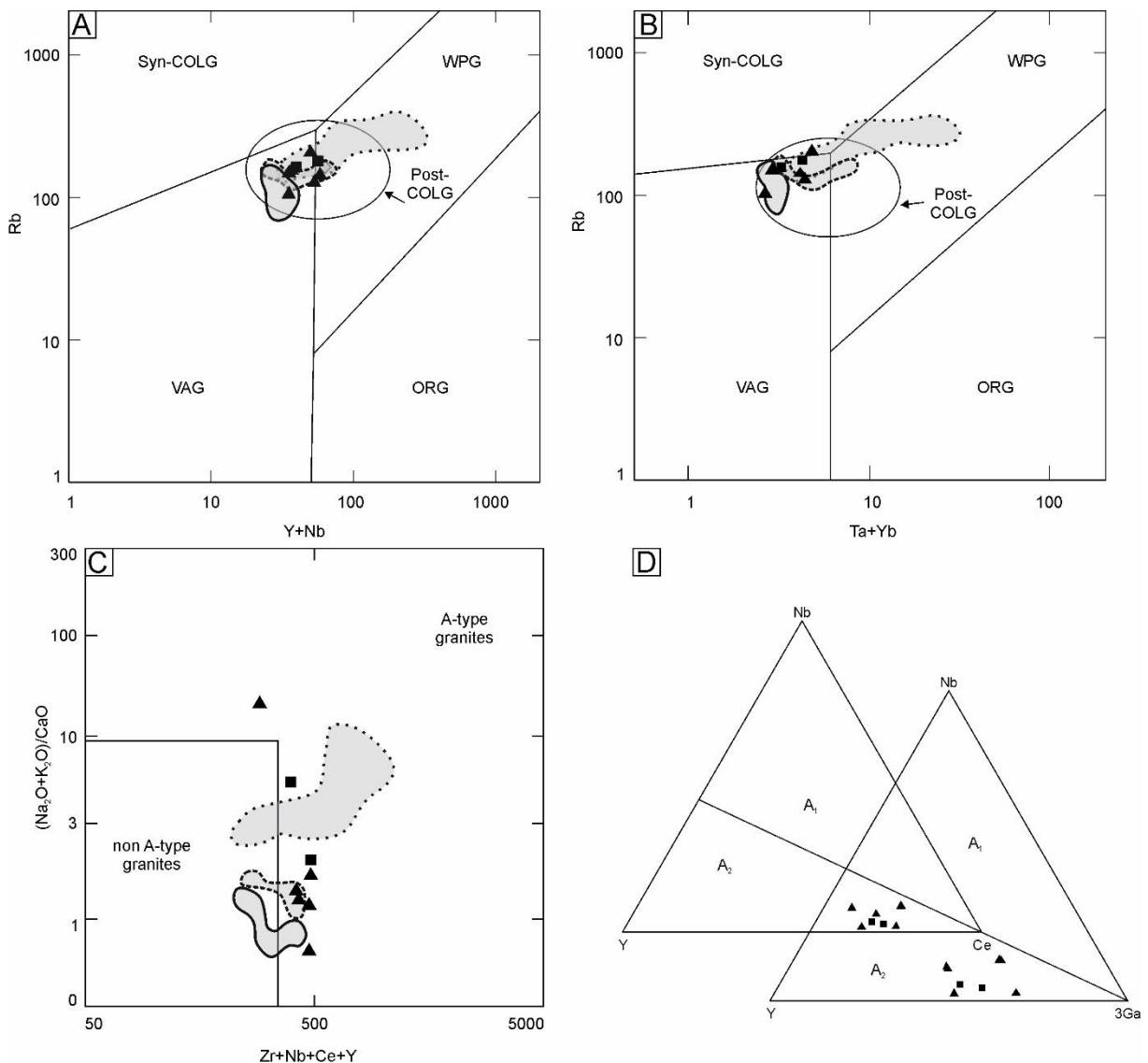
No diagrama multielementar (THOMPSON, 1982) tanto as rochas da Suíte Caxipacoré quanto da Formação Igarapé Paboca, mostram um padrão com altos teores de Rb, Th, La e Nd e anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti (Figura 18A). No diagrama de elementos terras raras (BOYNTON, 1984; Figura 18B) as rochas granitoides e vulcânicas apresentaram um enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). A somatória dos teores de elementos terras raras variou entre 221,48 – 285,75 ppm. Ambas apresentam anomalia negativa de Eu $[(Eu/Eu^*) = 0,12 - 0,87]$ para os granitos e $[(Eu/Eu^*) = 0,56 - 0,68]$ para as vulcânicas.

Figura 18- A) Diagrama multielementar (THOMPSON, 1982); C) Diagrama de elementos terras rara (BOYNTON, 1984); B) e D) os respectivos diagramas para as rochas das Suítes Caxipacoré, Água Branca e Mapuera (LEAL, 2015). Simbologia das amostras na Figura 16.



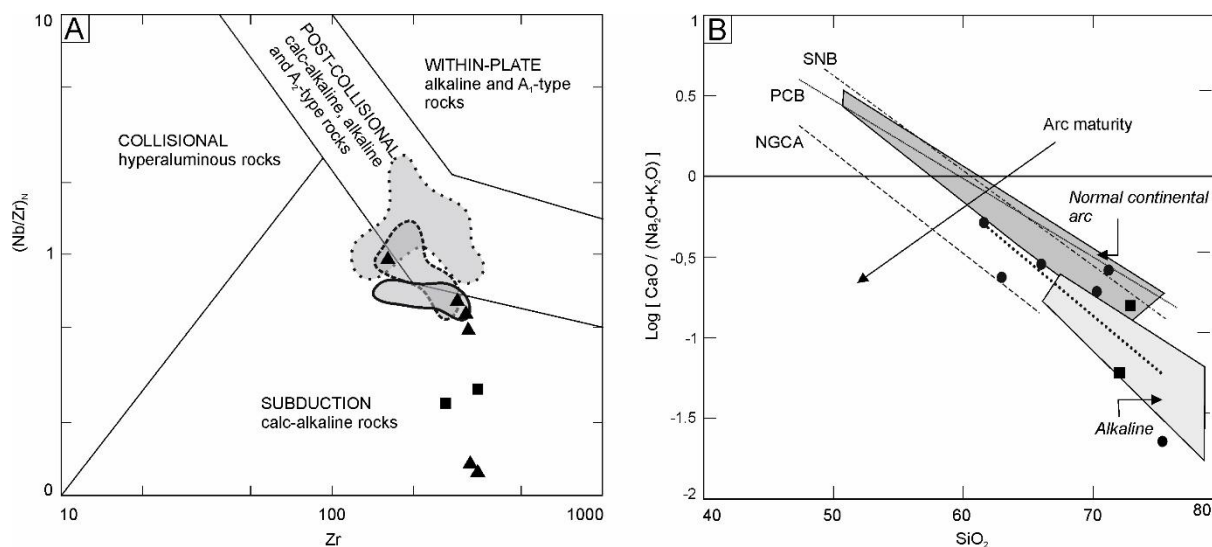
Nos diagramas de discriminação tectônica Rb versus $Y+Nb$ and Rb versus $Ta+Yb$ (PEARCE 1996; Figura 19A, B) as rochas caíram preferencialmente nos campos pós-colisionais e granitos de arco vulcânico. No diagrama $(Na_2O+K_2O)/CaO$ versus $Zr+Nb+Ce+Y$ (NARDI e BITENCOURT 2009 modificado de WHALEN et al. 1987; Figura 19C) todas as amostras plotaram no campo de granitos tipo A próximas ao limite da divisão entre os dois grupos, para os diagramas ternários $Nb-Y-3Ga$ e $Nb-Y-Ce$ (EBY 1992; Figura 19D) as amostras foram classificadas como do tipo-A₂.

Figura 19- A) Diagrama Rb versus Y+Nb; B) Diagrama Rb versus Ta+Yb (PEARCE, 1996). COLG – granitoides colisionais, WPG – granitoides intraplaca, VAG – granitoides de arco vulcânico, ORG – granitoides de fundo oceânico; C) Diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ versus $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (NARDI e BITENCOURT 2009 modificado de WHALEN et al. 1987). D) Diagrama Nb-Y-3Ga e Nb-Y-Ce (EBY 1992). Simbologia das amostras na Figura 16.



De acordo com o diagrama tectônico $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ versus Zr (THIÉBLEMONT e TEGYEY 1994; Figura 20A) as rochas da Suite Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca têm afinidade com rochas cálcio-alcálicas de ambientes de subducção. No diagrama $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ versus SiO_2 (BROWN et al. 1984; Figura 20B) as amostras plotaram em uma área similar a um arco continental normal e também no campo alcalino que indica arco maduro.

Figura 20- (A) Diagrama $(Nb/Zr)_N$ versus Zr (THIÉBLEMONT e TEGYEY 1994); (B) Diagrama $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ versus SiO_2 (BROWN et al. 1984). SNB – Batólito Sierra Nevada, PCB – Batólito Costeiro do Peru, NGCA – Arco Continental da Nova Guiné.



6.3 Geoquímica Isotópica Sm-Nd e Sr

Foram selecionadas seis amostras representativas para as análises Sm-Nd em rocha total e cálculo da idade modelo $T_{(DM)}$ e duas amostras para análises Rb-Sr em rocha total e idade modelo $T_{(UR)}$. Para as análises Sm-Nd foram selecionadas três amostras referentes à Suíte Intrusiva Caxipacoré (SS-68; SS-91; SS-94) e três referentes à Formação Igarapé Paboca (MR-09; MR-22; MR-24). As análises Rb-Sr foram realizadas em duas amostras, sendo uma pertencendo a Suíte Intrusiva Caxipacoré (SS-94) e a segunda pertencente a Formação Igarapé Paboca (MR-09).

Os resultados isotópicos de Sm-Nd e Rb-Sr estão listados na Tabela 3 que inclui os valores de ϵ_{Nd} calculados para as respectivas idades de cristalização $1985 \pm 4,4$ Ma, para os granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré, e 1948 ± 6 Ma, para as rochas piroclásticas da Formação Igarapé Paboca, de acordo com as idades U-Pb obtidas por Castro et al. (2014).

O conjunto de resultados forneceu uma intervalo de idades modelo $T_{(DM)}$, variando de 2,37 a 2,52 Ga e valores negativos de ϵ_{Nd} , variando entre -1,93 e -3,88.

Os valores de $f_{Sm/Nd}$ entre -0,43 e -0,46 sugerem que não ocorre fracionamento significativo durante a formação dessas rochas. Todas as amostras mostraram razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ entre 0,1053 e 0,1110, que estão dentro da variação aceita de 0,080 e 0,130, normalmente considerada aceitável para o cálculo das idades $T_{(DM)}$.

No diagrama ϵ_{Nd} versus Tempo (Ga) (Figura 21), que também mostra as trajetórias de evolução isotópica ao longo do tempo das crostas paleoproterozoica e arqueana do sudeste do Escudo das Guianas (AVELAR et al. 2003; COSTA et al. 2006), as amostras se posicionam entre as duas crostas, porém com proximidade maior da crosta paleoproterozoica. No mais, os campos circulares tracejados identificam os estudos realizados por Barreto et al. (2014) na Formação Igarapé Paboca e Grupo Iricoumé, e de Leal (2015) para as Suítes Caxipacoré, Água Branca e Mapuera.

Os valores de Rb e de Sr estão entre 159,9 - 203,6 ppm e 31,3 - 121,7 ppm, respectivamente. A razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostra os seguintes valores 3,83 e 19,94. O cálculo das idades modelo $T_{(UR)}$ forneceu para a amostra de granitoide idade de 2,14 Ga e para a rocha vulcânica uma idade de 1,68 Ga.

Tabela 4- Dados isotópicos de Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total da Suíte Intrusiva Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$f(\text{Sm}/\text{Nd})$	Idade (U-Pb zr)	$\epsilon\text{Nd}(\tau)$	T(DM) (Ga)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	T(UR)
Suíte Caxipacoré																
SS-68	5,47	29,82	0,1110	0,0004	0,511407	0,000012	-0,4358	1,98 ^a	-2,17	2,44	-	-	-	-	-	-
SS-91	6,70	38,29	0,1057	0,0007	0,511266	0,000019	-0,4624	1,98 ^a	-3,60	2,52	-	-	-	-	-	-
SS-94	-	-	-	-	0,511879	0,000030	-	-	-	-	203,6	31,3	19,942	1,317916	0,000013	2,14
Formação Igarapé Paboca																
MR-09	6,16	35,30	0,1055	0,0028	0,511370	0,000018	-0,4639	1,95 ^a	-1,93	2,37	159,9	121,7	3,834	0,795055	0,000006	1,68
MR-22	4,32	24,80	0,1053	0,0014	0,511268	0,000013	-0,4646	1,95 ^a	-3,88	2,51	-	-	-	-	-	-
MR-24	8,75	49,62	0,1066	0,0025	0,511358	0,000013	-0,4582	1,95 ^a	-2,45	2,41	-	-	-	-	-	-

^a Castro et al. (2014)

7. DISCUSSÃO

7.1 Considerações Petrográficas

Leal (2015) também descreve as rochas graníticas do DET, e caracteriza as rochas da Suíte Intrusiva Caxipacoré como monzogranitos texturalmente e composicionalmente bastante homogêneas. Ocorrem megacristais de feldspato potássico e as fases máficas são representadas por hornblenda e biotita. Ocorre intenso intercrescimento perítico e as principais fases acessórias são representadas por zircão, titânita, minerais opacos, em menor quantidade apatita e epidoto inclusos em cristais de biotita e hornblenda.

De modo comparativo, Barreto et al. (2013) faz um estudo detalhado das rochas vulcânicas do Domínio Erepecuru–Trombetas, no setor de confluência entre os rios Caxipacoré e Trombetas onde caracterizam e dividem-as em dois grupos relacionados aos dois episódios vulcano-plutônicos identificados nesta área (~1,88 e ~1,98 Ga). Para o evento mais novo (~1,88) foram descritos ignimbritos ricos em cristaloclastos, reoignimbritos com textura paratexítica fragmentos líticos e rochas hipoabissais com textura glomeroporfirítica e feições de reabsorção. Para o evento mais antigo (~1,98 Ga) foram descritos latitos com textura porfirítica e lamprófiros com textura panidiomórfica granular.

As rochas vulcânicas estudadas nesta monografia, pertencentes a Formação Igarapé Paboca (~1,98 Ga), apresentam características similares aos ignimbritos e reoignimbritos descritos por Barreto et al. (2013). De modo geral, ocorre uma predominância de cristaloclastos sobre fragmentos líticos, são observados esferulitos do tipo axiolito e *fan*, além de textura paratexítica. Dessa forma, o evento vulcânico mais antigo não é somente um vulcanismo efusivo com produção de lavas andesíticas, mas também inclui uma fase mais explosiva, com presença de rochas piroclásticas.

7.2 Considerações sobre Geoquímica e Contexto Geodinâmico

No Domínio Erepecuru – Trombetas os granitoides, representados predominantemente por monzonitos, monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos (LEAL, 2015) e as rochas vulcânicas representadas predominantemente por rochas piroclásticas de composição traquítica

a riolítica (BARRETO et al. 2014), vêm sendo relacionadas a dois eventos vulcano - plutônicos com idades de ~1,98 e ~1,88 Ga (BARRETO et al. 2014).

Apesar dos avanços dos últimos anos a identificação das unidades magmáticas do Domínio Erepecuru–Trombetas ainda possui muitos pontos a serem esclarecidos, principalmente em se tratando de estudos geocronológicos e geoquímicos. Os resultados geoquímicos aqui apresentados têm o intuito de contribuir com a identificação de eventos magmáticos orosirianos e caracterização de ambientes geodinâmicos.

As análises geoquímicas mostraram que os granitoides da Suíte Caxipacoré e vulcânicas da Formação Igarapé Paboca apresentam características geoquímicas semelhantes. Tratam-se de rochas de caráter ferroso, peraluminosas a metaluminosas, de alto-K e com assinaturas cálcio-alcálicas (Figura 17A, B e Figura 16C, D). As rochas ainda apresentam um enriquecimento de íons litófilos de grande raio iônico (LILE) (K, Rb, Ba e Sr) em relação aos elementos de alto campo de força (HFSE), além de uma marcada anomalia negativa de Nb e de Ta (Figura 18A) que são características típicas de magmas gerados por processos relacionados à subducção em arcos magmáticos modernos (BROWN, 1982; BROWN et al. 1984; BARBARIN, 1999) ou rochas cálcio-alcálicas pós-colisionais derivadas de fontes do manto litosférico modificado por subducção (PEARCE et al. 1984; BITTENCOURT e NARDI 1993; KELEMEN et al. 1993; HAWKESWORTH et al. 1997; WAICHEL et al. 2000; ELBURG et al. 2002). Nos diagramas geotectônicos a posição da Suíte Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca sugere uma origem em zonas orogênicas relacionadas a ambientes de subducção (Figura 20A, B).

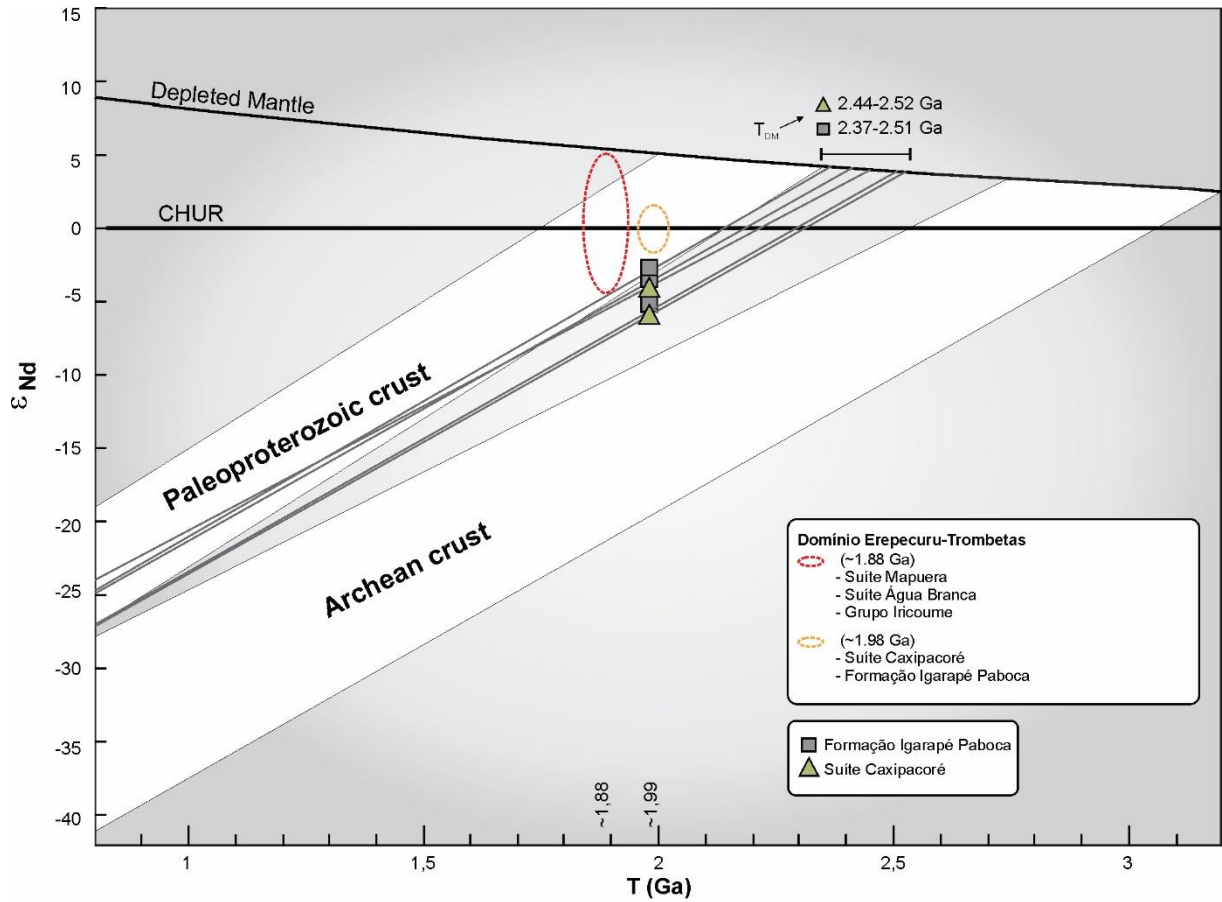
Barreto et al. (2014) e Leal (2015), em estudos realizados no Domínio Erepecuru–Trombetas, suportados por dados geoquímicos e geocronológicos, apresentaram como proposta, para a formação das rochas da Suíte Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca, um contexto orogênico relacionado a zonas de subducção (arco magmático continental). Os dados obtidos até então também sugerem um ambiente de arco magmático, porém em alguns diagramas, os dados geoquímicos apresentados apontam assinaturas de rochas tipo-A, que remetem a ambientes pós-orogênicos a intracontinentais (THIÉBLEMONT & TEGYEY 1994; BROWN et al. 1984). Dados geoquímicos mais abundantes serão necessários para verificar, no futuro, se um ambiente pós-colisional poderia também ter ocorrido durante o episódio orosiriano mais antigo.

Para o magmatismo mais novo (1,9–1,87 Ga) devido a coexistência dos granitoides tipo-I da Suíte Água Branca, que caracterizam um ambiente de arco magmático, e dos granitoides tipo-A da Suíte Mapuera, que caracterizam um ambiente pós-orogênico, Leal (2015) propõe um episódio de magmatismo intracontinental posterior ao evento de subducção de 2,0–1,97 Ga, que sugere uma transição para condições tectônicas crustais mais estáveis. As características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé levaram a uma proposta similar (BARRETO et al. 2013). Essa transição para um ambiente tectônico extensional pode estar relacionada com o início de um episódio de tafrogênese que afetou o Cráton Amazônico no período estateriano (BRITO NEVES et al. 1995)

7.3 Considerações quanto as assinaturas isotópicas e as fontes do magmatismo

Os valores negativos de $\epsilon_{Nd(T)}$ entre -1,93 e -3,88 e as idades modelo $T_{(DM)}$ variando entre 2,37 e 2,52 Ga (Tabela 4; Figura 21) para estas rochas granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré e vulcânicas da Formação Igarapé Paboca exposta na porção oeste do Domínio Erepecuru–Trombetas, indicam que os magmas originais podem ter derivado a partir da fusão de uma crosta sílica paleoproterozoica um pouco mais antiga em relação àquela apontada pelos dados Sm-Nd anteriormente obtidos para essa região (BARRETO et al. 2014; LEAL 2015). Dessa forma duas hipóteses podem ser avançadas para explicar esse novo conjunto de dados: (1) a existência de uma crosta continental sideriana no embasamento do DET ou (2) processos de mistura entre crosta riaciana e crosta arqueana. A hipótese de uma fonte riaciana, porém, com influência de um componente crustal arqueano subordinado para os magmas parentais é coerente com o fato das amostras serem provenientes da porção mais oriental dos setores já estudados no DET. A presença de um componente arqueano subordinado se justifica pela provável influência de crosta arqueana do Bloco Amapá (segmento crustal Arqueano mais próximo). Para a hipótese de fontes siderianas para os magmas parentais, apesar do período Sideriano ser caracterizado em escala global por quiescência orogênica, com baixa produção de crosta continental, existem alguns registros de rochas siderianas na região central do Craton Amazônico, mais precisamente no Domínio Bacajá, a norte da Província de Carajás (MACAMBIRA et al. 2009), o que não permite destacar totalmente essa hipótese.

Figura 21- Diagrama ϵ_{Nd} versus $T_{(Ga)}$ mostrando a composição isotópica para as amostras da Suíte Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca. Os campos de evolução das crostas arqueana e paleoproterozoica são de Avelar et al. (2003) e Costa (2006), os campos elípticos são de Barreto et al. (2014) e Leal (2015).



Qualquer que seja a hipótese escolhida, as assinaturas isotópicas de Nd obtidas neste trabalho, junto com aquelas apresentadas por Barreto et al. (2014) para as rochas do Grupo Iricoumé e da Formação Igarapé Paboca e Leal (2015) para as rochas das Suítes Caxipacoré, Mapuera e Água Branca e os dados de Castro et al. (2014) (Tabela 5) consolidam a ausência de crosta continental arqueana bem desenvolvida nesse setor da Província Amazônia Central.

Tabela 5- Compilação de dados Sm-Nd para as rochas graníticas e vulcânicas do Domínio Erepecuru – Trombetas.

Unidade	Tipo de rocha	$\epsilon_{Nd}(t)$	Idade Modelo TDM (Ga)	Referência
Formação Igarapé Paboca				
	Ignimbrito	-0,02	2,18	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	Ignimbrito	-1,72	2,28	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	Ignimbrito	-0,53	2,18	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	Ignimbrito	-3,04	2,39	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	Ignimbrito	+1,52	2,06	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	Ignimbrito	-2,53	2,34	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	Ignimbrito	+2,35	1,98	Barreto <i>et al.</i> (2013)
	...		2,01	Castro <i>et al.</i> (2014)
	...		2,94	Castro <i>et al.</i> (2014)
	...		2,17	Castro <i>et al.</i> (2014)
	...		2,28	Castro <i>et al.</i> (2014)
	...		2,35	Castro <i>et al.</i> (2014)
Suíte Caxipacoré				
	Monzogranito	+0,26	2,22	Leal (2015)
	Monzogranito	+0,66	2,19	Leal (2015)
	...		2,40	Castro <i>et al.</i> (2014)
	...		2,31	Castro <i>et al.</i> (2014)
Grupo Iricoumé				
	Lamprófiro	+0,7	2,21	Barreto <i>et al.</i> 2013
	Latito	+1,57	2,13	Barreto <i>et al.</i> 2013
Suíte Mapuera				
	Leucogranito	+2,92	1,95	Leal (2015)
	Granito	-1,01	2,24	Leal (2015)
	Sienogranito	-0,94	2,22	Leal (2015)
	Leucosienogranito	-0,58	2,20	Leal (2015)
	Leucosienogranito	-0,79	2,16	Leal (2015)
Suíte Água Branca				
	Monzogranito	-1,96	2,30	Leal (2015)
	Quartzo monzonito	+0,34	2,12	Leal (2015)
	Monzonito	-0,60	2,19	Leal (2015)

O cálculo das idades modelo $T_{(UR)}$ forneceu para a amostra granitoide uma idade de 2,14 Ga e para a rocha vulcânica uma idade de 1,68 Ga, que também não apontam nenhuma herança arqueana. Evidentemente, os dados fornecidos pelo método Rb-Sr são menos conclusivos quando comparados com os dados do sistema Sm-Nd, devido a sua sensibilidade e a facilidade

de ser re-homogeneizado (FAURE & MENSING, 2005). Entretanto os dados aqui obtidos estão de acordo com os dados de Sr de Leal (2015) que não registra nenhuma herança pré-riaciana. Lafon e Rosa-Costa (2011) mostraram que os dados Rb-Sr compilados em toda a porção sudeste do Escudo das Guianas mostraram somente idades pré-riacianas em rochas da proximidade do Bloco Amapá ou do próprio bloco. Por fim, a idade $T_{(UR)}$ de 1,68 Ga fornecida pelo ignimbrito deve ser atribuída a reabertura do sistema Rb-Sr devido à natureza da rocha.

8. CONCLUSÃO

O estudo petrográfico, geoquímico e isotópico Sm-Nd e Rb-Sr das rochas da suíte Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca na porção sul da Folha Rio Trombetas permitiu chegar às seguintes conclusões:

As rochas vulcânicas da Formação Igarapé Paboca são ignimbritos e reoignimbritos, com predominância de cristaloclastos sobre fragmentos líticos. Esferulitos do tipo axiolíto e *fan*, além de textura paratexítica são observados. As rochas estudadas têm características similares às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé descritas por Barreto et al. (2013) e mostram que o evento vulcânico orisiriano mais antigo de 1,98 Ga inclui uma fase vulcânica explosiva, com presença de rochas piroclásticas.

Os granitoides da Suíte Caxipacoré foram classificados como monzo- e sinogranitos e apresentam diversas semelhanças com os granitos estudados por Leal (2015), como composição modal, textura, tipo de deformação e alterações.

As assinaturas geoquímicas das rochas da Suíte Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca indicam um caráter ferroso, peraluminoso a metaluminoso, cálcio-alcalino de alto K e assinaturas de rochas de arco magmático. A evolução geodinâmica assumida segue a mesma linha proposta por Barreto et al. (2014) e Leal (2015) de um ambiente orogênico relacionado a processo de subducção para a formação dessas rochas. Entretanto, características de ambiente pós-orogênico intracontinental foram também encontradas e precisam ser melhor investigadas no futuro.

As idades modelo Nd- $T_{(DM)}$ (2,37 – 2,52) e Sr- $T_{(UR)}$ (1,68 – 2,14) com valores negativos de ϵ_{Nd} (-1,93 a - 3,88) indicam que o magma parental é resultado de fusão de uma crosta riaciana com subordinada contribuição arqueana ou, alternativamente de uma crosta sideriana. No mais, os dados isotópicos apresentados nesta monografia somados aos estudos anteriores para a

porção ocidental do DET (BARRETO, et al. 2014; LEAL, 2015), descartam a existência de um embasamento arqueano nesse setor da Província Amazônica central.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y; NEVES, B.B.B; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. 1981. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p.1-29, Mar. doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9.
- ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B. The upper precambrian of South America. 1976. **Boletim Instituto de Geociências USP**, v. 7, p. 45-80, (Série Científica, 7).
- ARNDT, N.T; GOLDSTEIN, S.L. Use and abuse of crust-formation ages. 1987. **Geology**, v. 15, n.10, p.893-895. doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<893:UAAOCA>2.0.CO;2.
- AVELAR, V.G; LAFON, J.M; DELOR, C; GUERROT, C; LAHONDÈRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. 2003. **Géologie de la France**, 2-3-4: 83-100.
- BARBARIN, B. **A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments**. 1999. *Lithos*, 46:605–626. doi:10.1016/S0024-4937(98)00085-1.
- BARRETO, C.J.S; LAFON, J.M; COSTA, L.T.R; LIMA, E.F. Paleoproterozoic (~1.89 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group, Guyana Shield, South America: geochemical and Sm-Nd isotopic constraints on sources and tectonic environment. 2014. **International Geology Review**, 56:1332-1356. doi: 10.1080/00206814.2014.930800.
- BARRETO, C.J.S; LAFON, J.M; COSTA, L.T.R; LIMA, E.F. Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: Dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão: **Geologia USP**. 2013. Série Científica, 13(1): 47-72. doi:10.5327/Z1519-874X2013000100004.
- BITENCOURT, M.F; NARDI, L.V.S. Late- to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. 1993. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 65: 3-16.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) **Rare earth element geochemistry**. 1984. Amsterdam, Elsevier, 63, p. 114.
- BRITO NEVES, B.B; MARTINS DE SÁ, J; ARIPLÍNIO, A.N; BOTELHO, N. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. 1995. **Geonomos**, v. 3, n. 2, p. 1-21.
- BROWN, G.C; THORPE, R.S; WEBB, P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. 1984. **Journal of the Geological Society of London**, 141:413–426. doi:10.1144/gsjgs.141.3.0413.
- BROWN, G.C. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. 1982. In: Thorpe R.S. (ed.) **Orogenic Andesites and Related Rocks**. Wiley, London, p. 437-61.
- CAPUTO, M.V; RODRIGUES, R; VASCONCELOS, D.N. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. 1971. Brasil. **PETROBRÁS/RENOR**. 92p.

CAS, R.A.F; WRIGHT, J.V. **Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions**. 1987. London, 1987. 528p.

CASTRO, J.M.R; SILVA, R.C.S; ROSA-COSTA, L.T; BARBOSA, J.P.O. **Mapa geológico da folha Rio Trombetas – SA.21-X-A**. Escala 1:250.000. 2014. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil.

CHAVES, O.A; HAGE, A.J.J; MACHADO, J.I.L; SERIQUE, J.S.C.B; LISBOA, L.G.S; SERFATY, S; SILVA, G.G; ALMARÁZ, J.S; SANTOS, J.M.S; DUTRA, C.V; MOUTINHO, L.A. 1977. Projeto Trombetas-Erepecuru: pesquisa mineral. **Relatório final de reconhecimento**. Belém, Sudam/Idesp, v. 1, 216 p.

COSTA, L.T.R; LAFON, J.M; DELOR, C. 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. 2006. **Gondwana Research**, 10:277-300. doi:10.1016/j.gr.2006.02.012.

CUNHA, P.R.C; GONZAGA, F.G; CONTINHO, L.F.C; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. 1994. **Boletim Geociências Petrobras**, 8(1):47-55.

DAVIS, D.W; GRAY, J; CUMMINGS, G.L; BAADSGAARD, H; Determination of the ⁸⁷Rb decay constant. 1977. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. 41(12):1745-1749. doi:10.1016/0016-7037(77)90206-X.

DERBY, O. A; Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. 1878. **Arch.Mus.Nac.**, 2: 77-104.

DE LA ROCHE H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. 1980. **Chemical Geology**, 29:183–210. doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.

DEPAOLO, D.J. Neodymium isotope geochemistry – an introduction. 1988. Berlim, **Springer-Verlag**. 187p. doi: 10.1007/978-3-642-48916-7.

DEPAOLO, D.J. Nd Isotopic Studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution. 1981. **EOS, Transactions American Geophysical Union**, 62:137. doi: 10.1029/EO062i014p00137-01.

DEPAOLO, D.J; WASSERBURG, G.J. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. 1977. **Geophysical Research Letters**, 4(10):465-468. doi: 10.1029/GL004i010p 00465.

DEPAOLO, D.J; WASSERBURG, G.J. Inference of magma sources and mantle structures from variation of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. 1976B. **Geophys. Res. Letters**, 3: 743-6.

DICKIN, A.P. Radiogenic Isotope Geology. 1995. **Cambridge University Press**, 490.

EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. 1992. **Geology**, 20(7):641-644. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2.

ELBURG, M.A; BERGEN, M.V; HOOGEWERFF, J; FODEN, J; VROON, P; ZULKARNAIN, I; NASUTION, A. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia.

2002. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 66:2771-2789. doi:10.1016/S0016-7037(02)00868-2.

FAURE, G. **Principles of isotopic geology**. 1986. 2. ed. **New York : Wiley**, 152p.

FAURE, G; MENSING, T. M. **Isotopes: principles and applications**. Califórnia: Wiley, 2005.

FROST, B.R; BARNES, C.G; COLLINS, W.J; ARCULUS, R.J; ELLIS, D.J; FROST, C.D. A Geochemical classification for granitic rocks. 2001. **Journal of Petrology**. 42:2033–2048. doi:10.1093/petrology/42.11.2033.

GIOIA, S.M.C.L; PIMENTEL, M.M. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. 2000. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 72: 220-245. doi:10.1590/S0001-37652000000200009.

HAWKESWORTH, C.J; TURNER, S.P; MCDERMOTT, F; PEATE, D.W; VAN CALSTEREN P. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. 1997. **Science**, 276(5312):551-555. doi:10.1126/science.276.5312.551.

IRVINE, T.N; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. 1971. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 8:523–548. doi:10.1139/e71-055.

JORGE JOÃO, X.S; SANTOS, C.A; FARACO, M.T.L. **Projeto Trombetas–Mapuera: Relatório final**. 1984. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos).

KELEMEN, P.B; SHIMIZU, N; DUNN, T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. 1993. **Earth and Planetary Science Letters**, 120:111-134. doi:10.1016/0012-821X(93)90234-Z.

KLEIN, E.L; VASQUEZ, M.L. Geologia e Recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (**Promin Tapajós**). 2000. Escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília, CPRM. CD-ROM.

LAFON, J.M; ROSA-COSTA, L.T. **Geochronological and isotopic constraints on Archean and Paleoproterozoic crustal growth in the southeastern most part of Guyana Shield**. 2011.

LANGE, F.W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana, da Bacia do Baixo Amazonas. In: **Simpósio sobre a biota amazônica**, Geociências. 1967. Rio de Janeiro: CNPQ, v. 1, p. 215-326.

LEAL, R.E. Geoquímica e Geocronologia U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr dos Granitoides Orosirianos do Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. 2015. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal do Pará, Belém.

LEAL, R.E.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON J.M.; SILVA R.C.S. Caracterização geológico-geofísica e geocronologia de plútons graníticos no domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. 2015 (in press). In: Gorayeb P.S.S., Lima A. M.M. (eds.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. v. 9. P.43-58.

LEAL, R.E.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. Petrografia, geocronologia e assinatura geofísica de plútons graníticos no Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. 2013. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 13th. Belém, Short Papers, v. 5, p. 539-542.

- LE BAS, M.J; LEMAITRE, R.W; STRECKEISEN, A; ZANETTIN, B. A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. 1986. **Journal of Petrology** 27(3): 745-750.
- LOFGREN, G. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallisation. 1974. **Am J Sci** 274: 243-273.
- LOFGREN, G. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, p. 5635-5648, 1971b.
- LOFGREN, G. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. 1971A. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, p. 111-114.
- LUDWIG, G. Divisão estratigráfico-faciológica do Paleozóico da bacia amazônica. 1964. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 72 p. (**Série Ciência-Técnica-Petróleo, 1**).
- LUGMAIR, G.W., MARTI K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. 1978. **Earth and Planetary Science Letters**, 39:349-357. doi:10.1016/0012-821X(78)90021-3.
- MACAMBIRA, M.J.B; VASQUEZ, M.L; SILVA, D.C.C; GALARZA, M.A; BARROS, C.E.M; CAMELO, J.F. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. 2009. **Journal of South American Earth Sciences** 27: 235–246
- MANIAR, P.D; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**. 1989. 101:635–643. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2.
- MELO, A.F.F; SANTOS, A.J; CUNHA, M.T.P; CAMPOS, M.J; D'ANTONA, R.J.G. 1978. **Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final**. Manaus, DNPM/CPRM, v. I-A e B, il.
- MCPHIE, J; DOYLE, M; ALLEN, R. **Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. 1993. Tasmania: 191 p.
- OLIVEIRA, A.S; FERNANDES, C.A.C; ISSLER, R.S; MONTALVÃO, R.M. G; TEIXEIRA W. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. 1975. Rio de Janeiro, DNPM, **Projeto Radam Brasil 9**, p. 21–118.
- OLIVEIRA, E.C; LAFON, J.M; GIOIA, S.M.C.L; PIMENTEL, M.M. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. 2008. **Revista Brasileira Geociências**, 38:116–129.
- PACHETT, P. J. Isotopic of Proterozoic Crustal Growth and Evolution. In: CONDIE, K. C. (ed). Proterozoic Crustal Evolution. **Developments in Precambrian Geology**, 10. 1992. Cap. 13, p. 481-509.
- PEARCE, J.A. **Source and settings of granitic rocks**. 1996. Episodes, 19:120–125.
- PEARCE, J.A; HARRIS, N.B.W; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. 1984. **Journal of Petrology**, 25(4):956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956.
- PECCERILLO, A; TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. 1976. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 58(1): 63-81. doi:10.1007/BF00384745.

REIS, N.J; ALMEIDA, M.E; RIKER, S.R.L; FERREIRA, A.L. **Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas, Manaus**: 2006. CPRM, (Convênio CPRM/CIAMA). Escala 1:1.000.000. 125 p.

REIS, N.J; FRAGA, L.M; FARIA, M.S.G; ALMEIDA, M.E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. 2003. **Geology of France and Surrounding Areas - Special Guiana Shield**, 2-3-4:121-134.

ROSA-COSTA, L.T; ANDRADE, J.B.F. Projeto de integração geofísico-geológica do NW do Pará. Escala 1:600.000. 2015 (in press). **Programa Geologia do Brasil-PGB**. CPRM.

ROSS, C.S; SMITH, R.L. Ash-flow tuffs, their origin, geological relations and identification. 1961. **US. Geological Survey**. Prof. Pap. 366.

RUSSELL, W.A; PAPANASTASSIOU, D.A; TOMBRELLO, T.A. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. 1978. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 42(8):1075-1090. doi: 10.1016/0016-7037(78)90105-9.

SANTOS, J.O.S; HARTMANN, L.A; FARIA, M.S; RIKER, S.R; SOUZA, M.M; ALMEIDA, M.E; MCNAUGHTON, N.J. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. 2006. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 9th. Belém, Actas.

SANTOS, J.O.S; VAN BREEMEN, O.B; GROVES, D.I; HARTMANN, L.A; ALMEIDA, M.E; McNAUGHTON, N.J; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. 2004. **Precambrian Research**, v. 13, p. 73-109.

SANTOS, J.O.S; HARTMANN, L.A; MCNAUGHTON, N.J; FLETCHER, I.R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: Evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology. 2002. **Journal of South American Earth Sciences**, 15:409–429. doi:10.1016/S0895-9811(02)00061-5.

SANTOS, J.O.S; GROVES, D.I; HARTMANN, L.A; MOURA, M.A; MCNAUGHTON, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, 36:278–299. doi:10.1007/s001260100172.

SANTOS, J.O.S; REIS, N.J; HARTMANN, L.A; MCNAUGHTON, N.J; Age of Roraima Group and Roraima-like sequences in the Northern Amazon Craton. 2000b. In: **Int. Geol. Congr.** 31, Rio de Janeiro, RJ, Expanded Abstract.

SANTOS, J.O.S; HARTMANN, L.A; GAUDETTE, H.E; GROVES, D.I; MCNAUGHTON, N.J; FLETCHER, I.R. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. 2000. **Gondwana Research**, 3:453-488. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.

SATO, K; TASSINARI, C.C.G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. 1997. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (eds.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**, SBG-NO, Belém, Brazil, p. 91-142.

- STEIGER, R.H; JÄGER, E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. 1977. **Earth and Planetary Science Letters**, 36: 359-62. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7.
- STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. 1976. **Earth Science Review**, 12:1-33. doi:10.1016/0012-8252(76)90052-0.
- TASSINARI, C.C.G; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto, V; Bartorelli, A; Dal Ré Carneiro, C; Brito Neves, B.B. (eds.) **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 2004. São Paulo, Beca, p. 471-485.
- TASSINARI, C.C.G; MACAMBIRA, M.J.B. **Geochronological provinces of the Amazonian Craton**. 1999. *Episodes*, 22:174-182.
- TASSINARI, C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. 1996. **Tese de Doutorado**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 139 pp.
- THIÉBLEMONT, D; TEGYEY, M. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'originsboaine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins. 1994. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences Paris*, 319:87-94.
- THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. 1982. **Scottish Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107. doi:10.1144/sjg18010049.
- VALÉRIO C.S., MACAMBIRA M.J.B., SOUZA V.S. Field and petrographic data of 1.90 to 1.88 Ga I- and A-type granitoids from the central region of the Amazonian Craton, NE Amazonas State, Brazil. 2012. **Revista Brasileira de Geociências**, 42(4):690-712. doi:10.5327/Z0375-75362012000400004.
- VALÉRIO, C.S. Magmatismo Paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão. 2006. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- VASQUEZ, M.L; ROSA-COSTA, L.T. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. **Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas**. 2008. Escala 1:1.000.000. Texto-explicativo. Belém, CPRM, 328p.
- VASQUEZ, M.L; KLEIN, E.L. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. 2000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (**Promin Tapajós**).
- VEIGA JR, J.P; NUNES, A.C.B; FERNANDES, A.S; AMARAL, J.E; PESSOA, M.R; CRUZ, S.A.S. **Projeto sulfetos de Uatumã**. 1979. Manaus, CPRM, (Relatório Final).
- WAICHEL, B.L; LIMA, E.F; NARDI, L.V.S; SOMMER, C.A. The alkaline post-collisional volcanism of Campo Alegre Basin in southern Brazil: petrogenetic aspects. 2000. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 393-396,
- WHALEN, J.B; CURRIE, K.L; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. 1987. v. 95, n. 4, p.407-419, Apr. doi:10.1007/BF00402202.

WRIGHT, F. E. Obsidian from Hrafttinnuhryggur, Iceland: Its lithophysae and surface markings. 1915. **Geol Soc Am Bull** 26: 255-286.