



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 465**

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr DOS  
GRANITOIDES OROSIRIANOS DO DOMÍNIO EREPECURU-  
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL,  
NOROESTE DO PARÁ**

**Dissertação apresentada por:**

**RAFAEL ESTUMANO LEAL**

**Orientador: Prof. JEAN MICHEL LAFON (UFPA)**

**Coorientadora: Dra. Lúcia Travassos da Rosa-Costa (CPRM)**

---

**BELÉM  
2015**

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

---

Leal, Rafael Estumano, 1988-

Geoquímica e geocronologia U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr dos granitoides orosirianos do domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, Noroeste do Pará / Rafael Estumano Leal. – 2015.

xvii, 94 f.: il.; 30 cm Inclui bibliografias

Orientador: Jean Michel Lafon

Coorientadora: Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geocronologia. 2. Magmatismo-Amazônia. 3. Magmatismo - Pará, Noroeste. 4. Crátons - Amazônia. I. Título.

CDD 22. ed. 551.7

---



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

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr  
DOS GRANITÓIDES OROSIRIANOS DO DOMÍNIO  
EREPECURU-TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA  
CENTRAL, NOROESTE DO PARÁ**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**


**RAFAEL ESTUMANO LEAL**

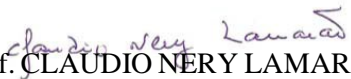
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

**Data de Aprovação: 10 / 08 / 2015**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. JEAN MICHEL LAFON  
(Orientador-UFPA)

  
Prof. ELTON LUIS DANTAS  
(Membro-UNB)

  
Prof. CLAUDIO NERY LAMARÃO  
(Membro-UFPA)

*Aos meus queridos pais  
Ana Cleide Estumano e Américo Leal (in memoriam)*

## AGRADECIMENTOS

Registro os meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Agradeço inicialmente à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo fornecimento de infraestrutura necessária para a realização deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão de bolsa de estudo.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) através da Superintendência regional de Belém pela disponibilização de amostras, mapas geológicos regionais e laboratórios.

Ao INCT GEOCIAM (Projeto Nº 573733/2008-2) pelo apoio financeiro.

Aos meus orientadores Jean-Michel Lafon (Pará-Iso/UFPA) e Lúcia Travassos (CPRM) por suas orientações, confiança, amizade, paciência e incentivo, demonstrados ao longo deste trabalho.

Aos meus eternos amigos da Geologia (2008), em especial à Bruna Nogueira, Luísa Barros, Arlete Neves, Paulo Roberto Soares, Carlos Alberto Jr., Juvenal Neto, Ingrid Cunha, Aldemir Sotero, Carla Braga e Renato Sol, pelo companheirismo durante todos esses anos.

Aos amigos do Pará-Iso, especialmente à Camila Vilar, Flávio Semblano, Elma Oliveira, João Marinho Milhomem e Carla Barreto pelas discussões constantes e ajuda mútua.

Ao Laboratório de Microanálises da UFPA na pessoa do professor Dr. Claudio Lamarão, pela disponibilização do MEV para o imageamento das minhas seções de zircão, assim como o Dr. Marcelo Vasquez pela ajuda no MEV da CPRM.

Ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) na pessoa do Dr. Elton Luiz Dantas pelas análises isotópicas realizadas.

À banca avaliadora desta dissertação composta pelos professores Elton Luiz Dantas (UnB) e Claudio Nery Lamarão (UFPA).

À minha mãe Ana Cleide Estumano que sempre me proporcionou educação e sabedoria, sempre baseadas no amor, carinho e dedicação, me ajudando a enfrentar as dificuldades e conquistar os meus objetivos.

Aos meus irmãos Martina, Brenda e Leal Filho e aos meus sobrinhos Ana Laura e Leonardo, pelo amor incondicional.

Muito obrigado a todos!

*“Ninguém ignora tudo. Ninguém sabe tudo.  
Todos nós sabemos alguma coisa.  
Todos nós ignoramos alguma coisa.  
Por isso aprendemos sempre.”*

*(Paulo Freire)*

## RESUMO

As rochas graníticas do noroeste do Estado do Pará fazem parte de duas extensas associações vulcano-plutônicas que marcaram a região central do Cráton Amazônico durante o Orosiriano. A área desse estudo está localizada na porção sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, sul do Escudo das Guianas. A associação mais antiga recentemente cartografada e datada a aproximadamente 2,0-1,95 Ga, é formada pelas rochas vulcânicas da Formação Igarapé Paboca e pelos granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré. A associação mais jovem (1,90-1,86 Ga) é constituída pelos granitoides das suítes intrusivas Água Branca e Mapuera e pelas rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé. Estudos petrográficos direcionados as suítes Caxipacoré, Água Branca e Mapuera permitiram distinguir cinco grandes variedades de granitoides (quartzo-monzonitos, monzonitos, monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos) com conteúdos variados de hornblenda e biotita, as principais fases máficas. De modo geral, são rochas isotrópicas, leucocráticas, inequigranulares, de granulação média a grossa e texturas granular hipidiomórfica, rapakivi, granofírica e microporfírica. A caracterização geoquímica permitiu definir dois grupos de rochas com assinaturas distintas. O primeiro grupo, formado pelas suítes Caxipacoré e Água Branca, possui rochas de natureza cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica, caráter metaluminoso a peraluminoso e afinidade com granitoides magnesianos. Enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE; K, Rb, Ba e Sr, por exemplo), fortes anomalias negativas de Nb, moderado fracionamento dos ETR pesados e fracas anomalias de Eu são características comuns desses granitoides. O segundo conjunto litológico, formado pelas rochas da Suíte Intrusiva Mapuera, compreende rochas de composição ácida ( $71,29 < \text{SiO}_2 < 78,03\%$ ), de natureza alcalina de alto-K, peraluminosa com tendência metaluminosa e afinidade com granitoides ferrosos. Essas rochas apresentam enriquecimento em elementos de alto campo de força (HFSE; Zr, Hf e Th, por exemplo), alto conteúdo de ETR e pronunciadas anomalias negativas de Eu. Em diagramas de classificação de ambiente tectônico, os granitoides das suítes intrusivas Caxipacoré e Água demonstraram afinidades geoquímicas com granitoides cálcio-alcálicos de arco vulcânico (VAG), relacionados a zonas de subducção, enquanto as rochas da Suíte Intrusiva Mapuera assemelham-se a granitoides pós-colosionais tipo-A<sub>2</sub>, relacionados a ambientes anarogênicos intraplaca. Datações radiométricas U-Pb em zircão por ICP-MS-LA forneceram idades de  $1991 \pm 5,9$  e  $2005 \pm 7,2$  Ma para os granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré e  $1886,5 \pm 4,8$  Ma em um hornblenda-biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Água Branca. Para a Suíte Intrusiva Mapuera, a idade de  $1870 \pm 14$  Ma foi obtida em um biotita

álcali-feldspato granito. Essas idades foram interpretadas como idades de cristalização desses granitoides. Um intervalo de aproximadamente 100 Ma de anos foi observado entre a Suíte Intrusiva Caxipacoré e as suítes Água Branca e Mapuera. As características geoquímicas aliadas aos dados geocronológicos permitiram definir uma evolução geodinâmica envolvendo um contexto orogênico relacionado a um ambiente de subducção a 2,0-1,95 Ga, que favoreceram a formação das rochas da Formação Igarapé Paboca e Suíte Intrusiva Caxipacoré, seguido por um ambiente transicional (1,90-1,86 Ga) entre um contexto convergente para um contexto extensional intracontinental, marcado pela coexistência das rochas cálcio-alcálicas e alcálicas das suítes Água Branca e Mapuera, respectivamente. Idades modelo Nd- $T_{DM}$  entre 1,95 e 2,30 Ga e Sr- $T_{UR}$  entre 1,84 e 2,02 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos e ligeiramente negativos (+2,29 a -1,96) para os granitoides das suítes intrusivas Caxipacoré, Água Branca e Mapuera, indicam que os magmas parentais foram originados a partir de fusão de uma crosta sílica paleoproterozoica mais antiga e com pequena contribuição de fontes mantélicas. Além disso, a ausência de idades arqueanas permite descartar a existência de um embasamento arqueano na porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, diferentemente do que vem sendo proposto nos modelos de evolução tectônica do Cráton Amazônico.

Palavras-chave: Geocronologia. Orosiriano. Cráton Amazônico. Domínio Erepecuru-Trombetas. Província Amazônia Central.



## ABSTRACT

The granitic rocks of the northwestern Pará State are part of two large volcano-plutonic associations that marked the central region of the Amazonian Craton during Orosirian. The area of this study is located in the southwest portion of the Erepecuru-Trombetas Domain, south of the Guyana Shield. The oldest association recently mapped and dated at about 2.0-1.95 Ga, is formed by volcanic rock of Igarapé Paboca formation and granitoids of Caxipacoré Suite. The youngest association (1.90-1.86 Ga) is related to the Água Branca and Mapuera suites and the effusive and pyroclastic rocks of Iricoumé Group. Petrographic studies in the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids allowed the definition of five granitoids varieties (quartz-monzonite, monzonite, monzogranites, syenogranites and ácali-feldspar granites) with variable content of hornblende and biotite, the main mafic phases. In general, they are isotropic rocks, leucocratic, inequigranular, medium- to coarse-grained with hypidiomorphic granular, rapakivi, granophyric and micro-porphyritic textures. The geochemical characterization allowed the distinction of two rock groups with different signatures. The first group formed by Caxipacoré and Água Branca suites, shows high-K to shoshonitic, magnesian, metaluminous to peraluminous calc-alkaline trends. LILE-enrichment (e.g. K, Rb, Ba and Sr), strong negative Nb anomalies, moderate heavy REE-fractionation and weak Eu anomalies are common characteristics of these granites. The second lithological group formed by Mapuera Suite, comprises acid rocks ( $71.29 < \text{SiO}_2 < 78.03\%$ ), alkaline nature and affinity with high-K, peraluminous to metaluminous, ferroan granitoids. These rocks exhibit HFSE-enrichment (e.g. Zr, Hf, Th.), high content of REE and pronounced negative Eu anomalies. In tectonic environment classification diagrams, the Caxipacoré and Água Branca granitoids show geochemical affinities with calc-alkaline volcanic arc granites (VAG), related to subduction zones, while the Mapuera granitoids resemble with A<sub>2</sub>-type post-collisional granites, related to anarogenic intraplate environments. Zircon U-Pb dating by LA-ICP-MS provided ages of  $1991 \pm 5.9$  and  $2005 \pm 7.2$  Ma for the Caxipacoré granitoids and  $1886.5 \pm 4.8$  Ma in a hornblende-biotite monzogranite of Água Branca suite. For Mapuera Suite, an age of  $1870 \pm 14$  Ma was obtained in a biotite alkali-feldspar granite. These ages were interpreted as crystallization ages of these granitoids. A gap of approximately 100 Ma years was observed between the Caxipacoré Suite Suite and Água Branca and Mapuera suites. The geochemical characteristics allied to geochronological data allowed to set a geodynamic evolution involving an orogenic context related to a subduction environment at 2.0-1.95 Ga, which favored the formation of the Igarapé Paboca volcanic

formation and the Caxipacoré Suite, followed by a transitional environment (1.90-1.86 Ga) between a convergent framework and a extensional intracontinental context, marked by the coexistence of calc-alkaline and alkaline rocks of the Água Branca and Mapuera suites, respectively. Nd- $T_{DM}$  model ages between 1.95 and 2.30 Ga, and Sr- $T_{UR}$  between 1.84 and 2.02 Ga and positive to slightly negative  $\epsilon_{Nd}$  values (+2.29 to -1.96) for Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids indicate that the parental magmas were derived from melting of an older Paleoproterozoic sialic crust with minor mantle contribution. In addition, the lack of Archean ages led to discard the existence of an Archean basement in the western Erepecuru-Trombetas Domain, differently from proposals of tectonic evolution of the Amazonian Craton.

Key-words: Geochronology. Orosirian. Amazonian Craton. Erepecuru-Trombetas Domain. Central Amazon Province.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO I

- Figura 1 – Localização da área de estudo (Folha Rio Mapuera) na região noroeste do Estado do Pará (A), com destaque para a rede hidrográfica, principal via de acesso (B)..... 3
- Figura 2 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com os modelos de (A) Tassinari & Macambira (1999, 2004) e (B) Santos *et al* (2000, 2006), incluindo a localização da área de estudo..... 5
- Figura 3 – Províncias geocronológicas e domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico. *Fonte: Reis et al.* (2006). Quadros coloridos representam as diversas áreas de ocorrência das associações vulcano-plutônicas orosirianas na porção central do Cráton Amazônico..... 6
- Figura 4 - Mapa de integração geológico-geofísica do NW do Pará e da Folha Rio Trombetas. *Fonte: Rosa-Costa & Andrade* (2015, *no prelo*) e *Castro et al.* (2014)..... 7
- Figura 5 - Mapa geológico da área de estudo, com a localização das amostras estudadas. *Fonte: Rosa-Costa & Andrade* (2015, *no prelo*)..... 14

### CAPÍTULO II

- Figure 1. Geochronological provinces of the Amazonian Craton according to the models of (A) Tassinari and Macambira (2004) and (B) Santos *et al.* (2006) with age ranges updated by Cordani *et al.* (2009) and the location of the study area in the northern part of the Amazon Central Province ..... 27
- Figure 2. Geochronological provinces and tectono-stratigraphic domains of the Amazonian Craton proposed by Reis *et al.* (2006). The colored squares represent the sites of occurrence of Orosirian volcano-plutonic associations in the central portion of the Amazonian Craton. *Notes: AM – Amazonas State, PA – Pará State, MT – Mato Grosso State* ..... 28
- Figure 3. Geological map of the study area, southern of Erepecuru Trombetas Domain with the location of the rock samples targeted for petrography, Sm-Nd and Sr analysis, U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry. *Source: Rosa-Costa and Andrade* (2015, *in press*), modified. .... 30
- Figure 4. QAP and Q-(A+P)-M' diagrams (Streckeisen 1976) with the modal composition of Caxipacoré, Água Branca and Mapuera suites and displaying the composition trends of

granitoids series from Lameyre and Bowden (1982): (1) tholeiitic, (2) TTG, (3) calc-alkaline granodioritic, (4) calc-alkaline monzonitic or shoshonitic and (5) Alkaline to peralkaline. 38

Figure 5. Macroscopic aspect of a monzogranite (A) and a quartz monzonite (B) from Caxipacoré and Água Branca suites, respectively; (C) granular hipidiomorphic texture, with a zoned crystal of plagioclase (AB-65); (D) perthitic mega-crystal of K-feldspar with inclusion of biotite (AB-85); (E) crystals of plagioclase strongly saussuritized and (F) intensely fractured (CS-120). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Bt* – Biotite, *Kfs* – K-feldspar, *Pl* – Plagioclase and *Qz* – Quartz.....40

Figure 6. Microscopic aspect of the Água Branca granitoids. (A) Crystal of plagioclase contorted (CS-120), showing (B) strain twinned and kink bands (CS-121); (C) Crystal of K-feldspar crossed by epidote+quartz veins (CS-120); (D) clots of mafic minerals with relic cores of clinopyroxene surrounded by amphibole (CS-109). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Amp* – Amphibole, *Bt* – Biotite, *Cpx* – Clinopyroxene, *Ep* – Epidote, *Kfs* – K-feldspar, *Pl* – Plagioclase and *Qz* – Quartz.....41

Figure 7. (A) Macroscopic aspect of a medium-grained alkali feldspar leuco-granite from Mapuera Suite (AT-13); (B) hipidiomorphic granular and (C) glomeroporphyritic textures (AB-98, AB-90); (D) crystal of K-feldspar surrounded by coarse mantles of plagioclase, characterizing a rapakivi texture (AT-176). (E) late-magmatic granophyric quartz-K-feldspar intergrowths (AB-134); (F) ovoid crystal of quartz with embayments, inclusions and recrystallized rims and matrix (AT-99). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Bt* – Biotite, *Kfs* – K-feldspar, *Pl* – Plagioclase and *Qz* – Quartz .....43

Figure 8. Microscopic aspect of Mapuera granitoids. (A) Mafic phase strongly altered to chlorite and mafic minerals, displaying relic crystals of biotite (AT-176); (B) preserved subhedral crystal of biotite with cleavage planes altered to mafic minerals (AT-165); (C) anhedral crystal of amphibole, intensely fractured (AT-16); (D) euhedral crystals of titanite, showing lozenge shapes (AT-172). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Amp* – Amphibole, *Bt* – Biotite, *Chl* – Chlorite, *Qz* – Quartz and *Ttn* – Titanite 44

Figure 9. (A) R1-R2 diagram (De La Roche *et al.* 1980); (B) AFM diagram (Irvine and Baragar 1971); (C) K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> (Peccerillo and Taylor 1976) diagram. Compositional fields of the Caxipacoré (Castro *et al.* 2014), Pedra Pintada (Fraga *et al.* 2010), Martins Pereira (Almeida 2006), Serra Dourada (Almeida 2006), Creporizão (Vasquez *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2002), Água Branca (Faria *et al.* 2000; Almeida 2006; Valério *et al.* 2009);

Parauari (Vasquez <i>et al.</i> 2002); Mapuera (CPRM 2000; Ferron <i>et al.</i> 2006; Valério <i>et al.</i> 2009; Lombello 2011); Maloquinha (Lamarão <i>et al.</i> 2002; Vasquez <i>et al.</i> 2002) and Velho Guilherme (Teixeira <i>et al.</i> 2005) are also plotted for comparison. Simbology of samples as in petrographic facies in Figure. 4. ....	48
Figure 10. A) Aluminium saturation index (Maniar and Piccoli 1989); (B) FeOt/(FeOt+MgO) versus SiO <sub>2</sub> (Frost <i>et al.</i> 2001). Simbology of samples and field as in Figure 9. ....	49
Figure 11. Multi-elementary spider-diagram with chondrite-normalized trace elements (Thompson 1982) for the (A) Caxipacore (B), Água Branca and (C) Mapuera suites. Simbology of samples as in Figure 9. ....	50
Figure 12. Rare earth element (REE) diagrams normalized to chondrite (Boynton 1984) for the (A) Caxipacoré (B), Água Branca and (C) Mapuera suites. REE data from (D) Pedra Pintada, Martins Pereira, Serra Dourada and Creporizão suítes, (E) Água Branca and Parauari suítes, (F) Mapuera, Maloquinha and Velho Guilherme suítes are also plotted for comparison. References and simbology of samples and fields as in Figure 9. ....	51
Figure 13. (A) Rb versus Y+Nb and (B) Rb <i>versus</i> Ta+Yb diagrams (Pearce 1996). COLG – collisional granitoids, WPG – within-plate granitoids, VAG – volcanic arc granitoids, ORG – ocean ridge granitoids; (C) (K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)/CaO versus Zr+Nb+Ce+Y diagram (Nardi & Bitencourt 2009 modified from Whalen <i>et al.</i> 1987); (D) Nb-Y-3Ga and Nb-Y-Ce ternary diagrams for the Mapuera granitoids (Eby 1992). References and simbology of samples and field as in Figure 9. ....	52
Figure 14. (A) CaO/(FeOt+MgO+TiO <sub>2</sub> ) versus CaO+Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> and (B) CaO/(FeOt+MgO+TiO <sub>2</sub> ) <i>versus</i> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> diagrams (Dall’Agnol and Oliveira 2007); (C) (Nb/Zr) <sub>N</sub> versus Zr diagram (Thiéblemont & Tegye 1994); (D) log [CaO/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)] versus SiO <sub>2</sub> diagram (Brown <i>et al.</i> 1984). SNB – Sierra Nevada Batholith, PCB – Peru Coastal Batholith, NGCA – New Guinea Continental Arc. References and simbology of samples and field as in Figure 9. ....	53
Figure 15. Cathodoluminescence images of representative analyzed zircon grains from the granitoids of the Caxipacoré and Água Branca suites. Circles mark spots analyzed by LA-ICP mass spectrometer (15-30 µm-size). ....	54
Figure 16. Concordia diagrams for the analyzed zircon grains by LA-ICP-MS from (A), (B) Caxipacoré, (C) Água Branca and (D) Mapuera suites. Grayish ellipses are not included in the age calculation. ....	59

Figure 17.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  versus time ( $T_{\text{Ga}}$ ) diagram, showing the isotopic composition of the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera suites. Fields of Archean and Paleoproterozoic crusts are from Avelar *et al.* (2003) and Costa *et al.* (2006) while the elliptical fields are from Barreto *et al.* (2014), Almeida (2006) and Lamarão *et al.* (2005). ..... 68

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO I

Tabela 1 - Compilação de dados geocronológicos existentes para os granitoides 1,90-1,86 Ga (suítes Água Branca e Mapuera) e 2,0-1,95 Ga (suítes Caxipacoré, Serra Dourada, Martins Pereira e Pedra Pintada) na porção norte das províncias Amazônia Central (Domínio Erepecuru-Trombetas) e Tapajós-Parima (Domínio Uatumã-Anauá). .....9

### CAPÍTULO II

Table 1. Available geochronological data for the 1.90-1.86 Ga granitoids (Água Branca and Mapuera suites) and 2.0-1.95 Ga granitoids (Caxipacoré, Serra Dourada, Martins Pereira and Pedra Pintada suites) in the northern para of the Central Amazon (Erepecuru-Trombetas Domain) and Tapajós-Parima/Venturari-Tapajós (Uatumã-Anauá Domain) provinces. 33

Table 2. Average modal composition of the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids. ....38

Table 3. Whole-rock major and trace elements for the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids. ....46

Table 4. Summary of LA-ICP-MS dating of the zircon grains from Caxipacoré and Água Branca suites. ....55

Table 5. Whole-rock Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data from Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids. ....61

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	xi
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xv
<b>CAPÍTULO I</b> .....	1
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA .....	2
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	4
<b>1.3.1 Contexto Geotectônico</b> .....	4
<b>1.3.2 Domínio Erepecuru-Trombetas</b> .....	6
1.4 PROBLEMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO.....	11
1.5 OBJETIVOS .....	12
1.6 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO .....	13
<b>1.6.1 Formação Igarapé Paboca</b> .....	13
<b>1.6.2 Suíte Intrusiva Caxipacoré</b> .....	14
<b>1.6.3 Suíte Intrusiva Água Branca</b> .....	15
<b>1.6.4 Grupo Iricoumé</b> .....	15
<b>1.6.5 Suíte Intrusiva Mapuera</b> .....	15
<b>1.6.6 Rochas Máficas Indiferenciadas</b> .....	16
<b>1.6.7 Diabásio Suretama</b> .....	16
<b>1.6.8 Formação Urupi</b> .....	16
1.7 MATERIAIS E MÉTODOS .....	17
<b>1.7.1 Materiais</b> .....	17
<b>1.7.2 Métodos</b> .....	17
<b>CAPÍTULO II</b> .....	25
<b>Artigo: PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH IN THE TROMBETAS REGION, GUYANA SHIELD, SOUTH AMERICA: EVIDENCES FROM GEOCHEMISTRY AND U-Pb AND Sm-Nd GEOCHRONOLOGY.</b>	
<b>ABSTRACT</b> .....	26
<b>1 INTRODUCTION</b> .....	26



<b>2</b>	<b>GEOLOGICAL SETTING</b> .....	29
<b>3</b>	<b>PREVIOUS GEOCHRONOLOGICAL DATA FOR OROSIRIAN GRANITOIDS IN THE CENTRAL AMAZON AND TAPAJÓS-PARIMA PROVINCES</b> .....	32
<b>4</b>	<b>ANALYTICAL PROCEDURES</b> .....	35
4.1	GEOCHEMISTRY .....	35
4.2	U-Pb GEOCHRONOLOGY .....	36
4.3	Sm-Nd AND Sr ISOTOPIC ANALYSES .....	36
<b>5</b>	<b>RESULTS</b> .....	37
5.1	PETROGRAPHY .....	37
<b>5.1.1</b>	<b>Caxipacoré Suite</b> .....	39
<b>5.1.2</b>	<b>Água Branca Suite</b> .....	39
<b>5.1.3</b>	<b>Mapuera Suite</b> .....	42
5.2	GEOCHEMISTRY .....	44
5.3	U-Pb GEOCHRONOLOGY .....	54
5.4	Sm-Nd AND Sr ISOTOPIC RESULTS.....	59
<b>6</b>	<b>DISCUSSION</b> .....	62
6.1	AGES AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS .....	62
6.2	GEODYNAMIC ENVIRONMENT .....	64
6.3	CONSIDERATIONS ON SOURCES .....	66
6.4	CENTRAL AMAZON PROVINCE: IMPLICATIONS FOR THE BOUNDARIES AND AGES .....	69
<b>7</b>	<b>CONCLUDING REMARKS</b> .....	70
	<b>ACKNOWLEDGEMENTS</b> .....	71
	<b>REFERENCES</b> .....	71
	 <b>CAPÍTULO III</b> .....	81
	<b>CONCLUSÕES</b> .....	81
	 <b>REFERÊNCIAS</b> .....	83

---

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A região noroeste do Pará apresenta importante registro de sucessivos eventos magmáticos orosirianos de natureza vulcânica e plutônica ocorridos nos intervalos de 1,99-1,96 Ga, e 1,90-1,86 Ga. Estes eventos magmáticos estão inseridos no contexto da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004; Santos *et al.* 2006). No Domínio Erepecuru-Trombetas (Vasquez & Rosa-Costa 2008), porção ocidental da Província Amazônia Central, a norte da Bacia do Amazonas, são reconhecidas duas grandes associações vulcano-plutônicas. A mais jovem, em torno de 1,90-1,86 Ga é constituída pelas suítes intrusivas Água Branca e Mapuera e pelo Grupo Iricoumé (Jorge João *et al.* 1984; Vasquez & Rosa-Costa 2008; Barreto *et al.* 2013; Castro *et al.* 2014). A mais antiga, com idades em torno de 1,99-1,95 Ga, foi identificada recentemente em rochas vulcânicas e plutônicas localizadas em áreas próximas aos rios Trombetas e Caxipacoré e definidas respectivamente como Formação Igarapé Paboca e Suíte Intrusiva Caxipacoré (Barreto *et al.* 2013; Leal *et al.* 2013; Castro *et al.* 2014).

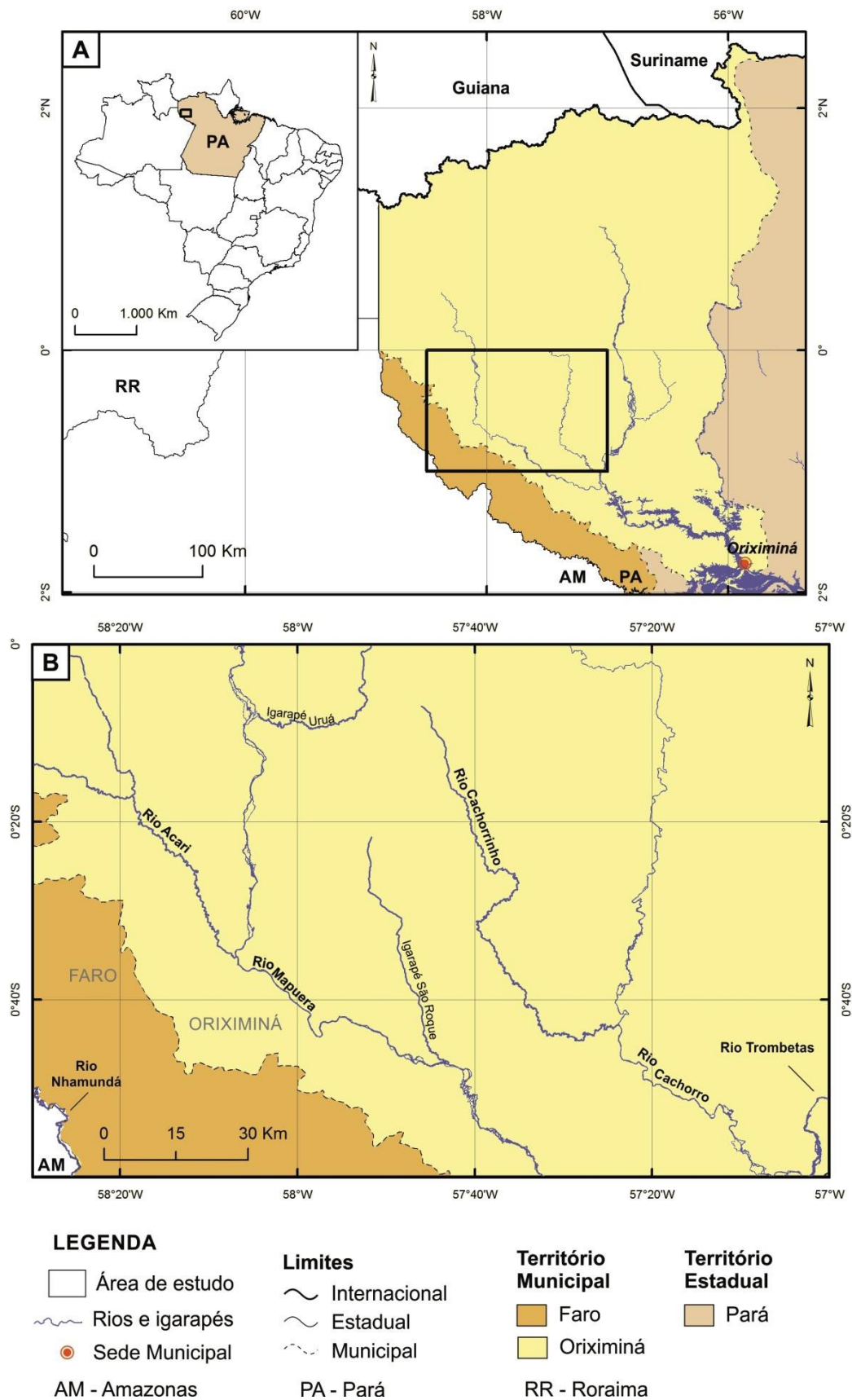
Durante décadas, levantamentos de campo foram inviabilizados no Domínio Erepecuru-Trombetas devido à densa cobertura vegetal e à ausência de estradas e/ou rodovias. Em 2011, no entanto, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), através da Superintendência de Belém, iniciou novas campanhas de mapeamento geológico no âmbito da Folha Rio Trombetas (Castro *et al.* 2004) somadas a novos dados petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e estudos aerogeofísicos (Barreto *et al.* 2013, 2014; Leal *et al.* 2015; Rosa-Costa & Andrade 2015 *no prelo*). Apesar dos recentes avanços, muitos questionamentos têm sido levantados a respeito da idade e do ambiente geodinâmico de formação das principais associações vulcano-plutônicas expostas no Domínio Erepecuru-Trombetas. Além disso, as principais suítes plutônicas (Caxipacoré, Água Branca e Mapuera) apresentam um conjunto de informações petrográficas, geoquímicas e, sobretudo geocronológicas, ainda muito superficial, visto que, algumas conclusões foram apenas inferidas sem uma base consistente de dados e/ou realizados a partir de informações de projetos de mapeamento em escala apenas de reconhecimento, subsidiados por métodos geocronológicos imprecisos e limitados. Portanto, a ausência de estudo de detalhe sobre os granitoides dessa área justifica a importância do tema escolhido para essa dissertação.

Com objetivo de contribuir para o conhecimento geológico dessa região, essa dissertação intitulada “*Geoquímica e geocronologia U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr dos granitoides orosirianos do Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará*” foi elaborada seguindo o modelo de integração de artigo científico de acordo com as normas estabelecidas pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG/UFPA) e teve o suporte do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e foi realizado em cooperação com a CPRM – Serviço Geológico do Brasil, através da Superintendência de Belém.

A estrutura organizacional desse trabalho inclui um capítulo introdutório (Capítulo 1), onde é abordada a apresentação da pesquisa, localização da área de estudo, contextualização regional. Destacam-se os aspectos gerais do Domínio Erepecuru-Trombetas, dados geocronológicos disponíveis para as principais suítes plutônicas e a descrição das unidades litoestratigráficas que afloram na área de estudo. Em seguida, são definidos a problemática e os objetivos que motivaram o desenvolvimento dessa pesquisa e os procedimentos analíticos aplicados. No capítulo 2, que constitui a parte central da dissertação, são apresentados os resultados da caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica das suítes plutônicas identificadas na área de estudo, na forma de um artigo científico a ser submetido em um periódico internacional. Finalmente, no último capítulo (Capítulo 3), os resultados obtidos e as conclusões serão discutidos de forma integrada.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área escolhida para estudo situa-se na porção noroeste do Estado do Pará, abrangendo geograficamente parte dos municípios de Oriximiná e Faro e com limite sudoeste com Estado do Amazonas (Figura 1A). A área constitui o polígono da Folha Rio Mapuera (SA.21-V-B) e é limitada pelos paralelos 0° e 1° 00’S e meridianos 58° 50’W e 57° 00’ W, totalizando aproximadamente 18.000 Km<sup>2</sup>. O acesso à área pode ser feito via transporte aéreo ou fluvial, partindo de Belém até a cidade de Oriximiná, na margem esquerda do rio Amazonas e a entrada na área da Folha Rio Mapuera só é possível via fluvial. O mapeamento geológico dessa região, bem como a coleta das amostras foi executado pela CPRM-Belém (Jorge João *et al.* 1984) em perfis realizados nos principais cursos d’água (rios Mapuera, Acari, Cachorro, Cachorrinho e Trombetas), sua principal via de acesso (Figura 1 B).



**Figura 1** – Localização da área de estudo (Folha Rio Mapuera) na região noroeste do Estado do Pará (A), com destaque para a rede hidrográfica, principal via de acesso (B).

## 1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 1.3.1 Contexto Geotectônico

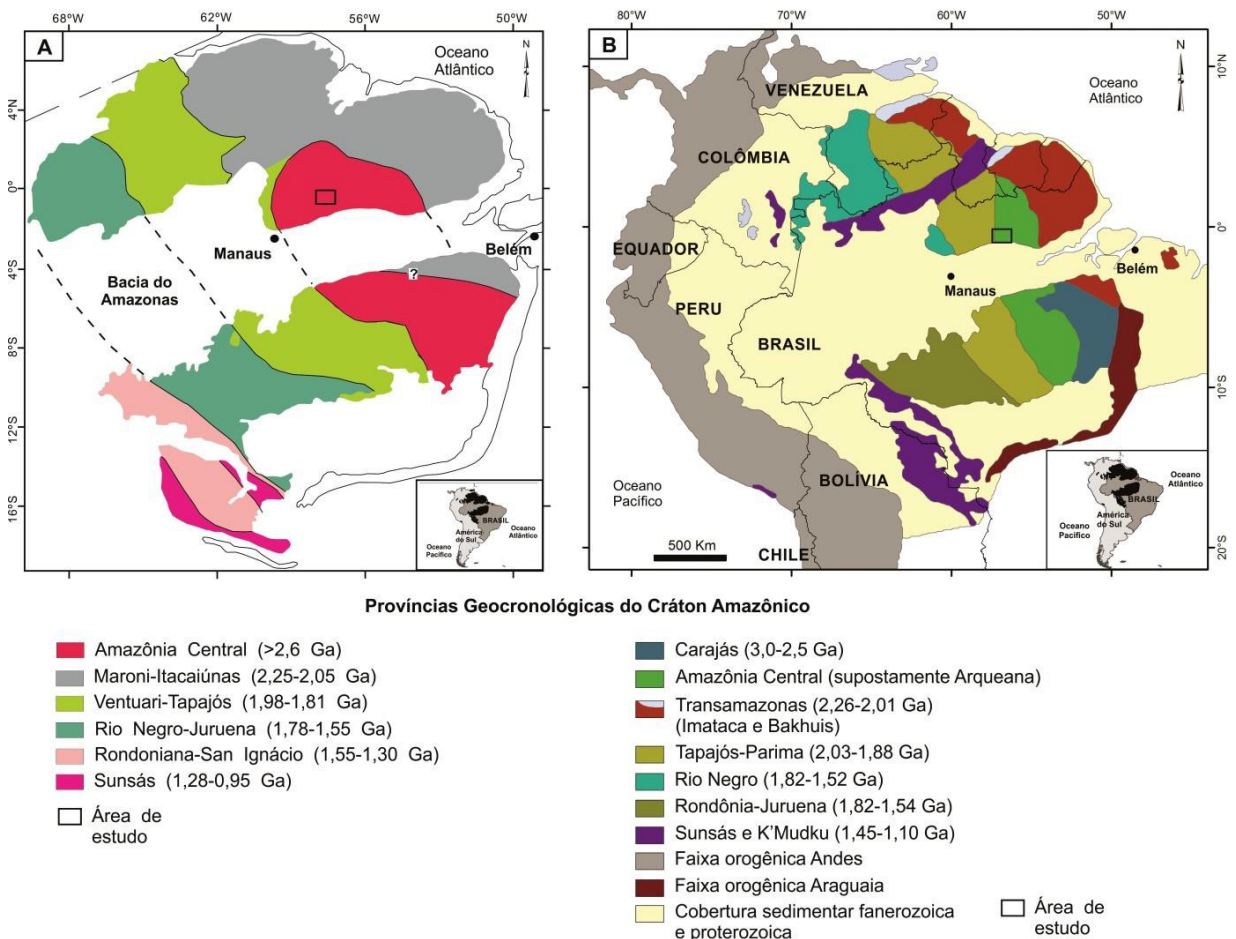
Diversos modelos têm sido propostos por diferentes autores em busca do entendimento da evolução tectônica do Cráton Amazônico (Cordani *et al.* 1979; Hasui *et al.* 1984; Teixeira *et al.* 1989; Sato and Tassinari 1997; Tassinari *et al.* 2000; Santos 2003). Os mais recentes modelos propostos e amplamente discutidos na literatura são os de Tassinari & Macambira (1999, 2004; Figura 2A) e Santos *et al.* (2000, 2006; Figura 2B), apesar de ambos seguirem a mesma linha inicial proposta por Cordani *et al.* (1979). Em linhas gerais, esses modelos enfocam uma compartimentação do cráton em diversas províncias tectono-geocronológicas com base em dados geocronológicos, padrões estruturais e evolução geodinâmica. Além disso, em cada província, são estabelecidas compartimentações tectônicas, resultando na delimitação de diversos domínios tectônicos (Reis *et al.* 2003, 2006; Figura 3; Vasquez & Rosa-Costa 2008).

Uma importante diferença entre ambos os modelos está na extensão e nos limites entre as províncias, especialmente os da Província Amazônia Central. Para Tassinari & Macambira (1999, 2004), a Província Amazônia Central é constituída por um embasamento Arqueano, exposto na porção sudeste da província (Bloco Carajás, >2.5 Ga) e por associações vulcano-plutônicas mais jovens (1,88-1,86 Ga) geradas por fusão de crosta arqueana em profundidade. Por outro lado, Santos *et al.* (2000, 2006) não considera o bloco arqueano de Carajás como parte da Província Amazônia Central, embora uma origem arqueana pode ser admitida, considerando-se a existência de extensas áreas que ainda não foram isotopicamente caracterizadas, o que explicaria a aparente ausência de rochas arqueanas aflorantes. Apesar de apresentarem pontos divergentes, ambos os modelos consideram uma origem arqueana para as rochas da Província Amazônia Central, baseada principalmente em idades modelo Nd  $T_{DM}$  entre 3,0 e 2,5 Ga (Sato & Tassinari 1997; Dall’Agnol *et al.* 1999, Tassinari & Macambira 1999, 2004; Santos *et al.* 2000).

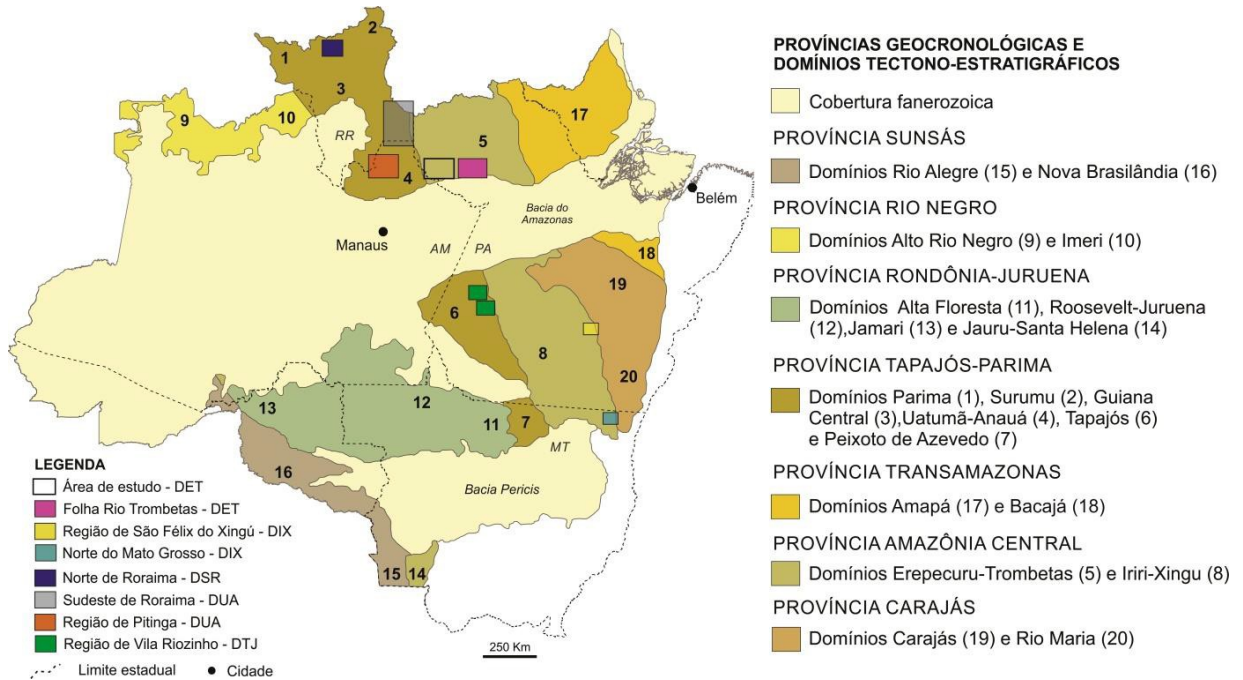
De modo geral, as considerações feitas para a Província Amazônia Central foram baseadas por dados isotópicos (Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb) obtidos exclusivamente na porção sul da província no Escudo Brasil Central, enquanto a porção norte, no Escudo das Guianas, foi definida predominantemente por correlação. As primeiras informações geocronológicas precisas foram obtidas por Barreto *et al.* (2013, 2014) em rochas vulcânicas expostas no Domínio Erepecuru-Trombetas. Idades modelo Nd- $T_{DM}$  entre 1,98 e 2,39 Ga apontaram para fontes predominantemente paleoproterozoicas e não arqueanas para a porção norte da Província

Amazônia Central, diferentemente do que vem sendo admitido por Tassinari & Macambira (2004) e Santos *et al.* (2006) para a mesma região. Baseado nesses dados, Barreto *et al.* (2014) questionaram a existência de um substrato crustal arqueano e propuseram que a porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas pode representar na verdade uma extensão do Domínio Uatumã-Anauá, localizado a oeste na Província Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós, devido a forte semelhança litológica, geoquímica e geocronológica com este domínio.

Seguindo essas propostas, a área de estudo está situada na porção norte da Província Amazônia Central, acima da Bacia do Amazonas, mas especificamente na parte oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas.



**Figura 2** - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com os modelos de (A) Tassinari & Macambira (2004) e (B) Santos *et al.* (2006), incluindo a localização da área de estudo.

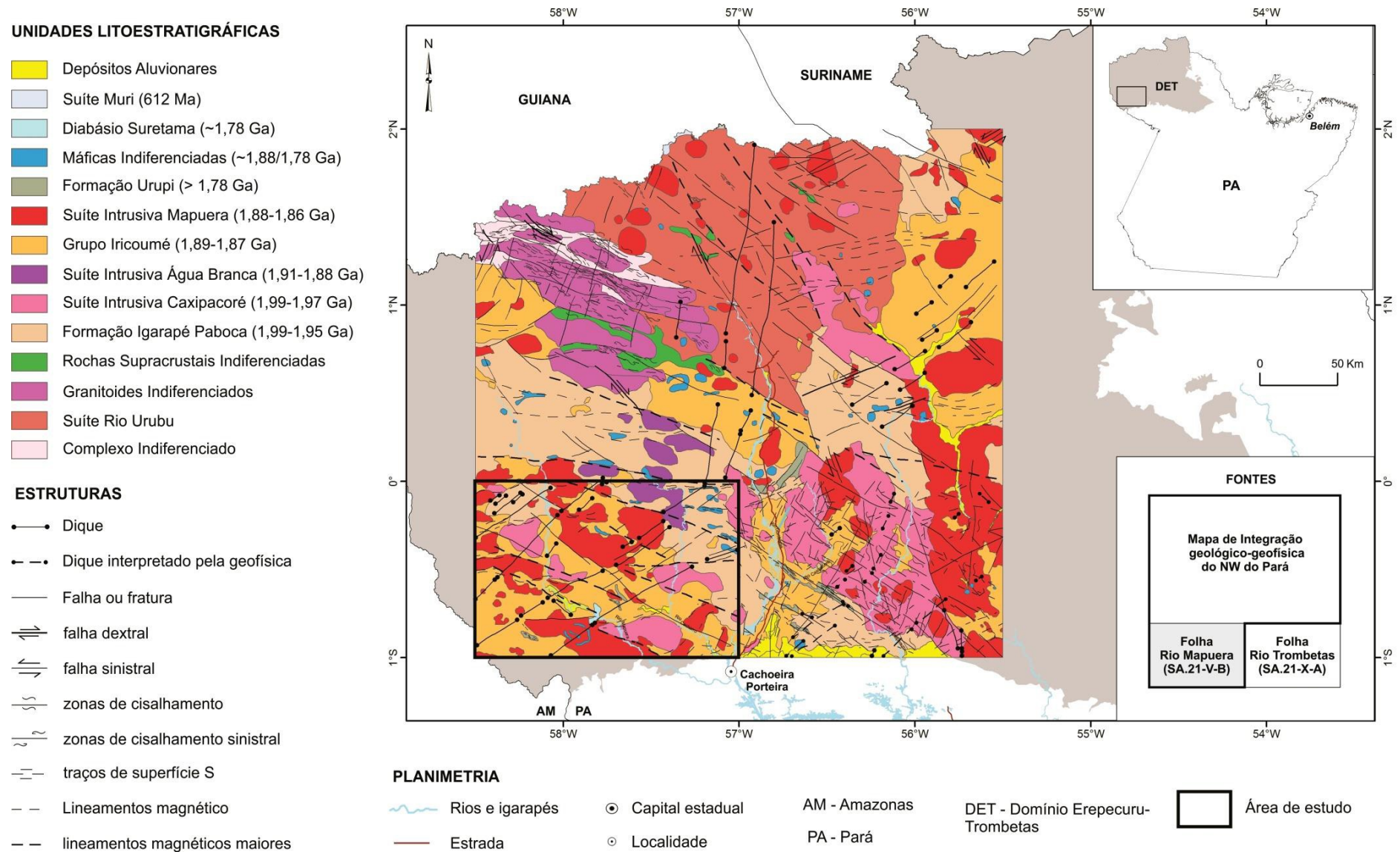


**Figura 3** – Províncias geocronológicas e domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico. *Fonte: Reis et al. (2006).* Quadros coloridos representam as diversas áreas de ocorrência das associações vulcano-plutônicas orosirianas na porção central do Cráton Amazônico.

### 1.3.2 Domínio Erepecuru-Trombetas

#### 1.3.2.1 Características gerais

Nos últimos anos, a atual configuração litoestratigráfica do Domínio Erepecuru-Trombetas vem sendo amplamente discutida, principalmente a respeito dos eventos magmáticos que geraram as expressivas associações vulcano-plutônicas que caracterizam o domínio em sua porção oeste (Figura 4). Baseando-se nas recentes revisões realizadas por Rosa-Costa & Andrade (2015, *no prelo*) e Castro *et al.* (2014), o Domínio Erepecuru-Trombetas é constituído por unidades do embasamento de idade Arqueana (?) e/ou Paleoproterozoica (Complexo Indiferenciado e sequências metavulcanossedimentares) e duas associações vulcano-plutônicas Orosirianas com idades de aproximadamente 1,89 e 1,99 Ga. A mais jovem, constituída pelos granitoides das suítes intrusivas Água Branca e Mapuera e pelas rochas vulcânicas contemporâneas reunidas no Grupo Iricoumé, e a mais antiga, constituída pelos granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré e vulcânicas da Formação Igarapé Paboca. Rochas sedimentares paleoproterozoicas (Formação Urupi) e paleozoicas (Grupo Trombetas e Formação Maecuru) também são descritas, assim como rochas máficas indiferenciadas, diabásios e nefelina sienitos. Na área de estudo, localizada na porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, somente as unidades do embasamento e as rochas sedimentares paleozoicas não são cartografadas (Figura 5).



**Figura 4** - Mapa de integração geológico-geofísica do NW do Pará e da Folha Rio Trombetas. *Fonte:* Rosa-Costa & Andrade (2015, *no prelo*) e Castro *et al.* (2014).



### 1.3.2.2 Dados geocronológicos disponíveis

Apesar de ampla exposição no Domínio Erepecuru-Trombetas, as suítes intrusivas Água Branca e Mapuera apresentam um conjunto de informações geocronológicas muito limitado e/ou obtido a partir de metodologias inadequadas e pouco precisas. Em contrapartida, a oeste, na Província Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós, no âmbito do Domínio Uatumã-Anauá, essas suítes possuem um amplo acervo de dados geocronológicos, tendo sido, portanto as bases para a determinação das idades de cristalização desses granitoides. Na Tabela 1 é apresentada uma compilação de dados geocronológicos disponíveis para as suítes estudadas.

No Domínio Erepecuru-Trombetas, a única referência geocronológica para a Suíte Intrusiva Água Branca era uma isócrona Rb-Sr em rocha total, indicando uma idade de  $1910 \pm 23$  Ma (Jorge João *et al.* 1985), enquanto a Suíte Intrusiva Mapuera possui uma idade de  $1773 \pm 53$  Ma, obtida pelo método Rb-Sr em rocha total e duas idades Pb-Pb em zircão ( $1889 \pm 2$  e  $1861 \pm 20$  Ma) obtidas recentemente por Castro *et al.* (2014) em granitoides próximos aos rios Erepecuru e Trombetas. Por outro lado, as idades de cristalização da Suíte Intrusiva Água Branca no Domínio Uatumã-Anauá foram determinadas entre 1,91 e 1,89 Ga, pelos métodos de evaporação de Pb e U-Pb (SHRIMP) em zircão (Santos 2003; Santos *in* Reis *et al.* 2003; Almeida 2006; Reis *et al.* 2006; Valério *et al.* 2009), enquanto a Suíte Intrusiva Mapuera apresenta idades entre 1,88 e 1,86 Ga (referências na tabela). Rochas vulcânicas correlatas a Suíte Intrusiva Mapuera são representadas pelo Grupo Iricoumé e apresentam idades entre 1,89 e 1,87 Ga (Costi *et al.* 2000; Macambira *et al.* 2002; Almeida 2006; Ferron *et al.* 2006; Valério *et al.* 2009; Costa 2010; Barreto *et al.* 2013; Marques *et al.* 2014; Castro *et al.* 2014).

Para a Suíte Intrusiva Caxipacoré, Leal *et al.* (2015), por meio do método Pb-Pb em zircão, obtiveram as idades de  $1982 \pm 9$  Ma e  $1977 \pm 4$  Ma em granitoides aflorantes no leito do Rio Caxipacoré e que anteriormente eram cartografados como pertencente à Suíte Intrusiva Mapuera. Dados geocronológicos similares foram obtidas por Castro *et al.* (2014) em granitoides nas imediações ao rio Erepecuru e seus afluentes, revelando idades U-Pb em zircão de  $1985 \pm 5$  e  $1985 \pm 4,4$  Ma. O correspondente vulcânico da Suíte Intrusiva Caxipacoré é representado pela Formação Igarapé Paboca, cujas idades são definidas entre 1,99 e 1,95 Ga (Barreto *et al.* 2013; Castro *et al.* 2014). No Domínio Uatumã-Anauá, rochas plutônicas com idades entre 2,0 e 1,96 Ga são representadas pelas suítes Martins Pereira e Serra Dourada (Almeida *et al.* 2007; Faria *et al.* 2002), e a norte do Estado de Roraima, no Domínio Surumu, pelas rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e vulcânicas do Grupo Surumu

(Schobbenhaus *et al.* 1994; Almeida *et al.* 1997; Santos 1999, 2003; Fraga *et al.* 2010) e que definem o Evento vulcano-plutônico Orocaima (Reis *et al.* 2000).

**Tabela 1** - Compilação de dados geocronológicos existentes para os granitoides 1,90-1,86 Ga (suítes Água Branca e Mapuera) e 2,0-1,95 Ga (suítes Caxipacoré, Serra Dourada, Martins Pereira e Pedra Pintada) na porção norte das províncias Amazônia Central (Domínio Erepecuru-Trombetas) e Tapajós-Parima (Domínio Uatumã-Anauá).

*(continua)*

Unidade	Região	Litologia	Idade (Ma)	Método	Fonte	
<b>Domínio Erepecuru-Trombetas (Província Amazônia Central)</b>						
Suíte Intrusiva						
Água Branca	Noroeste do PA	-	1910 ± 23	Rb-Sr - rt	1	
Suíte Intrusiva Mapuera						
	Noroeste do PA	-	1773 ± 53	Pb-Pb - zr	2	
	Rio Erepecuru (PA)	Granito	1889 ± 2	U-Pb - LA	3	
	...	...	1861 ± 20	Pb-Pb - zr	3	
Suíte Intrusiva Caxipacoré						
	Rio Caxipacoré (PA)	Sienogranito	1977 ± 4	Pb-Pb - zr	4	
	...	Monzogranito	1982 ± 9	Pb-Pb - zr	4	
	Rio Erepecuru (PA)	Granito	1985 ± 5	U-Pb - LA	3	
	...	...	1985 ± 4.4	U-Pb - LA	3	
<b>Domínio Uatumã-Anauá (Província Tapajós-Parima)</b>						
Suíte Intrusiva Água Branca						
	Rio Içana (AM)	Monzogranito	1889 ± 3	Pb-Pb - zr	5	
	Presidente Figueiredo (AM)	Biotita monzogranito	1890 ± 2	Pb-Pb - zr	6	
		Biotita monzogranito	1895 ± 3	Pb-Pb - zr	6	
		monzogranito	1898 ± 3	Pb-Pb - zr	6	
		Sudeste de RR	Granodiorito?	1891 ± 7	U-Pb - S	7
			Quartzo monzodiorito	1891 ± 6	U-Pb - S	8
			Enderbitito	1890 ± 2	Pb-Pb - zr	8
			granodiorito	1901 ± 5	Pb-Pb - zr	8
			quartzo monzodiorito	1895 ± 3	Pb-Pb - zr	8
			quartzo monzodiorito	1891 ± 2	Pb-Pb - zr	8
Suíte Intrusiva Mapuera						
	Rio Jaburu (RR)	Monzogranito	1871 ± 5	Pb-Pb - zr	8	
		Charnockito	1873 ± 6	U-Pb - S	9	
	Região de Pitinga (AM)	Granito	1861 ± 20	U-Pb - S	10	
		...	1864 ± 13	U-Pb - S	10	
		...	1865 ± 15	U-Pb - S	10	
		...	1872 ± 24	U-Pb - S	11	
		...	1864	U-Pb - S	12	
		...	1877	U-Pb - S	12	
			Biotita granito	1882 ± 4	Pb-Pb - zr	13
			Álcali-feldspato granito	1885 ± 4	Pb-Pb - zr	13
			Biotita sienogranito	1875 ± 4	Pb-Pb - zr	13
			Sienogranito granof.	1882 ± 2	Pb-Pb - zr	13
		Sienogranito	1882 ± 3	Pb-Pb - zr	13	

Tabela 1 – Continuação.

(conclusão)

Unidade	Região	Litologia	Idade (Ma)	Método	Fonte
Suíte Intrusiva Mapuera	Rio Alalaú (AM)	Biotita monzogranito	1885 ± 3	Pb-Pb - zr	13
		Biotita monzogranito	1888 ± 3	Pb-Pb - zr	13
		Biotita sienogranito	1875 ± 4	Pb-Pb - zr	14
		Granito	1879 ± 2	U-Pb - S	15
		...	1880 ± 3	U-Pb - S	15
		...	1865 ± 15	U-Pb - S	7
		...	1869 ± 10	U-Pb - S	7
		...	1876 ± 4	U-Pb - S	7
		...	1871 ± 5	U-Pb - S	7
Suíte Intrusiva Serra Dourada	Sudeste de Roraima	Monzogranito	1962 ± 6	U-Pb - ID zr	17
			1948 ± 11	Pb-Pb zr	
		Biotita monzogranito	1975 ± 6	Pb-Pb zr	17
Suíte Intrusiva Martins Pereira	Sudeste de Roraima	Biotita granodiorito	1973 ± 2	Pb-Pb zr	17
		Biotita meta-monzo-			
		Granito	1971 ± 2	Pb-Pb zr	17
Suíte Intrusiva Pedra Pintada	Serra Orocaima (Norte of RR)	Granodiorito	1972 ± 7	U-Pb - S zr	18
		Granodiorito	1956 ± 5	U-Pb - S zr	7
		Granodiorito	1958 ± 11	U-Pb - S zr	19
	Centro-norte de RR	Monzogranito	2009 ± 2	Pb-Pb zr	20
		Quartzo-diorito	1985 ± 1	Pb-Pb zr	20
		Granodiorito	1991 ± 18	U-Pb - LA zr	20
	Monzogranito	2005 ± 45			
		1960 ± 21	Pb-Pb zr	21	

**Abreviações:** AM – Amazonas; PA – Pará; RR – Roraima; rt – rocha total; zr – zircon; LA – Laser Ablation; S - SHRIMP.

**Fonte:** 1 - Jorge João *et al.* (1985); 2 - Oliveira *et al.* (1975); 3 - Castro *et al.* (2014); 4 - Leal *et al.* (2015); 5 - Reis *et al.* (2006); 6 - Valério *et al.* (2009); 7 - Santos (2003); 8 - Almeida (2006); 9 - Santos *et al.* (2001); 10 - Lenharo (1998); 11 - Santos *in* Reis *et al.* (2003); 12 - Santos *in* Reis *et al.* (2006); 13 - Ferron *et al.* (2006); 14 - Ferron *et al.* (2010); 15 - Santos *et al.* (2002); 16 - Lombello (2011); 17 - Almeida *et al.* (2007), 18 - Faria *et al.* (2002), 19 - Santos (1999); 20 - Fraga *et al.* (2010); 21 - Almeida *et al.* (1997).

Ao sul da Bacia do Amazonas, no Escudo das Guianas, eventos magmáticos correspondentes aos dos domínios Erepecuru-Trombetas e Uatumã-Anauá também são cartografados. No Domínio Tapajós, o evento vulcano-plutônico mais antigo (2,0-1,97 Ga) é representado pelos granitoides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Creporizão (incluindo o Granito São Jorge Antigo) e pelas rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho, cujas idades oscilam entre 1,99 e 1,96 Ga (Tassinari 1996; Santos *et al.* 2001, 2004; Vasquez & Klein 2000; Lamarão *et al.* 2002). Já o evento 1,91-1,86 Ga, é constituído pelos granitoides tipo-I

das suítes Tropas e Parauari (Santos *et al.* 2001, 2004; Vasquez *et al.* 2002) e pelos granitos anorogênicos da Suite Intrusiva Maloquinha e rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.* 2002). No Domínio Iriri-Xingu e na porção norte do Estado do Mato Grosso, as associações vulcano-plutônicas datadas entre 1,88-1,86 são constituídas pelas rochas graníticas das suítes intrusivas Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2002) e Rio Dourado (Barros *et al.* 2006, 2011) e pelas rochas vulcânicas do Grupo Iriri e formações Sobreiro e Santa Rosa (Teixeira *et al.* 2002; Fernandes *et al.* 2011).

#### 1.4 PROBLEMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO

O Domínio Erepecuru-Trombetas é historicamente uma das regiões com menor densidade de informações geológicas do Cráton Amazônico. Sua localização, seus aspectos fisiográficos, condições de acesso e a ausência de estradas e/ou rodovias são fatores importantes que ao longo de décadas impossibilitaram o avanço do conhecimento geológico na região. As primeiras tentativas de conhecimento da região foram realizadas a partir da década de 1970, através de estudos pontuais e projetos de mapeamento geológico em escala de reconhecimento (Geomineração 1972; Lima *et al.* 1974; Montalvão *et al.* 1975; Oliveira *et al.* 1975; Araújo *et al.* 1976; Chaves 1977; CPRM 1978; Veiga Jr. *et al.* 1979; Jorge *et al.* 1984; Lemos *et al.* 1988; Lemos & Gaspar 2002).

Em 2011, a CPRM iniciou novos trabalhos de mapeamento geológico na região, através do Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A), a leste da área de estudo, cujos dados são sintetizados em Castro *et al.* (2014). Adicionalmente, no contexto da Folha Rio Trombetas, Barreto *et al.* (2013, 2014) e Leal *et al.* (2015) desenvolveram estudos direcionados às rochas do Grupo Iricoumé, Formação Igarapé Paboca e Suíte Intrusiva Caxipacoré, que envolveram caracterização petrográfica, geoquímica, geocronológica e aerogeofísica destas unidades magmáticas. Além disso, Rosa-Costa & Andrade (2015) vem propondo atualizações do mapa geológico da região, por meio do Projeto de Integração Geológico-Geofísica do Noroeste do Pará, executado pela CPRM, baseado em informações de campo disponíveis, interpretação de imagens aerogeofísicas e correlações com áreas detalhadamente estudadas.

Apesar do avanço do conhecimento geológico do Domínio Erepecuru-Trombetas nos últimos anos, as principais suítes plutônicas aqui estudadas (Caxipacoré, Água Branca e Mapuera) foram definidas com base em um conjunto muito limitado de dados geocronológicos, às vezes obtidos por metodologias pouco precisas e com erros analíticos

elevados. Portanto, a problemática que envolve as rochas plutônicas do Domínio Erepecuru-Trombetas está relacionada principalmente à escassez de informações geológicas, sobretudo geocronológicas e geoquímicas.

Essa região apresenta ainda posicionamento geográfico estratégico, importante para o entendimento dos processos geológicos que levaram a formação das expressivas associações vulcano-plutônicas orosirianas que caracterizam o Domínio Erepecuru-Trombetas. Um ponto a ser discutido é relativo à existência e importância do evento magmático orosiriano mais antigo com idade de 1,99 Ga, identificado recentemente por Barreto *et al.* (2013), Castro *et al.* (2014) e Leal *et al.* (2015). É importante definir qual a extensão relativa desses eventos de 1,89 Ga e 1,99 Ga, assim como entender o contexto geodinâmico desses episódios magmáticos.

Outro questionamento nesse sentido, é quanto à existência ou não de uma crosta continental arqueana na porção norte da Província Amazônia Central, considerando que os primeiros dados Sm-Nd obtidos por Barreto *et al.* (2014) e Castro *et al.* (2014) em rochas plutônicas e vulcânicas/piroclásticas (Grupo Iricoumé, Formação Igarapé Paboca, Suíte Intrusiva Caxipacoré) apontaram para fontes paleoproterozoicas e não arqueanas.

De ponto de vista geotectônico, a área desse estudo encontra-se ainda no limite entre as províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima, segundo a proposta de Santos *et al.* (2006), tornando-se importante para as propostas vigentes de compartimentação tectono-geocronológica do Cráton Amazônico.

## 1.5 OBJETIVOS

Nessa dissertação de mestrado pretende-se estudar mais detalhadamente as rochas plutônicas que afloram na porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, baseando-se na caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica (métodos U-Pb em zircão, Sr e Sm-Nd em rocha total), assim como, definir o posicionamento estratigráfico e cronológico das rochas plutônicas orosirianas, colaborando para o conhecimento da evolução geodinâmica da Província Amazônia Central. Nesse sentido, toma-se como objetivos específicos:

- Identificar os episódios magmáticos orosirianos por meio de datações U-Pb em zircão;
- Definir o(s) ambiente(s) geodinâmico(s) de formação, com base na caracterização petrográfica e, sobretudo, geoquímica;

- Estabelecer correlações entre as rochas plutônicas do Domínio Erpecuru-Trombetas com rochas de outros domínios de ocorrência do magmatismo granítico orosiriano;
- Definir a idade de formação da crosta continental da Província Amazônia Central, a norte da bacia do Amazonas, pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total, com a obtenção de idades modelo  $T_{UR}$  e  $T_{DM}$ , respectivamente;
- Avaliar a hipótese de existência de um substrato crustal arqueano por meio de zircões herdados e/ou idades modelo  $T_{DM}$  e  $T_{UR}$  que indiquem fonte arqueana;
- Identificar as fontes dos granitoides a partir da obtenção do parâmetro  $\epsilon Nd$ .

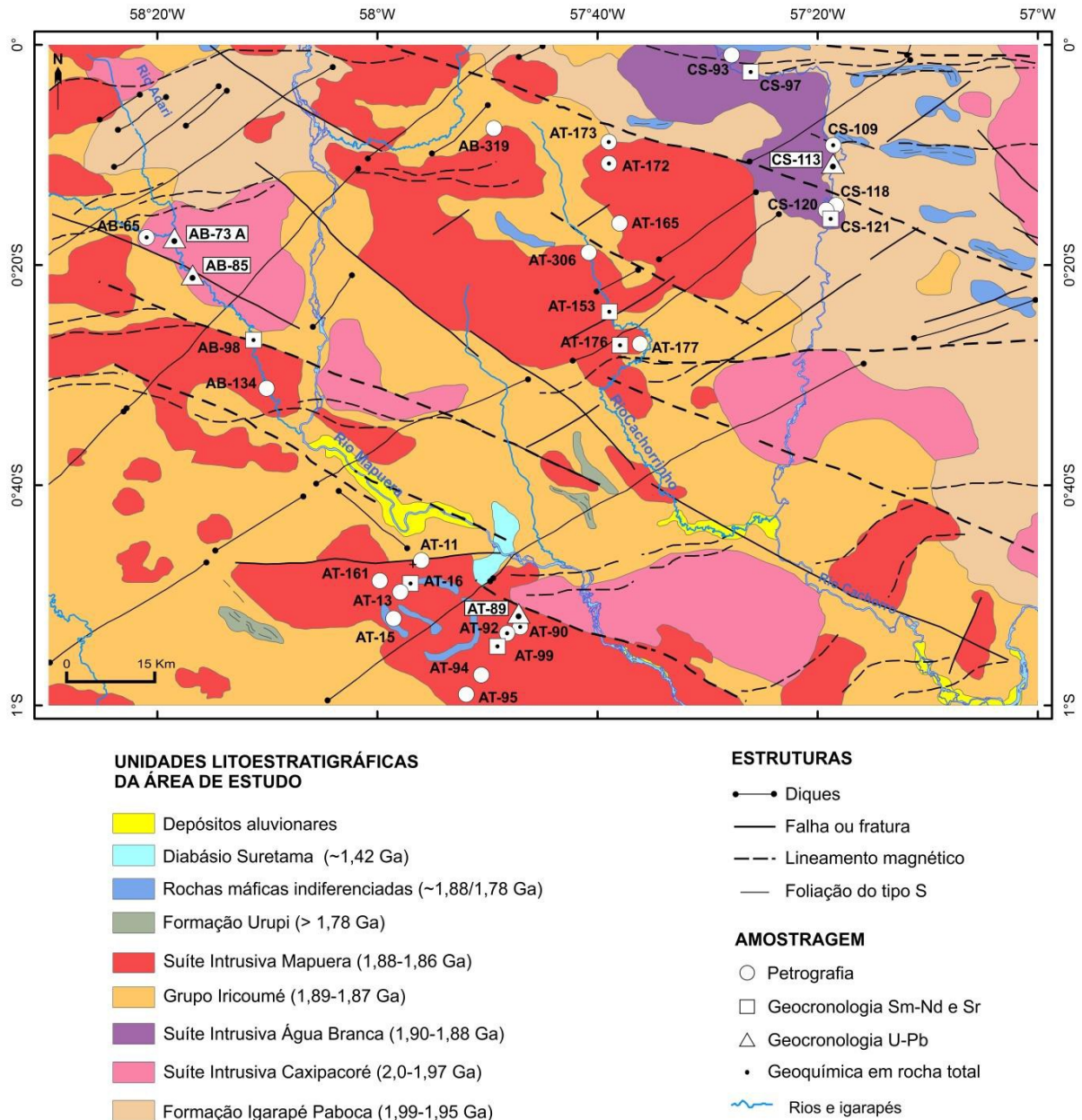
## 1.6 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Adotando-se o novo mapa geológico da porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, proposta por Rosa-Costa & Andrade (2015, *no prelo*), a área de estudo é constituída predominantemente pelas rochas vulcânicas explosivas e efusivas do Grupo Iricoumé e Formação Igarapé Paboca e por rochas monzo a álcali-feldspato graníticas das suítes intrusiva Mapuera e Caxipacoré. Ocorrem ainda, em menor proporção, os granitoides da Suíte Intrusiva Água Branca, o diabásio Suretama, rochas máficas indiferenciadas e as rochas sedimentares da Formação Urupi (Figura 5).

### 1.6.1 Formação Igarapé Paboca

O termo Formação Igarapé Paboca foi proposto por Castro *et al.* (2014) em referência as rochas efusivas e piroclásticas relacionadas ao episódio magmático de 1,99-1,96 Ga recentemente identificado no Domínio Erepecuru-Trombetas. A individualização da unidade na área de estudo foi baseada essencialmente a partir da interpretação de imagens aerogeofísicas, informações de campo e por correlações com a Folha Rio Trombetas, a oeste, onde foram datados por Barreto *et al.* (2013) e Castro *et al.* (2014), revelando idades Pb-Pb em zircão de  $1992 \pm 3$  e U-Pb em zircão de  $1948 \pm 6$  Ma, 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, latitos, ignimbritos andesíticos, lamprófiros, tufos e brechas (Barreto *et al.* 2013; Castro *et al.* 2014).



**Figura 5** - Mapa geológico da área de estudo, com a localização das amostras estudadas. *Fonte:* Rosa-Costa & Andrade (2015, *no prelo*).

### 1.6.2 Suíte Intrusiva Caxipacoré

As rochas consideradas como os correspondentes plutônicos do magmatismo de 1,99-1,98 Ga foram englobadas à Suíte Intrusiva Caxipacoré. Esta unidade foi definida por Castro *et al.* (2014), sendo composta por álcali-feldspato granitos, sienogranitos, monzogranitos e granitoides portadores de anfibólio e biotita, geralmente isotrópicos, inequigranulares, de granulação média a grossa e localmente com textura rapakivi e deformação cataclástica (Leal *et al.* 2015). Segundo Castro *et al.* (2014), esses granitoides apresentam afinidade geoquímica semelhante ao dos granitos cálcio-alcálicos de alto K a

shoshoníticos. Dados geocronológicos recentes forneceram idades Pb-Pb em zircão de  $1982\pm 9$  e  $1977\pm 4$  Ma (Leal *et al.* 2015) e U-Pb em zircão de  $1985\pm 5$  Ma (Castro *et al.* 2014) no âmbito da Folha Rio Trombetas.

### 1.6.3 Suíte Intrusiva Água Branca

A Suíte Intrusiva Água Branca, definida inicialmente por Oliveira *et al.* (1996), apresenta um amplo espectro composicional, 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). No geral, apresentam aspectos acinzentados, de granulação média a grossa, equigranulares a porfiríticos, isotrópicos a localmente foliados (foliação milonítica). No Domínio Erepecuru-Trombetas, a única referência geocronológica para essa suíte é uma isócrona Rb-Sr em rocha total, indicando uma idade de  $1910\pm 23$  Ma (Jorge João *et al.* 1985).

### 1.6.4 Grupo Iricoumé

O Grupo Iricoumé é constituído por rochas efusivas, termos hipabissais e rochas piroclásticas, ácidas a intermediárias, com predominância composicional de riolitos a dacitos, com subordinados andesitos, latitos e traquitos, com afinidade cálcio-alcalina de alto K (Oliveira *et al.* 1975; Jorge João *et al.* 1984; Barreto *et al.* 2013, 2014; Castro *et al.* 2014). No Domínio Erepecuru-Trombetas, os dados geocronológicos disponíveis foram obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total, fornecendo idades de  $1835 \pm 35$  Ma (Oliveira *et al.* 1975) e  $1870\pm 58$  Ma (Chaves *et al.* 1977), as quais, foram interpretadas como idades de cristalização dessas rochas vulcânicas. Recentemente, Barreto *et al.* (2013) obtiveram idades de  $1888\pm 2,5$  Ma e  $1889\pm 2$  Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão, em ignimbritos coletados na confluência entre os rios Trombetas e Caxipacoré e Castro *et al.* (2014), com idade de  $1888 \pm 8,6$  Ma em rochas vulcânicas na mesma região.

### 1.6.5 Suíte Intrusiva Mapuera

A Suíte Intrusiva Mapuera, definida inicialmente por Melo *et al.* (1978), é composta por 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 porfirítica, e variações de texturas rapakivi e granofírica, formando extensos batólitos e *stocks*, mantendo uma relação de intrusão com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Jorge João *et al.* 1984,



Vasquez & Rosa-Costa 2008, Castro *et al.* 2014). Dados geocronológicos disponíveis no Domínio Erepecuru-Trombetas foram obtidos por Oliveira *et al.* (1975), revelando uma idade de  $1773\pm 53$  Ma, obtida pelo método Rb-Sr em rocha total. Recentemente, Castro *et al.* (2014), obtiveram duas idades Pb-Pb em zircão de  $1889\pm 2$  e  $1861\pm 20$  Ma, em granitoides aflorantes no leito do rio Erepecuru, a leste da área de estudo.

#### **1.6.6 Rochas Máficas Indiferenciadas**

Alguns corpos de rochas máficas foram identificados por Vasquez & Rosa-Costa (2008) através da interpretação de produtos de sensores remotos e informações de campo. São corpos gabróicos alongados, intrusivos nas rochas do Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera, sem direção preferencial, com cristas tabulares a levemente arredondadas e baixa densidade de drenagem. Não há dados geocronológicos disponíveis para esta unidade, a qual foi interpretada por Vasquez & Rosa-Costa (2008) como magmatismo máfico intracontinental relacionado à extensão orosiriana ( $\sim 1,88$  Ga) ou estateriana ( $\sim 1,78$  Ga).

#### **1.6.7 Diabásio Suretama**

Na região do baixo curso do rio Mapuera, na porção centro-sul da área de estudo, foram cartografados três corpos máficos (Geominação 1972, Montalvão *et al.* 1972, Jorge João *et al.* 1985), que formam a ilha e a serra do Suretama. O litotipo predominante é um olivina diabásio, melanocrático, isotrópico, de granulação média agrossa, com textura ofítica equigranular, constituído mineralogicamente por plagioclásio (labradorita), titanoaugita, olivina, hiperstênio, quartzo, hornblenda, minerais opacos e biotita, além de minerais acessórios. Segundo Jorge João *et al.* (1985), estas rochas têm assinatura subalcalina a alcalina, com características geoquímicas semelhantes a dos basaltos continentais, relacionados a ambientes anorogênicos intraplaca. A idade mínima para estas rochas foi estabelecida em  $1420\pm 32$  Ma por Araújo *et al.* (1976), pelo método K-Ar em plagioclásio, enquanto a idade máxima é estabelecida pelas suas principais encaixantes, o Grupo Iricoumé (1,90–1,88 Ga) e a Suíte Intrusiva Mapuera (1,89-1,86 Ga).

#### **1.6.8 Formação Urupi**

A Formação Urupi é constituída por serras alongadas com direção NW-SE, tendo como os principais tipos litológicos quartzo arenitos, arenitos arcoseanos, arenitos líticos com fragmentos de silito, *chert* e de rochas vulcânicas ácidas, conglomerados, argilitos e silitos (Veiga Jr. *et al.* 1979; Jorge *et al.* 1984; Vasquez & Rosa-Costa 2008). Os dados geocronológicos para esta unidade foram obtidos na região de Pitinga no estado do

Amazonas, em diques e soleiras de diabásio da Formação Quarenta Ilhas que seccionam a Formação Urupi. A idade de  $1780 \pm 4$  Ma obtida pelo método U-Pb em badelleyita (Santos *et al.* 2000b, Santos *in* Reis *et al.* 2003) foi considerada a idade mínima desta unidade, enquanto a idade máxima foi estabelecida em 1,88 Ga pelas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, sobre a qual a Formação Urupi repousa discordantemente.

## 1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.7.1 Materiais

A área de estudo é constituída predominante por rochas plutônicas que caracterizam as principais suítes do Domínio Erepecuru-Trombetas. Devido às dificuldades de acesso à área, para realização desse estudo, foram utilizadas amostras coletadas durante a execução do projeto de mapeamento geológico da CPRM-Belém na Folha Rio Mapuera (Jorge João *et al.* 1984). Neste projeto, perfis geológicos foram realizados ao longo dos principais cursos d'água (rios Mapuera, Acari, Cachorrinho e Cachorro; Figura 5). Um conjunto de 32 amostras de granitoides foi selecionado, dos quais 3 são da Suíte Caxipacoré, 7 da Suíte Intrusiva Água Branca e 22 da Suíte Intrusiva Mapuera.

### 1.7.2 Métodos

#### 1.7.2.1 Estudo petrográfico

O estudo petrográfico foi realizado a partir da análise de 32 lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras cedidas pela CPRM-Belém. A análise microtextural e caracterização mineralógica foram realizadas por meio de microscopia ótica enquanto as composições modais foram obtidas por meio de contador automático de pontos da marca *Swift*, com aproximadamente 1500 pontos analisados para cada seção delgada. Os dados modais foram lançados nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976; Le Maitre *et al.* 2002), conforme os princípios de classificação estabelecidos pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS.

#### 1.7.2.2 Geoquímica em rocha total

Para obter a granulometria adequada ( $\sim 200$  mesh), as 17 amostras selecionadas para análise geoquímica foram preparadas na Oficina de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFPA (OPA) em etapas que incluem: (a) trituração das amostras em triturador de mandíbula e moinho a disco; (b) pulverização em shatterbox e gral de ágata mecânico; e (c) homogeneização e quarteamento.

Aproximadamente 100 mg de cada amostra foram encaminhados ao laboratório comercial *ACME-Analytical Laboratories Ltda*, com sede em Vancouver (Canadá), utilizando-se o pacote com os grupos 4A (elementos maiores e menores) e 4B (alguns elementos traço e todos os elementos terras raras). Os óxidos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) foram analisados por espectrometria de massa ICP-AES e os elementos traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), incluindo os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu) foram analisados por espectrometria de massa ICP-MS, de acordo com os protocolos descritos em <http://acmelab.com>. A precisão analítica foi assegurada através da leitura do padrão STD SO-18, brancos químicos e pela análise de duas duplicatas (CS-97 e CS-113).

Os resultados obtidos foram tratados utilizando-se o *software Geochemical Data Toolkit* (GCDkit), versão 3.0 (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>), e posteriormente lançados em diagramas de caracterização geoquímica e geotectônica como os diagramas R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980), A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli 1989), AFM (Irvine & Baragar 1971),  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo & Taylor 1976) e diagramas multielementares para terras raras (ETR), entre outros.

#### 1.7.2.3 Geocronologia U-Pb por LA-ICP-MS

As datações U-Pb em zircão por espectrometria de massa ICP-MS com *laser ablation* (ICP-MS-LA) visam a determinação das idades de cristalização dos granitoides e a identificação de possíveis componentes de Pb herdados para discussão das idades das rochas fontes. Para esse estudo, foram selecionadas 4 amostras de granitoides representativas das suítes Caxipacoré, Água Branca e Mapuera, sendo duas de monzogranitos (AB-85 e AB-73 A), uma de monzonito (CS-113), e uma de álcali-feldspato granito (AT-89), respectivamente.

#### Princípio do método

O sistema U-Pb baseia-se no decaimento dos isótopos-pai  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  para os isótopos-filho  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ , respectivamente. O isótopo  $^{235}\text{U}$  possui uma taxa de desintegração de  $9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$  e meia vida de 703,8 Ma, enquanto o  $^{238}\text{U}$  apresenta uma constante de decaimento de  $1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$  e meia vida de 4468,0 Ma (Jaffey *et al.* 1971; Steiger & Jäger 1977). O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão, devido às seguintes propriedades: i) O mineral incorpora, na sua estrutura, U em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum  $^{204}\text{Pb}$  (comum) durante a cristalização; ii) Tem ocorrência bem distribuída como mineral acessório da maioria das rochas ígneas,

sedimentares e metamórficas; iii) Apresenta a propriedade de frequentemente preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de 800° C. A estrutura do zircão também acomoda  $^{232}\text{Th}$ , o qual produz um isótopo de Pb ( $^{208}\text{Pb}$ ) que não é utilizado na determinação de idades (Shannon 1976; Garbe-Schönberg & Arpe 1997; Košler *et al.* 2002; Dickin 2005; Silva 2006; Hanchar 2014).

O princípio básico da representação do sistema U-Pb baseia-se na curva de referência Concórdia, disposta em um diagrama de eixos coordenados  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Wetherill, 1956) e onde se exibem as variações de razões isotópicas em função do tempo. Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a curva Concórdia têm idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  iguais e podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, são chamadas de concordantes. Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes. Nesse caso, um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (Discórdia), cuja extrapolação (regressão) trunca a Concórdia, nos casos mais simples, em dois pontos os quais correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam as idades de formação e do distúrbio.

O *Laser Ablation* (LA) é um equipamento acessório ao espectrômetro de massa (ICP-MS) acoplado a um microscópio. Estudos recentes têm demonstrado que o método LA-ICP-MS possui resolução espacial da mesma ordem de grandeza da técnica SHRIMP (Walder *et al.* 1993, Horn *et al.* 2000; Košler *et al.* 2002; Willigers *et al.* 2002; Chemale Jr. *et al.* 2012), permitindo a escolha precisa do domínio pontual restrito que se pretende analisar. A extração dos íons da amostra é feita por um feixe de laser de alta energia (abrasão) produzindo um feixe molecular na forma de aerossol de sólidos e gás, o qual é transportado em um gás de He até o ICP-MS (Eggins *et al.* 1998). A amostra sólida volatilizada é então ionizada em um plasma de Argônio de alta temperatura (Horn *et al.* 2000). Com o avanço tecnológico, os detectores utilizados no ICP-MS permitem leituras simultâneas da abundância relativa de diversos isótopos (detalhes em Simonetti *et al.* 2005). Os mais usuais são os do tipo Copo Faraday. Alternativamente, os detectores Copo Faraday podem ser equipados com canais multiplicadores de íons (MIC's) para análises isotópicas de alta sensibilidade. Geralmente, 6 a 8 MIC's podem ser facilmente acoplados, permitindo assim análises simultâneas de 15 isótopos (Bühn *et al.* 2009).

### Procedimento analítico

As amostras selecionadas para datação passaram previamente por procedimentos visando à concentração dos cristais de zircão, que incluem peneiramento nos intervalos 250-180, 180-125 e 125-75  $\mu\text{m}$ , separação magnética utilizando ímãs de mão e separador eletromagnético *Isodynamic Frantz* e finalmente, separação gravimétrica por meio de líquido pesados. Posteriormente, por meio de lupa binocular, foram selecionados os cristais de zircão preferencialmente euédricos, transparentes e, quando possível, sem feições metamórficas visíveis, fraturas e/ou inclusões. Os cristais de zircão selecionados são então inseridos em pastilhas circulares com aproximadamente 2,5 cm de diâmetro, contendo resina epoxy. Um polimento da pastilha com lixa e pasta de diamante é então aplicado com o objetivo de que os cristais de zircão fiquem expostos e com superfície límpida. Para auxiliar na seleção dos cristais e nos domínios nos cristais durante a análise isotópica, foram obtidas imagens de catodoluminescência utilizando microscópio eletrônico de varredura (MEV) disponível na sede regional do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em Belém e no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA. O MEV instalado na CPRM é da marca ZEISS, modelo EVO LS 15, com catodoluminescência acoplada, modelo EVO 15 RHS-CL. No Laboratório de Microanálises da UFPA foi utilizado um MEV da marca LEO-ZEISS, modelo 1430 com sistema de Mono-CL e detector EDS Sirius-SD acoplados.

Duas amostras foram datadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), utilizando um laser Nd:YAG da marca New Wave, modelo UP213 ( $\lambda = 213$  nm) acoplado ao espectrômetro ICP-MS da marca Thermo Finnigan modelo Neptune, à taxa de frequência de 10 Mz, energia de aproximadamente  $100 \text{ mJ/cm}^2$  e diâmetro do *spot* entre 15 e 30  $\mu\text{m}$ . No Laboratório Pará-Iso, duas amostras foram datadas com um laser Nd:YAG da marca Cetac, modelo LSX-213 G2 ( $\lambda = 213$  nm) também acoplado ao espectrômetro ICP-MS Thermo Finnigan Neptune, sob uma taxa de frequência de 10 Mz, energia de  $45\text{-}50 \text{ mJ/cm}^2$  e *spot* de aproximadamente 25  $\mu\text{m}$  de diâmetro. As discriminações instrumentais de massa foram corrigidas pelas análises sucessivas dos padrões de zircão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) e 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995), cujas idades são  $608,5 \pm 1,5$  Ma e  $1065,4 \pm 0,3$  Ma, respectivamente. Os detalhes da análise isotópica por ICP-MS-LA são descritos em Bühn *et al.* (2009) e Chemale Jr. *et al.* (2012). Normalmente, a precisão analítica fica entre 1,9 % e 6% (Bruguier *et al.* 2001; Horn *et al.* 2000; Jackson *et al.* 2004; Chang *et al.* 2006; Gerdes & Zeh 2006; Bühn *et al.* 2009) comparáveis a técnica SHRIMP. A correção de contribuição de

chumbo comum, quando é efetuada, apoia-se no modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo, proposto por Stacey & Kramers (1975).

Os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos no diagrama Concórdia foram realizados por meio do programa ISOPLOT/EX 3.0 de Ludwig (2003).

#### 1.7.2.4 Geocronologia Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total

As análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr foram realizadas em 10 amostras de rochas das diferentes suítes plutônicas estudadas (2 da Suíte Intrusiva Caxipacoré, 3 da Suíte Intrusiva Água Branca e 5 da Suíte Intrusiva Mapuera). As leituras isotópicas de Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa ICP-MS Thermo Finnigan Neptune e de Sr no espectrômetro de massa por termoionização (TIMS) da marca Finnigan MAT262 do Laboratório Pará-Iso. O objetivo principal dessa análise é determinar o tempo de residência crustal dos protólitos dos granitoides investigados, discutir as fontes desses granitoides e identificar a idade dos episódios de acreção crustal (formação da crosta continental) da Província Amazônia Central, especialmente no Domínio Erepecuru-Trombetas.

#### Princípio do método Sm-Nd

O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento de um isótopo radioativo de  $^{147}\text{Sm}$  para um isótopo radiogênico de  $^{143}\text{Nd}$  a partir da emissão de partículas  $\alpha$  à uma taxa de desintegração de  $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$  (Lugmair & Marti 1978) e meia vida de 106 Ga. Diferentemente dos outros isótopos, o Sm e o Nd, por serem elementos terras raras leves, são pouco afetados por processos crustais (diagênese, hidrotermalismo, etc.) e não sofrem modificações substanciais por processos de alteração e intemperismo devido às suas taxas baixas de solubilidade e mobilização geoquímica e alta estabilidade química. Além disso, são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes de minerais como clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos (Sato *et al.* 1995).

Devido a essas características, o sistema Sm-Nd pode auxiliar na determinação do tempo que uma determinada rocha teve a sua assinatura isotópica similar à da sua fonte, fornecendo assim, idades modelo e parâmetro petrogenético  $\epsilon_{\text{Nd}}$  mediante o cálculo das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

A idade modelo é então calculada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (CHUR ou DM). Nesse trabalho, é adotado o modelo de evolução

isotópica definido por DePaolo (1981) como “manto empobrecido” ou *Depleted Mantle* (DM), o qual admite que o manto superior sofreu episódios sucessivos de diferenciação e fracionamento através da extração de magmas basálticos, tornando-se gradativamente mais empobrecido geoquimicamente e, conseqüentemente, mais enriquecido na razão Sm/Nd, uma vez que o Nd é mais incompatível do que o Sm durante a fusão. Uma idade modelo  $T_{DM}$  representa, portanto, o tempo em que a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  em uma rocha tinha composição similar ao do DM, ou seja, a época em que a rocha diferenciou do manto.

O parâmetro  $\epsilon_{Nd}$ , por sua vez, é definido comparando-se a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  no tempo (t) de cristalização da amostra analisada com a composição isotópica do reservatório condrítico uniforme (CHUR), fornecendo assim informações acerca da fonte que originou essa rocha. Segundo DePaolo (1988), os valores de  $\epsilon_{Nd}$  são positivos, quando a razão isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  na época de sua formação for mais elevada do que a do CHUR, indicando fonte mantélica para o magma parental e negativos quando a razão isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  no momento de formação da rocha for menor que a do CHUR, indicando que a rocha foi originada a partir de protólitos crustais. Há casos em que várias fontes participam da formação das rochas, o que provoca variações nos valores entre positivos e negativos, dependendo do grau de participação dessas fontes. Nesse caso, a interpretação dessas idades é complexa e pode indicar um modelo de mistura de fontes (Arndt & Goldstein 1987).

Em rochas com quantidades elevadas de minerais acessórios como alanitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, sheelita e cassiterita, pode ocorrer um fracionamento significativo de Sm e Nd como na diferenciação magmática, modificando substancialmente a razão Sm/Nd (Pimentel & Charnley 1991; Bertotti 2005). Nesse caso, as idades modelo  $T_{DM}$  ficam comprometidas quando calculadas em estágio único. Para minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento, deve-se adotar um modelo de evolução em estágio duplo de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  conforme descrevem Sato & Tassinari (1997).

#### Princípio do método Rb-Sr em rocha total

O método de datação do Rb-Sr é baseado no decaimento do  $^{87}\text{Rb}$ , através da emissão de uma partícula  $\beta$ , para o  $^{87}\text{Sr}$  de acordo com uma constante de decaimento ( $\lambda$ ) igual a  $1,42 \times 10^{-11}$  anos<sup>-1</sup> e meia-vida de  $48,8 \pm 0,8$  Ga (Davis *et al.* 1977; Steiger & Jäger 1977).

Além de auxiliar a determinação de idades de cristalização de diversos tipos de rocha, o método Rb-Sr é capaz de fornecer informações petrogenéticas a respeito do tempo

que uma rocha teve a sua assinatura isotópica similar ao da sua fonte. De modo semelhante ao método Sm-Nd, a idade modelo é então calculada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas. As idades modelo obtidas nesse trabalho, foram calculadas segundo o modelo de evolução isotópica do Reservatório Uniforme (UR) de DePaolo & Wasserburg (1977). Este modelo baseia-se na hipótese de que a razão atual ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>UR</sub> é igual a 0,7045 e a razão atual ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>UR</sub> é equivalente a 0,0816.

Essas idades, no entanto, devem ser interpretadas com cuidado, pois o método Rb-Sr é em grande parte dependente de quanto e se o sistema se manteve fechado desde sua formação. O radionuclídeo  $^{87}\text{Rb}$  é um elemento de grande mobilidade geoquímica e os isótopos radioativo e radiogênico apresentam comportamentos geoquímicos distintos durante processos de fracionamento magmático, por exemplo, fornecendo assim idades anômalas e sem significado geológico. Além disso, a evolução da razão isotópica de Sr ao longo dos tempos geológicos do reservatório UR não é bem estabelecida, trazendo também limitação à interpretação de idades modelo UR (Faure 2001; Dickin 2006).

#### Procedimento analítico

No laboratório Pará-Iso, os procedimentos analíticos empregados para a metodologia Sm-Nd seguem os protocolos descritos por Gioia & Pimentel (2000) e por Oliveira *et al.* (2008), com algumas modificações. Esses procedimentos são divididos em quatro etapas: (a) pesagem e introdução de traçador misto ( $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ ), (b) dissolução e abertura química, (c) separação química de elementos por cromatografia de troca iônica, e (d) espectrometria de massa.

Na primeira etapa, 100 mg da amostra é pesada e misturada com 100 mg de um traçador misto  $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$  em um cadinho de Teflon Savillex. A solução contendo a amostra + traçador é então submetida à abertura química utilizando os ácidos  $\text{HNO}_3$ , HF e HCl.

Em seguida, é realizada a separação de Sr e coleta dos elementos terras raras (ETR) usando a resina catiônica Biorad DOWEX AG 50x8. A etapa seguinte consiste na extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETR's anteriormente separada e evaporada, utilizando técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina Eichrom® Ln-Spec. Após a coleta, os concentrados de Sm e Nd são levados a chapa e secos a aproximadamente 100° C. Na última etapa, os concentrados são dissolvidos utilizando



aproximadamente 2 ml de HNO<sub>3</sub> para então serem lidos em espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

As análises no espectrômetro de massa ICP-MS foram realizadas a partir de sucessivas etapas de leitura, com aproximadamente 10 blocos para o Nd e 4 para o Sm. Para corrigir a discriminação de massa, a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ , utilizando a lei exponencial (Russell *et al* 1978) e a constante de decaimento utilizada foi a de Lugmair & Marti (1978) de  $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ . As idades modelos de Nd foram calculadas de acordo o modelo de evolução isotópica do Nd do manto empobrecido de DePaolo (1981). Para aferição do método e controle das análises isotópicas no ICP-MS, foram utilizados o padrão La Jolla e os padrões internacionais de rocha BHVO-1 e BCR-1.

As alíquotas de Sr foram depositadas em filamentos de tungstênio e as razões isotópicas foram lidas no espectrômetro de massa (TIMS) Finnigan MAT 262. 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 & Wasserburg (1977). Para o cálculo das idades modelo  $T_{\text{UR}}$ , foram utilizadas as concentrações de Rb e Sr fornecidos pela ACME.

Durante o período das análises de Sr, Sm e Nd, os brancos de química apresentaram valores inferiores a 0,1% dos teores de elementos nas amostras, considerados desprezíveis.

**PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH IN THE TROMBETAS  
REGION, GUYANA SHIELD, SOUTH AMERICA: EVIDENCES FROM  
GEOCHEMISTRY AND U-Pb AND Sm-Nd GEOCHRONOLOGY**

*Rafael Estumano Leal*

*Jean-Michel Lafon*

*Lúcia Travassos da Rosa-Costa*

*Elton Luiz Dantas*

ARTIGO A SER SUBMETIDO NO **JOURNAL OF SOUTH AMERICA EARTH  
SCIENCES**

**PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH IN THE TROMBETAS REGION,  
GUYANA SHIELD, SOUTH AMERICA: EVIDENCES FROM GEOCHEMISTRY  
AND U-Pb AND Sm-Nd GEOCHRONOLOGY**

**Rafael Estumano Leal<sup>1,2</sup>, Jean Michel Lafon<sup>2</sup>,  
Lúcia Travassos da Rosa-Costa<sup>3</sup>, Elton Luiz Dantas<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil;*

<sup>2</sup>*Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil;*

<sup>3</sup>*Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Belém, Brazil;*

<sup>4</sup>*Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil*

---

**ABSTRACT**

The granitic rocks of the Erepecuru-Trombetas Domain (southwestern Guyana Shield) are part of two extensive volcano-plutonic associations that marked the central portion of the Amazonian Craton during the Orosirian. The oldest episode (2.0-1.97 Ga) encompasses the Igarapé volcanic Formation and Caxipacoré Suite and the youngest episode (1.90-1.86) comprises the Água Branca and Mapuera plutonic suites and the pyroclastic/effusive rocks of the Iricoumé Group. Petrographic studies of the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids allow the definition of five lithological types (quartz monzonites, monzonites, monzogranites, syngranites and álcali-feldspar granites) with variable content of hornblende and biotite. The geochemical characteristics of the Caxipacoré granitoids suggest that they formed in an orogenic tectonic setting, related to a subduction environment, while the coexistence of the Água Branca and Mapuera granitoids is suggestive of a transitional environment, ranging from a convergent context to an extensional intracontinental environment. LA-ICP-MS U-Pb zircon dating furnished ages of  $1991 \pm 5.9$  and  $2005 \pm 7.2$  Ma for Caxipacoré granitoids,  $1886.5 \pm 4.8$  Ma for Água Branca granitoids and  $1870 \pm 14$  Ma for Mapuera granitoids. Nd- $T_{DM}$  (1.95-2.30 Ga) and Sr- $T_{UR}$  (1.84-2.02 Ga) model ages and positive to slightly negative  $\epsilon Nd$  (+2.29 to -0.58) for all granitoids indicate that parental magmas derived from melting of dominantly Rhyacian crustal sources with minor mantle contribution. In addition, the Nd signature and U-Pb zircon ages for the plutonic rocks obtained in this study led to discard the existence of an Archean basement in this part of the Central Amazon Province. This assumption together with the similarity of the geological units in both Erepecuru-Trombetas and Uatumã-Anauá domains led to consider the western Erepecuru-Trombetas Domain as part of the Tapajós-Parima Province.

**Key-words:** U-Pb geochronology; Amazonian Craton; Central Amazon Province; Orosirian Magmatism; Erepecuru-Trombetas Domain

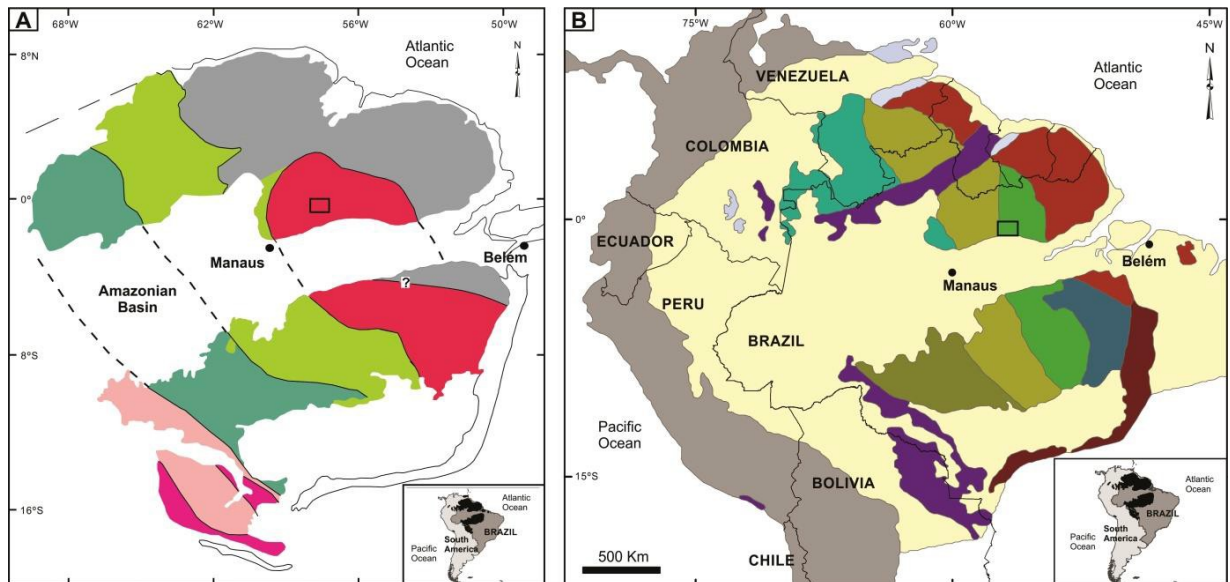
---

**1 INTRODUCTION**

The central region of the Guyana Shield hosts a great amount of granitic rocks (*lato sensu*) formed during several Paleoproterozoic volcano-plutonic events, bracketed between 2.0 and 1.86 Ga. The Guyana Shield represents the northern component of the Amazonian Craton (Almeida *et al.* 1981), which is formed of different tectonic-geochronological provinces (Tassinari and Macambira 2004; Santos *et al.* 2000, 2006; Figure 1) and domains (Reis *et al.* 2003, 2006; Vasquez and Rosa-Costa 2008; Figure 2). According to these authors, the northwestern of Pará State has been included in the northern part of the Archean Amazon Central Province, defined as Erepecuru-Trombetas Domain, to the north of the Amazonian Basin (Figure 2). The area selected for this study is located in the southwestern of the

Erepecuru-Trombetas Domain (Figure 2), next to the poorly defined limit between Central Amazon and Tapajós-Parima provinces.

For many years, field studies have been hampered by rainforest vegetation and scarce roads in the Erepecuru-Trombetas Domain and the first works were performed from 1970s only in knowledge scale (Geomineração 1972; Lima *et al.* 1974; Montalvão *et al.* 1975; Oliveira *et al.* 1975; Araújo *et al.* 1976; Chaves 1977; CPRM 1978; Veiga Jr. *et al.* 1979; Jorge João *et al.* 1984; Lemos *et al.* 1988; Lemos and Gaspar 2002). However, in 2011, the Geological Survey of Brazil (CPRM) has initiated a new 1:250.000 systematic geological mapping project in the region (Castro *et al.* 2014) supported by petrographic, geochronological, geochemical and airborne geophysical studies (Barreto *et al.* 2013, 2014; Leal *et al.* 2013, 2015; Castro *et al.* 2014; Rosa-Costa and Andrade 2015, *in press*).



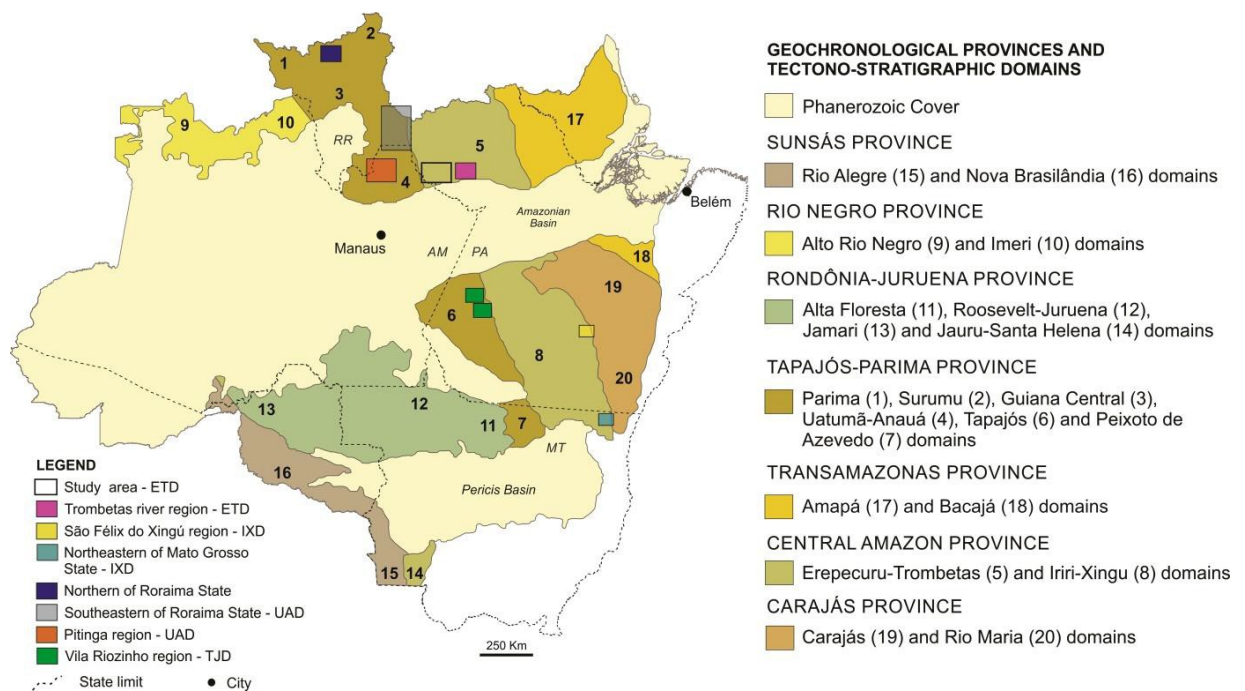
**Geochronological Provinces of the Amazonian Craton**

- |   |  |
|---|--|
| ■ Central Amazon (>2.6 Ga)              | ■ Carajás (3.0-2.5 Ga)                               |
| ■ Maroni-Itacaiúnas (2.25-2.05 Ga)      | ■ Central Amazon (supposedly Archean)                |
| ■ Ventuari-Tapajós (1.98-1.81 Ga)       | ■ Transamazonas (2.26-2.01 Ga) (Imataca and Bakhuis) |
| ■ Rio Negro-Juruena (1.78-1.55 Ga)      | ■ Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga)                      |
| ■ Rondoniana-San Ignacio (1.55-1.30 Ga) | ■ Rio Negro (1.82-1.52 Ga)                           |
| ■ Sunsás (1.28-0.95 Ga)                 | ■ Rondônia-Juruena (1.82-1.54 Ga)                    |
| □ Study area                            | ■ Sunsás e K'Mudku (1.45-1.10 Ga)                    |
|   | ■ Andes Orogenic Belt                                |
|   | ■ Araguaia Orogenic Belt                             |
|   | ■ Paleoproterozoic and Phanerozoic cover             |

**Figure 1.** Geochronological provinces of the Amazonian Craton according to the models of (A) Tassinari and Macambira (2004) and (B) Santos *et al.* (2006) with age ranges updated by Cordani *et al.* (2009) and the location of the study area in the northern part of the Amazon Central Province.

Despite the recent knowledge advancement, ages and geodynamic condition of formation for the plutonic rocks that outcrop in the Erepecuru-Trombetas Domain are not

fully understood. Most of these plutonic rocks have been associated to the Uatumã magmatism (1.86-1.88 Ga) and included in the Orisorian Água Branca and Mapuera suites, based mainly on their chemical and petrographic similarity to other plutonic units from adjacent Uatumã-Anauá Domain (Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós Province), two inaccurate Rb-Sr ages around 1.88 Ga (Oliveira *et al.* 1975; Jorge João *et al.* 1984) and scarce geochemical data. In addition, Barreto *et al.* (2013), Leal *et al.* (2013) and Castro *et al.* (2014) recently identified the existence of an older Orosirian magmatism event (~1.98 Ga) found in granitic plutons and volcanic/pyroclastic rocks near the Trombetas and Caxipacoré rivers and which was not charted in the domain yet.



**Figure 2.** Geochronological provinces and tectono-stratigraphic domains of the Amazonian Craton proposed by Reis *et al.* (2006). The colored squares represent the sites of occurrence of Orosirian volcano-plutonic associations in the central portion of the Amazonian Craton. *Notes:* AM – Amazonas State, PA – Pará State, MT – Mato Grosso State.

Another important issue is the geodynamic context proposed for the Orisorian volcano-plutonic associations of the Erepecuru-Trombetas Domain. During decades, the nature and age of the magmatic sources and the existence or not of an Archean crustal basement in the Erepecuru-Trombetas Domain were not clarified. According to the Tassinari and Macambira (1999, 2004) and Santos *et al.* (2000, 2006) models, the Central Amazon Province most likely has Archean age, even if no Archean rocks have been still identified. However, Barreto *et al.* (2014) provided the first Sm-Nd radiometric data for the volcanic rocks in the northern part of the Amazon Central Province, revealing Paleoproterozoic Nd-

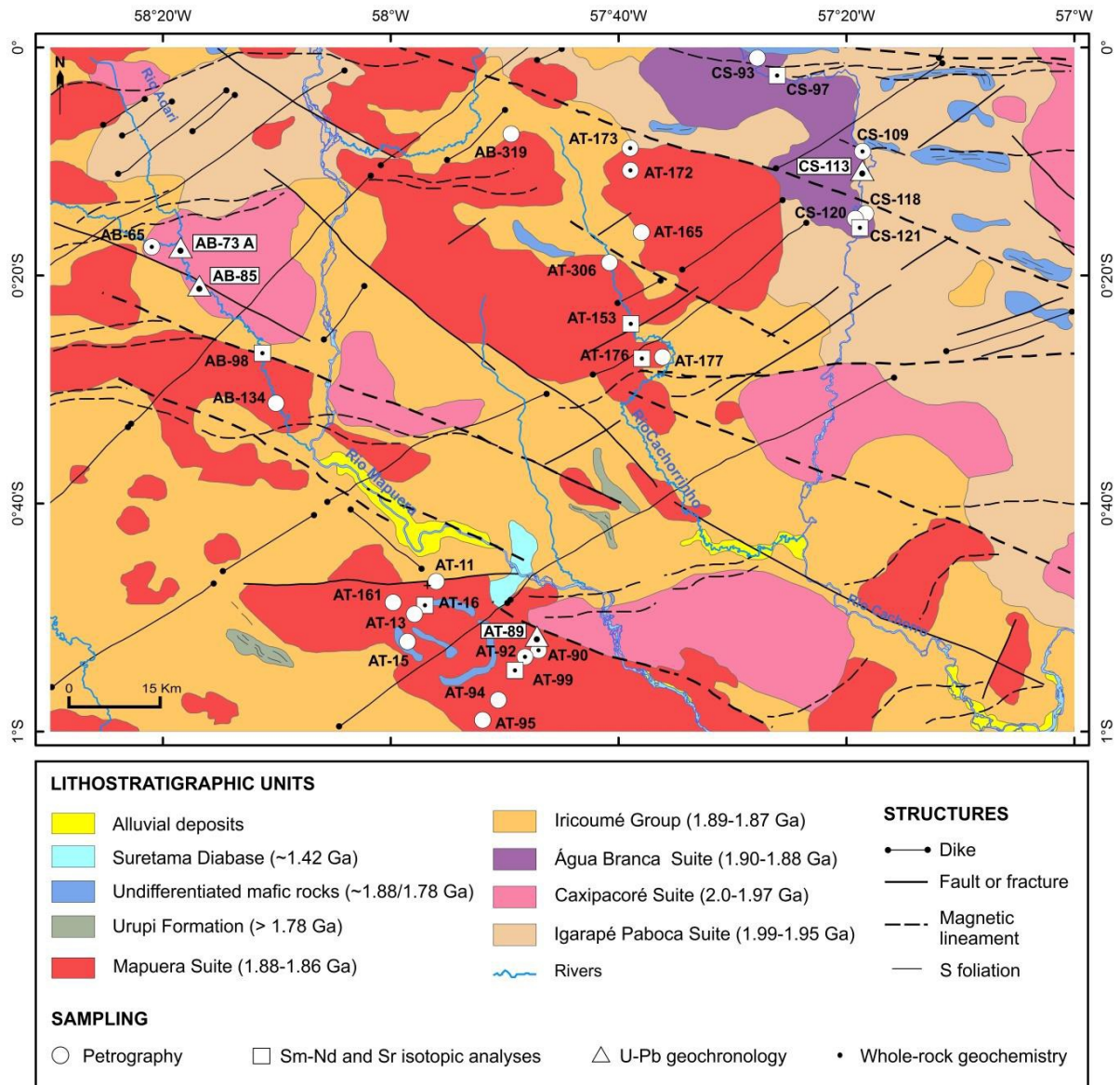
$T_{DM}$  ages (1.98 to 2.39 Ga, see below), not Archean. In addition, Barreto *et al.* (2014) also suggested that the Western Erepecuru-Trombetas Domain may represent an extension of the Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós Province rather than the northwestern part of Central Amazon Province, due to the geochemical, petrographic, geochronological and Nd signature similarity to the rocks from this province instead of the Amazon Central Province. Further Similar Nd- $T_{DM}$  ages found by Castro *et al.* (2014) in the same region, reinforced this assumption. Although there have been important contributions, the relationships between the Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós and Central Amazon provinces still remain poorly constrained.

The study area constitutes a key region, for the understanding of the formation processes of the expressive Paleoproterozoic magmatic associations in the Erepecuru-Trombetas, as well as the tectonic evolution of the Central Amazon Province and consequently the Amazonian Craton. Therefore, the aims of this work are to (1) provide new petrographic and whole-rock geochemical data in order to characterize both Orosirian magmatic events (~1.98 Ga and 1.88 Ga) in the Erepecuru-Trombetas Domain and thus, (2) define the geodynamic environments, (3) discuss the existence or not of an Archean basement in the northern segment of the Amazon Central Province based on Nd and Sr isotopic studies coupled eventually with inherited zircons, and (4) discuss the limits between the Amazon Central and Tapajós-Parima provinces with implications for the current partitioning models of the Amazonian Craton (Tassinari and Macambira 2004; Santos *et al.* 2006).

## 2 GEOLOGICAL SETTING

According to the new lithostratigraphic setting proposed by Rosa-Costa and Andrade (2015, *in press*), the Erepecuru-Trombetas Domain is marked by Archean (?) and/or Paleoproterozoic basement units (undifferentiated complex and volcano-sedimentary sequences) and two Paleoproterozoic magmatic associations, dated at 1.89 and 1.99 Ga: the youngest composed by volcanic rocks of Iricoumé Group (1.89-1.87 Ga) and plutonic rocks of Mapuera (1.88-1.86 Ga) and Água Branca (1.91-1.87 Ga) suites; and the oldest, recently defined as Igarapé Paboca Formation (1.99-1.95 Ga) for the volcanic rocks and Caxipacaré Suite (1.98-1.97 Ga) for the plutonic rocks. Sedimentary units of Paleoproterozoic (Urupi Formation) and Paleozoic (Trombetas Group and Maecuru Formation) are also described, as well as, undifferentiated mafic rocks, diabases and nepheline syenites. In the study area

(southwestern portion), only the Archean (?) and/or Paleoproterozoic basement units and the Paleozoic rocks are not found (Figure 3).



**Figure 3.** Geological map of the study area, southern of Erepecuru Trombetas Domain with the location of the rock samples targeted for petrography, Sm-Nd and Sr analysis, U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry. *Source:* Rosa-Costa and Andrade (2015, *in press*), modified.

The Caxipacoré Suite and Igarapé Paboca Formation were formally defined by Castro *et al.* (2014) for the oldest Orosirian magmatism identified by Barreto *et al.* (2013) and Leal *et al.* (2013), which are considered coeval. The Caxipacoré Suite is composed of isotropic and medium- to coarse-grained alkali feldspar granites, syenogranites, monzogranites and granodiorites with varied contents of amphibole and biotite. These rocks display a high-K calc-alkaline to shoshonitic affinity. The Igarapé Paboca Formation comprises intermediate to acid volcanic and pyroclastic rocks with geochemical signature

similar to high-K calc-alkaline rocks. The rock types vary from andesites, dacites to subordinate trachyandesites, trachytes, ignimbrites, tuffs and breccias.

The Água Branca suite (Oliveira *et al.* 1996) is composed dominantly by hornblende-biotite granodiorites, with subordinate monzogranites, quartz monzonites, quartz monzodiorites, quartz diorites, diorites and tonalites (CPRM 2000; Reis *et al.* 2006; Vasquez and Rosa-Costa 2008; Almeida and Macambira 2007; Valério *et al.* 2009, 2012). They are generally isotropic, greyish, medium- to coarse grained and equigranular to porphyritic granitoids, displaying a metaluminous to peraluminous I-type calc-alkaline series (Araújo Neto and Moreira 1976; CPRM 2000; Almeida 2006; Reis *et al.* 2006; Valério *et al.* 2009, 2012).

The Mapuera Suite (Melo *et al.* 1978) is characterized by isotropic, equigranular to porphyritic monzogranites, syenogranites and alkali feldspar granites, with variations of rapakivi and granophyric textures (Jorge João *et al.* 1984; Ferron *et al.* 2006; Reis *et al.* 2006; Vasquez and Rosa-Costa 2008; Lombello 2011). These rocks are weakly aluminous to moderately peraluminous and eventually peralkaline with high-K and have geochemical characteristics similar to A-type granites (CPRM 2000; Ferron *et al.* 2006; Almeida 2006, Lombello 2011).

The Iricoumé Group (Veiga Jr. *et al.* 1979), which represents an extrusive phase contemporaneous of Mapuera magmatism, is constituted of effusive, hypabyssal and pyroclastic rocks with compositional predominance of rhyolites, dacites and subordinate andesites, latites and trachytes (Oliveira *et al.* 1975; Jorge João *et al.* 1984; CPRM 2000; Reis *et al.* 2006; Vasquez and Rosa-Costa 2008; Valério *et al.* 2009; Ferron *et al.* 2006, 2010; Pierosan *et al.* 2011; Barreto *et al.* 2013; Marques *et al.* 2014; Castro *et al.* 2014).

Several mafic rock bodies were identified by Vasquez and Rosa-Costa (2008) through available field data and remote-sensing products. These bodies are intrusive in rocks of Iricoumé Group and Mapuera Suite, displaying elongated shapes with no preferred orientation, tabular to rounded crests and low drainage density. Due to the lack of geochronological data, Vasquez & Rosa-Costa (2008) interpreted this unit as an intra-plate mafic magmatism related to either Orosirian (~1.88 Ga) or Statherian (~1.78 Ga) extensional event. The Suretama Diabase (~1.78 Ga) is composed of three mafic bodies found in the lower stream of the Mapuera River (Geomineração 1972; Montalvão *et al.* 1972; Jorge João *et al.* 1985). The predominant lithological type is a melanocratic, isotropic, coarse-grained,



equigranular to porphyritic olivine diabase. According to Jorge João *et al.* (1985), this unit has geochemical signature similar to continental basalts, related to anorogenic within-plate environment.

The Urupi Formation constitutes elongated ridges with NW-SE direction, having as main lithological types quartz sandstones, arkosian sandstones, arkoses and lithic sandstones with fragments of siltstones, cherts, acid volcanic and volcanoclastic rocks (silicified tuffs and ignimbrites), conglomerates and mudstones (Veiga Jr. *et al.* 1979; Jorge João *et al.* 1984; Cunha *et al.* 2006). A minimum age of 1.78 Ga was established for this unit by zircon U-Pb SHRIMP dating of mafic dikes in the Pitinga region (Santos *et al.* 2002), which are intrusive in Urupi Formation, while the maximum age is established at 1.89 Ga by the underlying Iricoumé Group.

### **3 PREVIOUS GEOCHRONOLOGICAL DATA FOR OROSIRIAN GRANITOIDS IN THE CENTRAL AMAZON AND TAPAJÓS-PARIMA PROVINCES**

The Água Branca and Mapuera suites occur in large areas of central portion of the Amazonian Craton, with several granitic bodies spread up in the northern segments of Amazon Central and Tapajós-Parima provinces, which are defined as Erepecuru-Trombetas and Uatumã-Anaua domains, respectively.

In the Erepecuru-Trombetas Domain, the set of geochronological data is still limited. For the Água Branca Suite, there is only a whole-rock Rb-Sr isochron of  $1910 \pm 23$  Ma (Jorge João *et al.* 1985) while for the Mapuera Suite, an age of  $1773 \pm 53$  Ma by whole-rock Rb-Sr method was obtained by Oliveira *et al.* (1975). Recently, Castro *et al.* (2014) obtained two ages ( $1889 \pm 2$  and  $1861 \pm 20$  Ma) by zircon Pb-Pb method in the eastern outcropping granitoids. On the other hand, in the Uatumã-Anauá Domain, these rocks have been target of several geochronological studies. The crystallization age of Água Branca suite was established between 1.91 and 1.88 Ga by zircon Pb-Pb and U-Pb SHRIMP dating while the Mapuera Suite yielded ages of 1.88-1.86 Ga (references in Table 1). Correlated Iricoumé volcanics furnished ages of 1.89-1.87 Ga (Costi *et al.* 2000; Macambira *et al.* 2002; Santos *et al.* 2004, Ferron *et al.* 2006; Valério *et al.* 2009, Barreto *et al.* 2013; Marques *et al.* 2014; Castro *et al.* 2014).

The Caxipacoré Suite was defined on the basis of ages about 1.98 Ga obtained in Erepecuru-Trombetas Domain. Outcropping granitoids in Caxipacoré River furnished ages of

1982±9 and 1977±4 by zircon Pb-Pb method (Leal *et al.* 2015). Similar ages of 1985±5 and 1985±4.4 were found in granitoids located in areas near the Erepecuru River and its inflowing rivers (Castro *et al.* 2014). Correlated volcanic rocks are represented by Igarapé Paboca Formation, which crystallization ages are defined between 1.99 and 1.95 Ga (Barreto *et al.* 2013; Castro *et al.* 2014). In the Uatumã-Anauá Domain the 2.0-1.96 Ga granitoids are represented by Martins Pereira and Serra Dourada suites (Almeida *et al.* 2007; Faria *et al.* 2002). In the northern of Roraima State, in the Surumu Domain, rocks with approximately 1.98 Ga are related to the Orocaima (Reis *et al.* 2000) and are represented by Pedra Pintada Suite (Almeida *et al.* 1997; Santos 1999, 2003; Fraga *et al.* 2010) and Surumu Group (Schobbenhaus *et al.* 1994; Santos 1999)

A compilation of geochronological data for the studied units in the northern part of the Amazon craton is presented in Table 1.

**Table 1.** Available geochronological data for the 1.90-1.86 Ga granitoids (Água Branca and Mapuera suites) and 2.0-1.95 Ga granitoids (Caxipacoré, Serra Dourada, Martins Pereira and Pedra Pintada suites) in the northern part of the Central Amazon (Erepecuru-Trombetas Domain) and Tapajós-Parima/Venturari-Tapajós (Uatumã-Anauá Domain) provinces.

Unit	Location	Rock type	Age (Ma)	Meth.	Ref.
<b>Erepecuru-Trombetas Domain (Central Amazon Province)</b>					
Água Branca Suite	NW of Pará	-	1910 ± 23	Rb-Sr - wr	1
Mapuera Suite	NW of Pará	-	1773 ± 53	Rb-Sr - wr	2
	Erepecuru-River (PA)	Granite	1889 ± 2	U-Pb - LA zr	3
Caxipacoré Suite	...	...	1861 ± 20	Pb-Pb - zr	3
	Caxipacoré River (PA)	Syenogranite	1977 ± 4	Pb-Pb - zr	4
	...	Monzogranite	1982 ± 9	Pb-Pb - zr	4
	Erepecuru-River (PA)	Granite	1985 ± 5	U-Pb - LA zr	3
...	...	1985 ± 4.4	U-Pb - LA zr	3	
<b>Uatumã-Anauá Domain (Tapajós-Parima Province)</b>					
Água Branca Suite	Içana River (AM)	monzogranite	1889 ± 3	Pb-Pb - zr	5
	Presidente Figueiredo (AM)	Biotite monzogranite	1890 ± 2	Pb-Pb - zr	6
		Biotite monzogranite	1895 ± 3	Pb-Pb - zr	6
		monzogranite	1898 ± 3	Pb-Pb - zr	6
		Southeastern of Roraima	Granodiorite?	1891 ± 7	U-Pb - S zr
	Quartz monzodiorite	1891 ± 6	U-Pb - S zr	8	
	Enderbite	1890 ± 2	Pb-Pb - zr	8	
	granodiorite	1901 ± 5	Pb-Pb - zr	8	
	quartz monzodiorite	1895 ± 3	Pb-Pb - zr	8	
	quartz monzodiorite	1891 ± 2	Pb-Pb - zr	8	
Mapuera Suite	Jaburu River (RR)	Monzogranite	1871 ± 5	Pb-Pb - zr	8
		Charnockite	1873 ± 6	U-Pb - S zr	9
	Pitinga (AM)	Granite	1861 ± 20	U-Pb - S zr	10

(continued)

**Table 1.** Continued.

Unit	Location	Rock type	Age (Ma)	Meth.	Ref	
Mapuera Suite	Pitinga (AM)	...	1864 ± 13	U-Pb – S zr	10	
		...	1865 ± 15	U-Pb – S zr	10	
		...	1872 ± 24	U-Pb – S zr	11	
		...	1864	U-Pb – S zr	12	
		...	1877	U-Pb – S zr	12	
		Biotite granite	1882 ± 4	Pb-Pb - zr	13	
		Alkali feldspar granite	1885 ± 4	Pb-Pb - zr	13	
		Biotite syenogranite	1875 ± 4	Pb-Pb - zr	13	
		Granophyric syenog.	1882 ± 2	Pb-Pb - zr	13	
		Syenogranite	1882 ± 3	Pb-Pb - zr	13	
		Biotite monzogranite	1885 ± 3	Pb-Pb - zr	13	
		Biotite monzogranite	1888 ± 3	Pb-Pb - zr	13	
		Biotite syenogranite	1875 ± 4	Pb-Pb - zr	14	
		Granite	1879 ± 2	U-Pb – S zr	15	
		...	1880 ± 3	U-Pb – S zr	15	
		...	1865 ± 15	U-Pb – S zr	7	
		...	1869 ± 10	U-Pb – S zr	7	
		Alalaú River (AM)	...	1876 ± 4	U-Pb – S zr	7
		...	...	1871 ± 5	U-Pb – S zr	7
		Aborani Sierra (AM)	Hastingsite Granite	1871 ± 5	U-Pb – S zr	15
	Presidente Figueiredo (AM)	Syenogranite	1889 ± 2	Pb-Pb - zr	6	
		Syeno/monzogranite	1866 ± 4	U-Pb – LA zr	16	
<b>Serra Dourada Suite</b>	Southeastern of Roraima	Monzogranite	1962 ± 6 1948 ± 11	U-Pb - ID zr Pb-Pb zr	17	
<b>Martins Pereira Suite</b>		Biotite monzogranite	1975 ± 6	Pb-Pb zr	17	
	Southeastern of Roraima	Biotite granodiorite	1973 ± 2	Pb-Pb zr	17	
		Biotite meta-monzogranite	1971 ± 2	Pb-Pb zr	17	
		Granodiorite	1972 ± 7	U-Pb – S zr	18	
<b>Pedra Pintada Suite</b>	Orocaima Sierra (Northern of RR)	Granodiorite	1956 ± 5	U-Pb – S zr	7	
		Granodiorite	1958 ± 11	U-Pb – S zr	19	
		Monzogranite	2009 ± 2	Pb-Pb zr	20	
	Central northeran of RR	Quartz-diorite	1985 ± 1	Pb-Pb zr	20	
		Granodiorite	1991 ± 18 2005 ± 45	U-Pb – LA zr	20	
		Monzogranite	1960 ± 21	Pb-Pb zr	21	

**Abbreviations:** AM – Amazonas State; PA – Pará State; RR – Roraima State; wr – whole-rock; zr – zircon; LA – Laser Ablation; S – SHRIMP; ID – Isotope Dilution. **References:** 1 - Jorge João *et al.* (1985); 2 - Oliveira *et al.* (1975); 3 - Castro *et al.* (2014); 4 - Leal *et al.* (2015); 5 - Reis *et al.* (2006); 6 - Valério *et al.* (2009); 7 - Santos (2003); 8 - Almeida (2006); 9 - Santos *et al.* (2001); 10 - Lenharo (1998); 11 - Santos *in* Reis *et al.* (2003); 12 - Santos *in* Reis *et al.* (2006); 13 - Ferron *et al.* (2006); 14 - Ferron *et al.* (2010); 15 - Santos *et al.* (2002), 16 - Lombello (2011), 17 - Almeida *et al.* (2007), 18 - Faria *et al.* (2002), 19 - Santos (1999); 20 - Fraga *et al.* (2010); 21 - Almeida *et al.* (1997).

In the Guayana Shield, south of the Amazon Basin, coeval magmatic events to those of the Erepecuru-Trombetas and Uatumã-Anauá domains are also known. In the Tapajós Domain, the Tropas and Parauari plutonic suites with ages about 1.90-1.87 Ga (Santos *et al.* 1997, 2000, 2001, 2004; Brito *et al.* 1999; Klein and Vasquez 2000; Lamarão *et al.* 2002) are correlated with Água Branca Suite, whereas the Jardim do Ouro, Younger São Jorge and Maloquinha granitoids and Moraes Almeida volcanic rocks, which ages range from 1.88 to 1.86 Ga (Kein and Vasquez 2000; Santos *et al.* 2000; Lamarão *et al.* 2000) have geochemical and geochronological similarity to Mapuera granitoids and Iricoumé volcanics. Felsic volcanic and plutonic rocks of the Iriri-Xingu Domain and northern of the Mato Grosso State also furnished ages of 1.88-1.86 Ga, especially the granitoids of the Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2002) and Rio Dourado suites (Barros *et al.* 2006; 2011) and the Iriri Group and Sobreiro and Santa Rosa volcanic formations (Teixeira *et al.* 2002; Fernandes *et al.* 2011)

The oldest magmatic event (~1.98 Ga) is recognized in the Tapajós Domain. Granitoids of the Creporizão Suite (including Old São Jorge Granite) and volcanic of the Vila Riozinho Formation furnished ages between 1.99 and 1.95 Ga (Tassinari 1996; Klein & Vasquez 2000; Santos *et al.* 2000, 2001, 2004; Lamarão *et al.* 2002).

## **4 ANALYTICAL PROCEDURES**

### **4.1 GEOCHEMISTRY**

Whole-rock chemical analyses of 17 samples from Caxipacoré (3), Água Branca (4) and Mapuera (10) suites were performed at the ACME Analytical Laboratories Ltd in Vancouver, British Columbia, Canada. The analytical package includes the analysis of major oxides and trace elements, including rare earth elements (REE) by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) and inductively coupled plasma atomic mass spectrometry (ICP-MS), respectively. The analytical accuracy was ensured by the analysis of the standard STD SO-18, chemical blanks and two sample duplicates (CS-97 and CS-113). The geochemical results were processed by GeoChemical Data Toolkit 3.0 software (available at <http://www.gcdkit.org/download>) and plotted in several classificatory and geotectonic diagrams. The detailed analytical procedures performed by ACME labs are available on <http://acmelab.com>.

## 4.2 U-Pb GEOCHRONOLOGY

U-Pb *in situ* analyses of zircons from 2 samples of Caxipacoré Suite, 1 from from Água Branca and 1 from Mapuera suites were carried out at the Geochronology Laboratory of University of Brasília (UnB) and Isotope Geology Laboratory of Federal University of Pará (Pará-Iso). The analytical procedures followed the methods described in Bühn *et al.* (2009) and Chemale Jr. *et al.* (2012). The zircon crystals were concentrated using conventional techniques at the Pará-Iso Laboratory, which include mineral sieving (250-180  $\mu\text{m}$  and 180-125  $\mu\text{m}$ ), magnetic separation with Isodynamic Frantz and gravimetric separation by heavy liquid methods. The zircon grains were selected and mounted in epoxy circular mounts with 2.5 cm-diameters. Posteriorly, they were polished to obtain a smooth surface. Cathodoluminescence images were obtained using a scanning electron microscope (SEM) of Geological Survey of Brazil (CPRM-Belém) and Microanalyses Laboratory of Federal University of Pará.

At the UnB laboratory, the zircon grains were dated with a New Wave UP213 Nd:YAG laser ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ ) coupled to a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS at frequency rate of 10 Hz, energy of approximately  $100 \text{ mJ/cm}^2$  and spot size varying from 15 to 30  $\mu\text{m}$ . At the Pará-Iso Laboratory the zircon grains were dated with a LSX-213 G2 Nd:YAG CETAC laser ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ ) coupled to a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS at frequency rate of 10 Hz, energy of  $45\text{-}50 \text{ mJ/cm}^2$  and spot size of  $25\mu\text{m}$ . The instrumental mass discriminations were corrected by the analyses of zircon standard GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) and 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995). Age calculations and U-Pb plots in the Concordia diagram were performed using home-made software and the ISOPLOT/EX 3.0 software from Ludwig (2003).

## 4.3 Sm-Nd AND Sr ISOTOPIC ANALYSES

Sm-Nd and isotopic analyses were performed at the Isotope Geology Laboratory of Federal University of Pará (Pará-Iso), following the analytical procedures of Gioia and Pimentel (2000) and Oliveira *et al.* (2008), and described in details by Barreto *et al.* (2014). Approximately 100 mg of whole-rock powders were mixed with 100 mg of a  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  spike solution, which were dissolved in Savillex capsules using the  $\text{HNO}_3$ , HF e HCl acids. The element extraction was performed by two steps ion-exchange chromatography in Teflon columns, using Biorad DOWEX AG 50x8 resin for Sr and REE extraction, followed by Ln Eichron resin for Sm and Nd separation.

The Sm and Nd isotopic analyses were performed in a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS, with approximately 10 measurement blocks for Nd and 4 for Sm. For the correction of mass discrimination, the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio was normalized to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  using the exponential law (Russell *et al* 1978). Furthermore, the accuracy and reproducibility of results were controlled according to the BCR-1 and La Jolla reference material (Oliveira *et al.* 2008). The decay constant used was  $6.54 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$  (Lugmair and Marti 1978) and the Nd model ages were calculated according to the model of depleted mantle evolution ( $T_{\text{DM}}$ ) from DePaolo (1981). The Sr aliquots were loaded in tungsten-filaments and the isotope ratios were measured on a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer (TIMS) using dynamic multicollection. The isotopic ratios were corrected from mass discrimination using  $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . The decay constant used was  $1.42 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$  (Davis *et al.* 1977; Steiger and Jäger 1977) and the Sr model ages were calculated according to the model of Uniform Reservoir mantle evolution ( $T_{\text{UR}}$ ) from DePaolo and Wasserburg (1977). The  $T_{\text{UR}}$  calculation was performed using the Rb and Sr concentrations provided by ACME analyses. During the period of Sr, Nd and Sm procedures, total chemical blanks were lower than 0.1% of the elements concentration and then considered negligible.

## 5 RESULTS

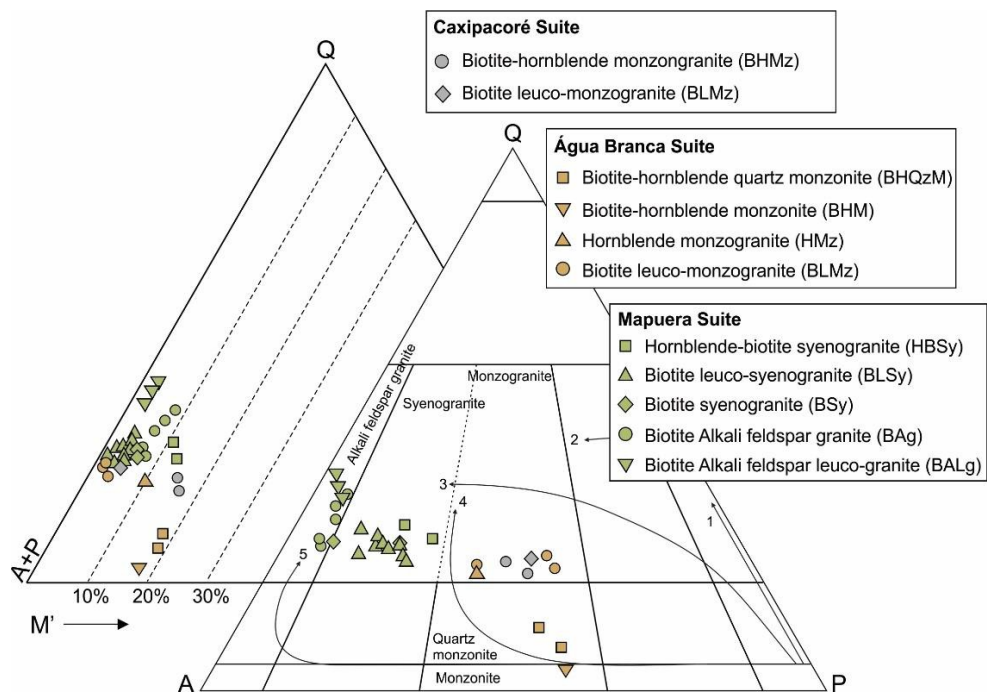
### 5.1 PETROGRAPHY

Petrographic analyses of 31 thin sections from Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids using an optical microscope and the modal content are presented in Table 2. A set of approximately 1500 points were performed for each thin section. The facies classification was defined according to Streckeisen (1976) and Le Maitre *et al.* (2002) and the modal results were plotted in Q-AP and Q-(A+P)-M' diagrams (Figure 4).

**Table 2.** Average modal composition of the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids.

Unit Facies	Caxipacoré		Água Branca				Mapuera				
	BHMz (2)	BLM z (1)	BLMz (3)	HMz (1)	BHQzM (2)	BHM (1)	BALg (3)	BAG (5)	BLSy (9)	BSy (2)	HBSy (2)
<i>Primary minerals (%)</i>											
Quartz	19.1	22.4	22.5	19.6	8.0	3.1	36.1	29.1	25.6	25.2	25.7
K-feldspar	31.9	33.1	36	40.3	32.1	32.9	57.6	59.0	55.5	56.6	44.5
Plagioclase	33.3	40.1	39.3	30.4	41.6	46.8	3.5	4.9	15.7	12.5	17.9
Hornblende	7.7	Tr	-	-	8.5	8.1	-	-	-	-	6.1
Biotite	6.2	3.4	1.6	6.8	6.6	6.3	2.2	6.2	2.3	5.2	4.8
Titanite	0.2	-	-	0.6	0.4	0.2	0.1	-	0.1	-	0.1
Opaque	1.1	0.4	0.5	1.5	2	2.1	0.3	0.5	0.5	0.5	0.6
Others <sup>Z+A</sup>	0.5	0.6	0.2	0.4	0.4	0.5	0.2	0.3	0.2	0.3	0,4
<i>Secondary minerals</i>											
Chlorite	0.2	Tr	Tr	0.4	0.6	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0.2
Epidote	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Sericite	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Clay- minerals	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Felsic	84.2	95.6	97.8	90.3	81.7	82.8	97.2	93.0	96.8	94.2	88.1
Mafic	15.9	4.4	2.2	9.7	18.5	17.2	2.8	7	3.2	5.9	12.1
<i>100% Calculation</i>											
Quartz	22.6	23.4	23.0	21.7	9.8	3.7	37.1	31.3	26.5	26.7	29.2
K-feldspar	37.9	34.6	36.8	44.6	39.3	39.7	59.2	63.4	57.3	60.1	50.5
Plagioclase	39.5	41.9	40.2	33.7	50.9	56.5	3.6	5.3	16.2	13.2	20.3

**Abbreviations:** Tr – trace (<1 vol.%); ( ) number of averaged samples; B – biotite, H – hornblende, L – leuco, Mz – monzogranite, QzM – quartz monzonite, M – monzonite, Sy – syenogranite, Ag – Alkali feldspar granite, ALg – Alkali feldspar leuco-granite. Z – zircon, A – apatite.



**Figure 4.** QAP and Q-(A+P)-M' diagrams (Streckeisen 1976) with the modal composition of Caxipacoré, Água Branca and Mapuera suites and displaying the composition trends of granitoids series from Lameyre and Bowden (1982): (1) tholeiitic, (2) TTG, (3) calc-alkaline granodioritic, (4) calc-alkaline monzonitic or shoshonitic and (5) Alkaline to peralkaline.

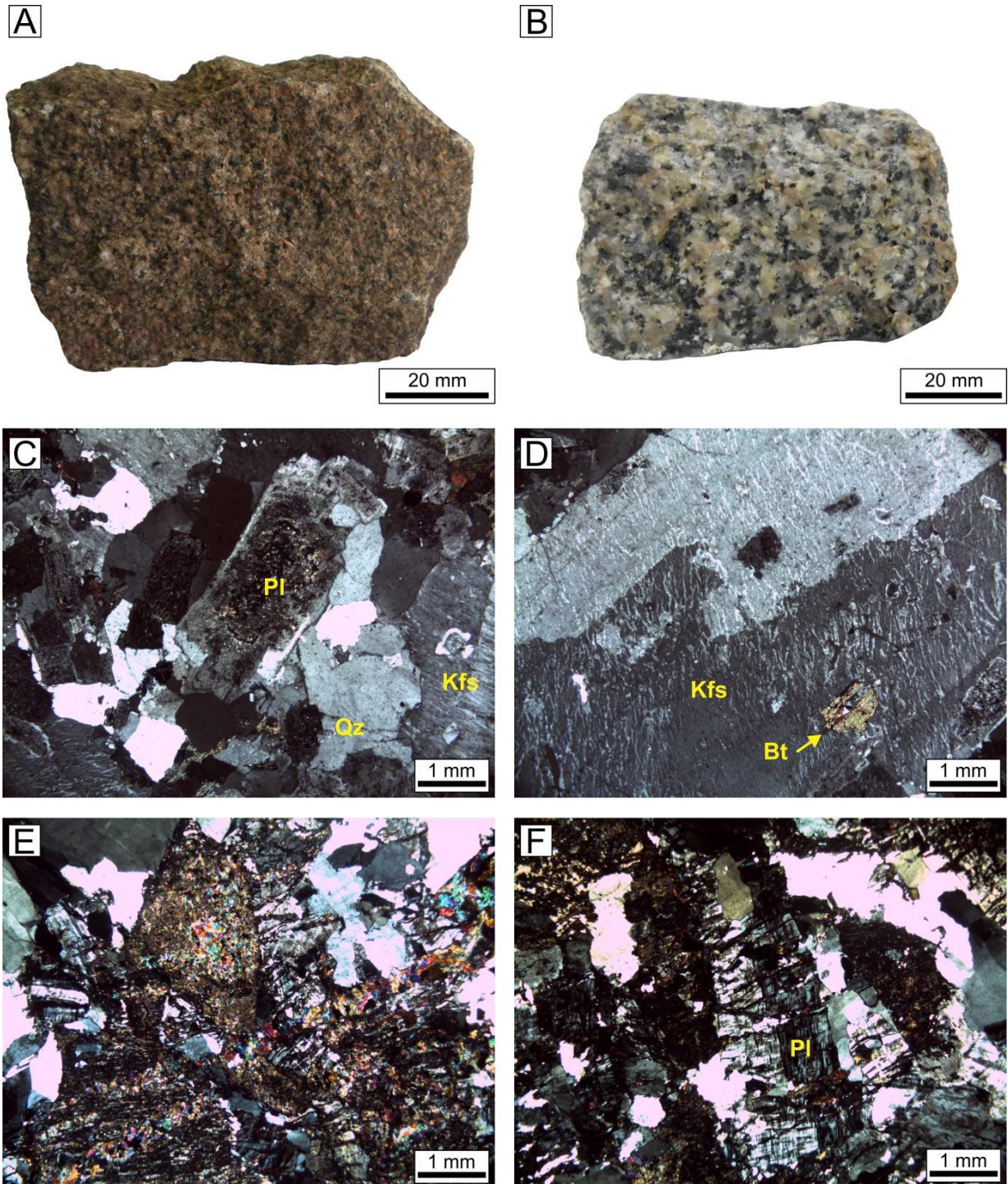
### 5.1.1 Caxipacoré Suite

The granitoids that constitute the different facies of the Caxipacoré Suite are quite homogeneous in texture and mineralogical composition. They have been classified as biotite-hornblende monzogranite (BHMz) and biotite leuco-monzogranite (BLMz). All granite varieties are isotropic, leucocratic, with mafic mineral content ( $M'$ ) between 4.4% and 15.9%, medium- to coarse grained, inequigranular and color varying from grayish to slightly pinkish (Figure 5A). The different facies have homogeneous modal composition with similar proportions of plagioclase (33.3-40.1%), K-feldspar (31.9-33.1%) and quartz (19.1-22.4%). They normally exhibit hypidiomorphic granular textures with crystals varying from 0.4 to 7.3 mm. The crystals of plagioclase are subhedral, moderately zoned, with calcic cores and sodic borders, highlighted by alteration to sericite±epidote (Figure 5C), especially in the cores (descalcification). The mega-crystals of alkali feldspar (5 to 7 mm) are intensely perthitic (Figure 5D), anhedral to subhedral and the minor crystals (0.5 to 1.3 mm) are moderately altered to clay-minerals, which give them a turbid aspect. Occasionally, the cross-hatched twinning is obliterated due to the strong alteration. The main ferromagnesian phases are hornblende and biotite, which are generally altered to chlorite and fine grains of titanite. Hornblende modal content ranges from 6.7% to 8.1% in BHMz facies, and biotite, from 5.1% to 7.2%. In the BLMz facies, the hornblende is absent or just a relic phase (<0.1%) and biotite content does not exceed 4%. The most common accessory minerals are zircon, titanite and opaque minerals, with rare apatite, and epidote, which occur generally as inclusions in crystals of biotite and hornblende.

### 5.1.2 Água Branca Suite

The Água Branca Suite is composed of grayish, medium- to coarse-grained, holo- to leucocratic ( $M' = 2.2-17.2\%$ ) granitoids (Figure 5B). According to mineralogical composition, the main facies observed are biotite-hornblende quartz monzonite (BHQzM), biotite-hornblende monzonite (BHM), hornblende monzogranite (HMz) and biotite leuco-monzogranite (BLMz). All granite facies display hypidiomorphic granular textures with subhedral crystals of plagioclase, which measure 1 to 8 mm, showing normal oscillatory zoning marked by alteration in An-rich zones. Polysynthetic twinning is common and eventually occurs combined with Carlsbad twinning.

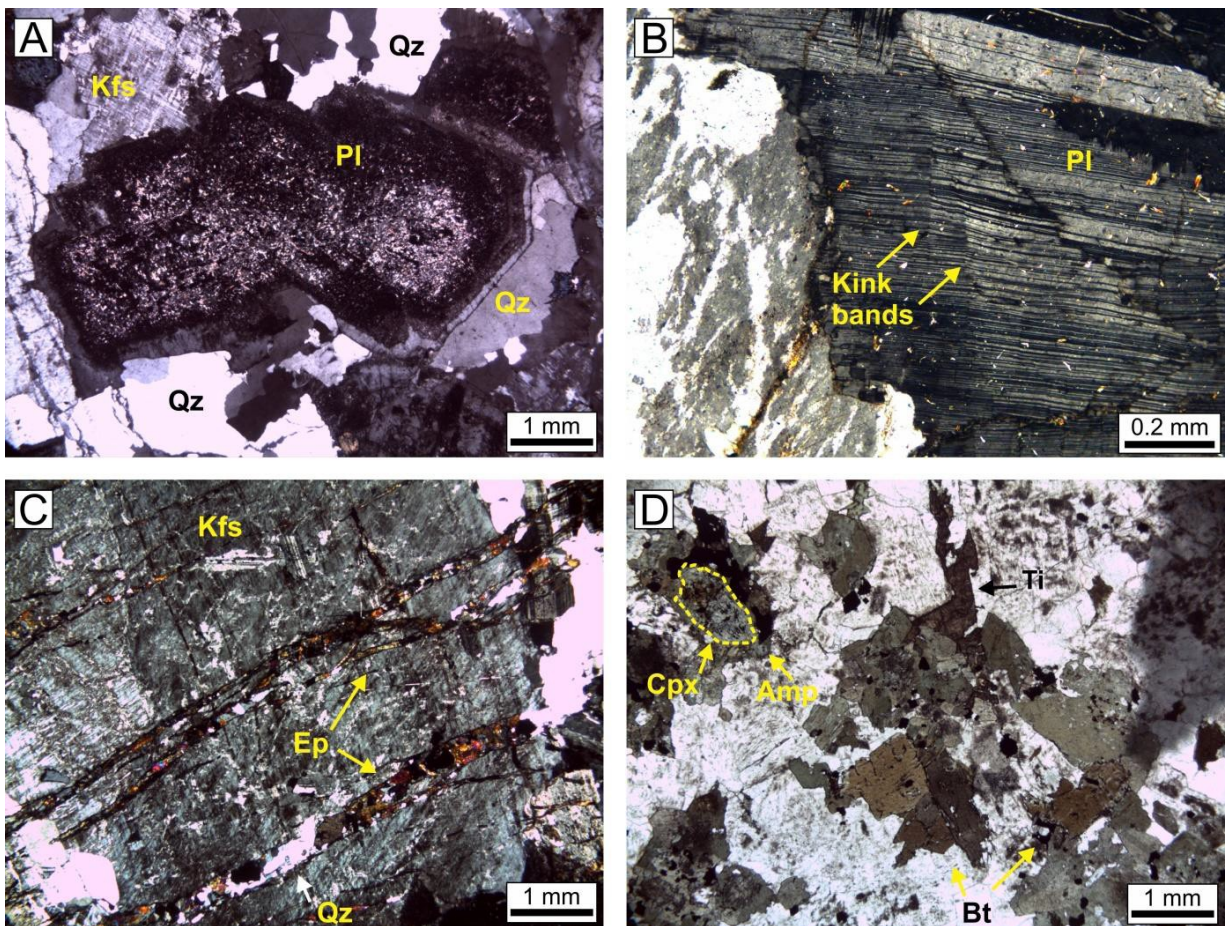




**Figure 5.** Macroscopic aspect of a monzogranite (A) and a quartz monzonite (B) from Caxipacoré and Água Branca suites, respectively; (C) granular hypidiomorphic texture, with a zoned crystal of plagioclase (AB-65); (D) perthitic mega-crystal of K-feldspar with inclusion of biotite (AB-85); (E) crystals of plagioclase strongly saussuritized and (F) intensely fractured (CS-120). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Bt* – Biotite, *Kfs* – K-feldspar, *Pl* – Plagioclase and *Qz* – Quartz.

In the BLMz facies, the plagioclase is strongly saussuritized (Figure 5E) and fractured (Figure 5F), sometimes it remains only pseudomorphic crystals, and locally, they are contorted (Figure 6A), showing strain twinned and kink bands (Figure 6B). The microcline exhibit anhedral to subhedral crystals, measuring 1.4 to 9.5 mm, with cross-hatched twinning

moderately preserved, with string-type perthites and locally they are intensely fractured and crossed by epidote±quartz veins, mainly in the HMz and BLMz facies (Figure 6C). The quartz is found as: 1) interstitial, anhedral, medium- to fine-grained crystals, measuring 0.4-1.3 mm; and 2) subhedral, coarse-grained crystals with strong undulatory extinction, measuring 1.8 to 4.6 mm. Biotite and hornblende represent the main mafic phases, and both are subhedral to anhedral, moderately altered to chlorite. They generally occur as mafic clots, associated with titanite and opaque minerals (Figure 6D). The biotite has yellowish to orange colors, with moderate pleocroism, measuring 1.2 to 2.4 mm, whereas the hornblende is dominantly greenish, measuring 0.5 to 2.5 mm, sometimes with relic cores of clinopyroxene (corona texture; Figure 6D). The assemblage of accessory minerals includes zircon, titanite, apatite and opaque minerals. Sericite, chlorite and epidote are the main alteration products.



**Figure 6.** Microscopic aspect of the Água Branca granitoids. (A) Crystal of plagioclase contorted (CS-120), showing (B) strain twinned and kink bands (CS-121); (C) Crystal of K-feldspar crossed by epidote+quartz veins (CS-120); (D) clots of mafic minerals with relic cores of clinopyroxene surrounded by amphibole (CS-109). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Amp* – Amphibole, *Bt* – Biotite, *Cpx* – Clinopyroxene, *Ep* – Epidote, *Kfs* – K-feldspar, *Pl* – Plagioclase and *Qz* – Quartz.

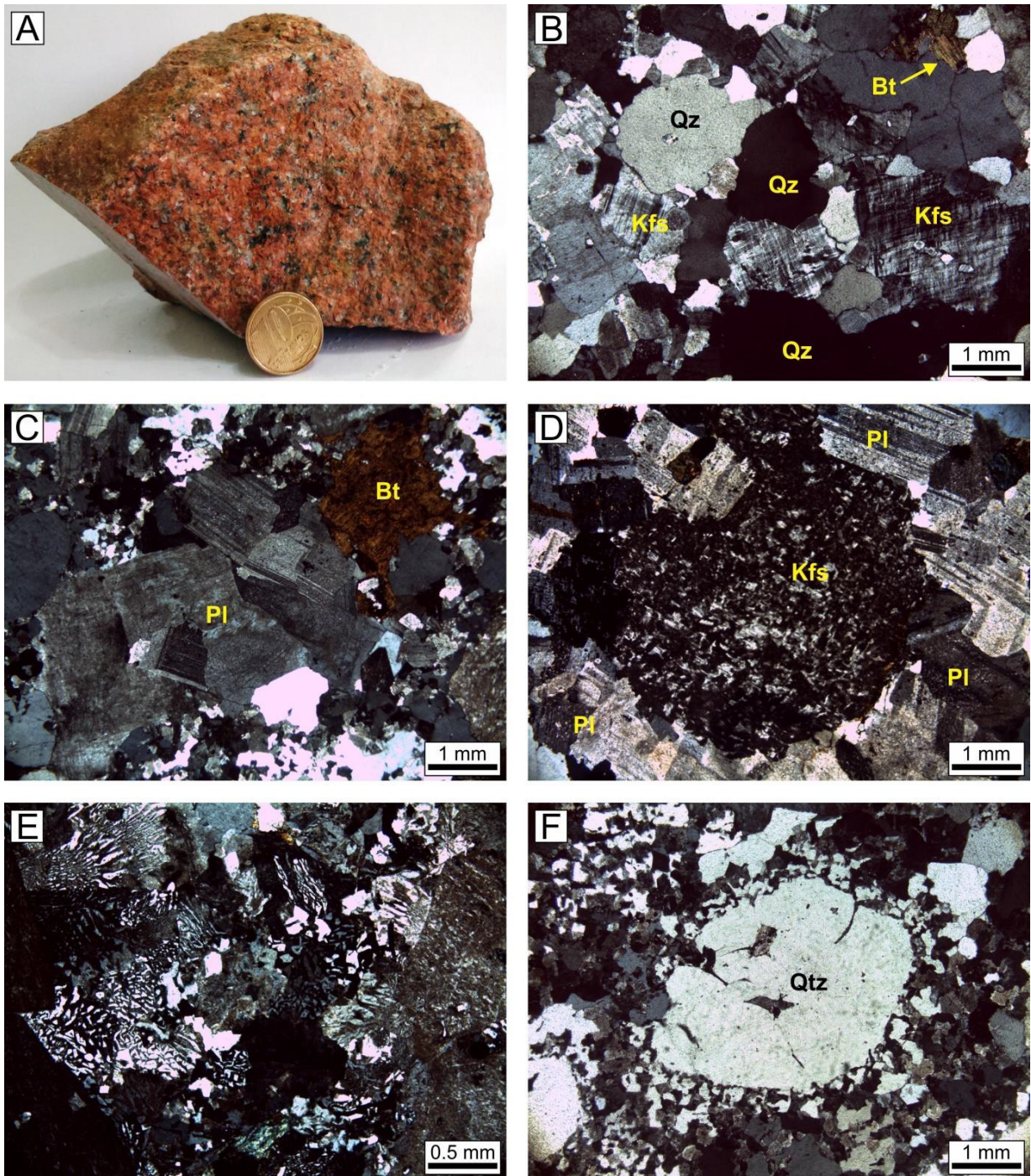
### 5.1.3 Mapuera Suite

The Mapuera Suite comprises reddish, medium- to coarse-grained, isotropic and leucocratic rocks, with mineral mafic content (M') between 2.8 and 12.1% (Figure 7A). Five different facies were identified: Biotite alkali feldspar leuco-granite (BALg), biotite alkali feldspar granite (BAg), biotite leuco-syenogranite (BLSy), biotite syenogranite (BSy) and hornblende-biotite syenogranite (HBSy).

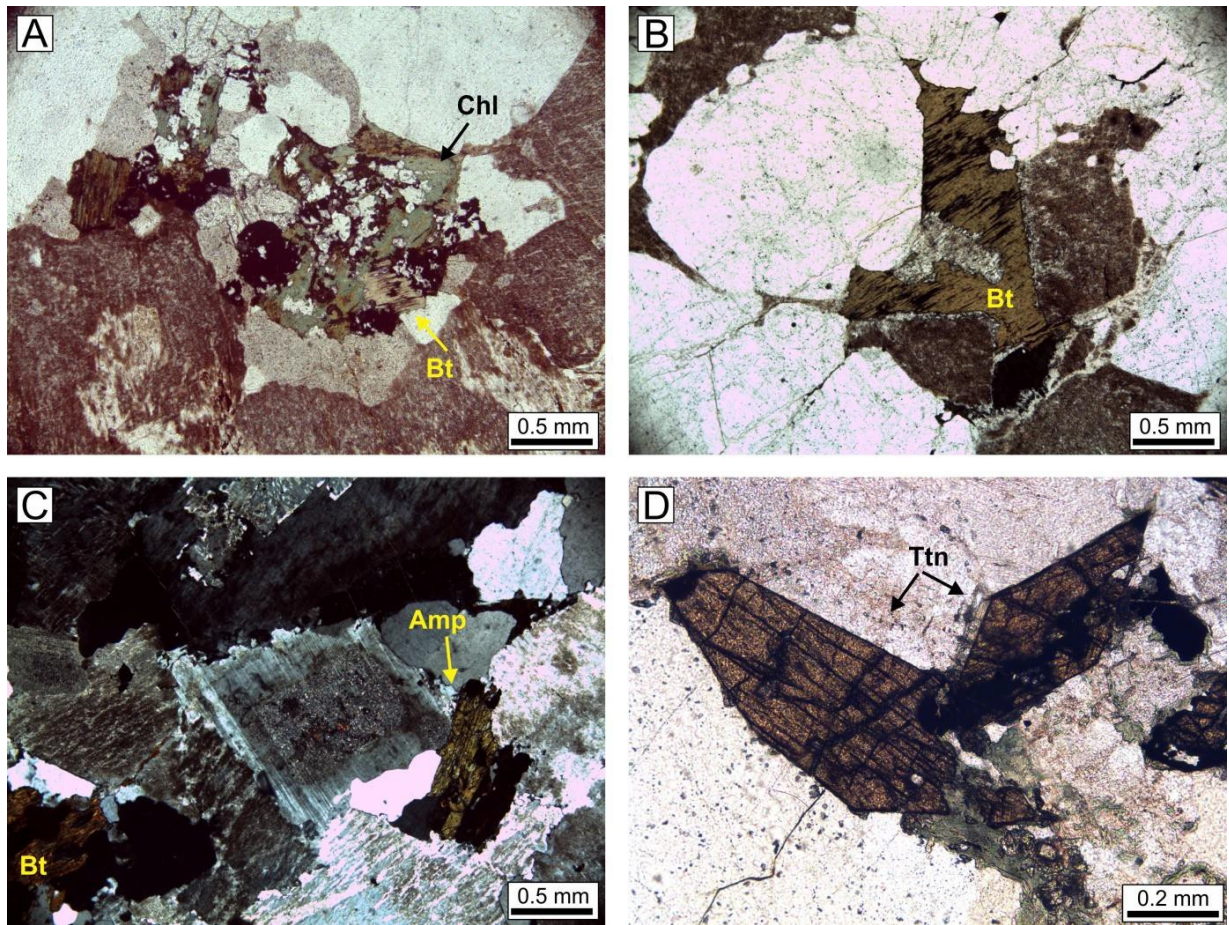
Most of the facies displays hipidiomorphic granular textures, with variations of porphyritic and rapakivi textures (Figure 7B, C, D). The mineral assemblage is composed by alkali-feldspar (44.3-70.8%), plagioclase (2.2-20.3%), quartz (21.9-27.0%), biotite (1.2-7.1%), hornblende (0-7.9%), and minor titanite, epidote, zircon, apatite and opaque minerals.

Alkali feldspar megacrystals (1-8 mm) are common, with ovoid and tabular shapes and locally with coarse mantles of plagioclase (rapakivi texture; Figure 7D). They are generally perthitic and sometimes exhibit the late-magmatic granophyric quartz-K-feldspar intergrowths, mainly in the BLSy facies (Figure 7E). The plagioclase shows subhedral crystals, measuring 0.5 to 3 mm, with normal compositional zoning, marked by cores altered to sericite, epidote and clay-minerals and borders slightly preserved. They generally have polysynthetic twinning preserved and small inclusions of quartz and opaque minerals. The crystals of quartz occur as: 1) ovoid megacrystals, measuring 1 to 3.5 mm, with abundant embayment and recrystallized borders, slightly fractured (Figure 7F); 2) subhedral porphyritic crystals, intensely fractured, with strong undulatory extinction; 3) subhedral recrystallized crystals, forming a medium to fine matrix, mainly in porphyritic facies (BAg and HBSy); 4) fine-grained crystals which intergrowth the K-feldspar crystals. Biotite is the dominant ferromagnesian mineral, whereas the hornblende occurs only in the HBSy facies. They are intensely altered to chlorite and opaque minerals, sometimes, remaining only relic crystals (Figure 8A). The preserved crystals of biotite are anhedral to subhedral, measuring 0.5 to 1.5 mm, with moderate pleochroism, ranging from brown to yellowish brown colors and cleavage planes altered to opaque minerals (Figure 8B). Inclusion of zircon, apatite and opaque minerals are common. The hornblende crystals measure 0.5 to 1 mm and they are generally subhedral, intensely fractured (Figure 8C) with inclusions of zircon, epidote and opaque minerals. Titanite is the most important accessory mineral, which shows anhedral to subhedral crystals, with lozenge shapes and reaching size of 1.5 mm (Figure 8D). The zircon, apatite, epidote and opaque minerals occur generally as inclusion in the bigger crystals of biotite and

hornblende. The post-magmatic minerals are represented by chlorite, sericite, clay-minerals and epidote.



**Figure 7.** (A) Macroscopic aspect of a medium-grained alkali feldspar leuco-granite from Mapuera Suite (AT-13); (B) hipidiomorphic granular and (C) glomeroporphyritic textures (AB-98, AB-90); (D) crystal of K-feldspar surrounded by coarse mantles of plagioclase, characterizing a rapakivi texture (AT-176). (E) late-magmatic granophyric quartz-K-feldspar intergrowths (AB-134); (F) ovoid crystal of quartz with embayments, inclusions and recrystallized rims and matrix (AT-99). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Bt* – Biotite, *Kfs* – K-feldspar, *Pl* – Plagioclase and *Qz* – Quartz.



**Figure 8.** Microscopic aspect of Mapuera granitoids. (A) Mafic phase strongly altered to chlorite and mafic minerals, displaying relic crystals of biotite (AT-176); (B) preserved subhedral crystal of biotite with cleavage planes altered to mafic minerals (AT-165); (C) anhedral crystal of amphibole, intensely fractured (AT-16); (D) euhedral crystals of titanite, showing lozenge shapes (AT-172). Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010): *Amp* – *Amphibole*, *Bt* – *Biotite*, *Chl* – *Chlorite*, *Qz* – *Quartz* and *Ttn* – *Titanite*.

## 5.2 GEOCHEMISTRY

The whole-rock geochemical data of Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids are presented in Table 3. In most diagrams, the geochemical fields of other Orosirian granitoids from Central Amazon and Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós provinces which are correlated to studied granitoids are displayed (Figure 2).

The Caxipacoré Suite granitoids demonstrate a small range of SiO<sub>2</sub> (66.73-71.95 wt.%), MgO (0.48-0.78 wt.%) and CaO (1.67-2.56 wt.%), low content of TiO<sub>2</sub> (0.27-0.44 wt.%) and moderate content of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.12-16.12 wt.%), K<sub>2</sub>O (4.23-4.51 wt.%) and Na<sub>2</sub>O (3.75-4.15 wt.%). The K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio varies between 1.02 and 1.20 and FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO) ranges from 0.78 to 0.80. The Água Branca granitoids exhibit similar chemical composition, with silica content of 59.43-70.81 wt.%, and slightly higher TiO<sub>2</sub> (0.35-0.76 wt.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.40-17.93 wt.%), and Na<sub>2</sub>O (3.56-4.63 wt.%) contents than previous rocks and lower K<sub>2</sub>O

(4.05-4.60 wt.%) values. Thus, the  $K_2O/Na_2O$  ratio is between 0.87 and 1.28 and the  $FeO_t/(FeO_t+MgO)$  ratio varies from 0.67 to 0.81. The Mapuera Suite displays a compositionally small range of  $SiO_2$  values (71.29-78.03 wt.%) with the lowest contents of  $TiO_2$  (0.11-0.33 wt.%),  $Al_2O_3$  (11.14-14.32 wt.%) and  $Na_2O$  (3.20-3.99 wt.%) and the highest  $K_2O$  (4.49-5.33 wt.%) contents. These rocks have a  $K_2O/Na_2O$  values ranging from 1.25 to 1.63 and  $FeO_t/(FeO_t+MgO)$  from 0.87 to 0.95.

**Table 3.** Whole-rock major and trace elements for the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids.

Unit	CAXIPACORÉ SUITE			ÁGUA BRANCA SUITE				MAPUERA SUITE									
	Facies	BHMz		BLMz	HMz	BHQzM		BHM	BALg	BAg				BLSy			HBSy
Sample	AB-65	AB-73A	AB-85	CS-121	CS-97	CS-109	CS-113	AT-153	AT-89	AT-90	AT-99	AT-172	AB-98A	AT-173	AT-177	AT-16A	AT-92
SiO <sub>2</sub> (%)	66.73	71.95	69.25	70.81	62.3	61.79	59.43	78.03	76.2	75.73	74.49	74.53	75.02	75.68	74.77	71.29	72.63
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.27	0.32	0.35	0.64	0.69	0.76	0.12	0.11	0.13	0.18	0.22	0.16	0.16	0.25	0.33	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.12	14.12	15.21	14.4	16.47	16.78	17.93	11.14	11.98	12.28	12.69	12.43	13.17	12.42	12.51	14.32	13.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.28	2.14	2.51	2.51	4.56	4.7	5.05	1.33	1.54	1.59	1.89	2.15	1.37	1.62	1.9	2.76	2.61
MnO	0.07	0.04	0.07	0.04	0.09	0.08	0.1	0.02	0.03	0.04	0.04	0.06	0.03	0.04	0.05	0.08	0.08
MgO	0.78	0.48	0.64	0.54	2.00	1.93	1.93	0.06	0.07	0.09	0.15	0.1	0.19	0.19	0.25	0.31	0.24
CaO	2.56	1.67	1.96	2.04	3.52	3.7	4.08	0.26	0.57	0.55	0.66	0.52	0.77	0.86	0.72	0.99	0.89
Na <sub>2</sub> O	4.12	3.75	4.15	3.56	4.31	4.43	4.63	3.2	3.48	3.47	3.57	3.72	3.46	3.6	3.26	3.99	3.73
K <sub>2</sub> O	4.32	4.51	4.23	4.56	4.6	4.5	4.05	4.8	4.83	5.11	5.14	5.18	5.02	4.49	5.33	5.32	5.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.06	0.09	0.09	0.24	0.27	0.33	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06
LOI	1.3	0.8	1.3	0.9	0.9	0.7	1.3	0.9	1.0	0.8	1.0	0.8	0.6	0.8	0.8	0.3	0.9
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.05	1.20	1.02	1.28	1.07	1.02	0.87	1.5	1.39	1.47	1.44	1.39	1.45	1.25	1.63	1.33	1.40
FeO <sub>t</sub> /(FeO <sub>t</sub> +MnO)	0.79	0.80	0.78	0.81	0.67	0.69	0.70	0.95	0.95	0.94	0.92	0.95	0.87	0.88	0.87	0.89	0.91
Mo (ppm)	1.6	0.5	0.8	0.6	1.0	0.8	0.4	1.2	1.3	2.0	1.3	2.3	1.6	1.0	2.7	1.8	2.6
Cu	7.6	2.3	4.3	6.8	42.0	39.6	42.4	3.9	4.4	4.7	2.3	1.9	5.2	4.1	7.5	6.2	3.6
Zn	55	39	52	45	53	40	49	36	56	67	63	95	33	35	69	63	114
Ni	2.1	2.9	3.2	3.1	14.0	11.4	12.9	1.7	1.9	2.2	2.2	1.3	4.8	2.8	5.1	3.8	3.8
Sc	8	4	6	5	10	10	10	2	1	2	3	4	2	2	3	7	4
Ba	1683	860	990	1203	1589	1690	1968	93	182	275	396	314	619	476	269	1258	552
Be	2	<1	3	1	1	1	<1	4	9	4	3	5	<1	2	7	1	5
Co	6.6	4.5	3.6	5.8	13.7	10.7	11.3	1.6	3.3	2.6	3.0	6.5	6.5	3.1	5.8	4.6	4.5
Cs	1.3	3.1	2.3	1.7	2.1	1.6	1.2	1.8	3.3	2.9	3.5	7.7	2.9	2.8	6.9	2.4	4.4
Ga	17.9	16	17.4	16.6	21.8	21	19.3	15.8	19.3	17.8	16.6	18.7	13.7	13.2	20.5	17.5	18.2
Hf	7.1	4.9	5.9	4.3	6.4	6.8	4.9	8.5	6.9	6.4	8.0	9.2	4.4	4.1	7.9	8.3	8.3
Nb	10.5	8.3	14.3	7.4	10.9	10.4	9.3	18.7	26.1	18.9	23.6	25.5	7.8	8.4	20.8	16.1	23.3
Rb	124.0	156.3	160.2	146.9	118.4	106.7	86.7	252.8	317.6	284.8	287.1	269.3	164.7	147.7	290.2	176.4	265.1
Sr	384.4	254.7	316.1	273.6	571.8	600.6	754.4	10.8	25.4	39.9	58.4	32.1	94.8	82.9	52.9	126.4	73.8
Ta	1.8	1.2	1.8	0.9	0.9	0.8	1.0	2.5	2.9	1.7	2.1	4.6	1.7	1.3	2.4	1.5	1.9

*(continued)*

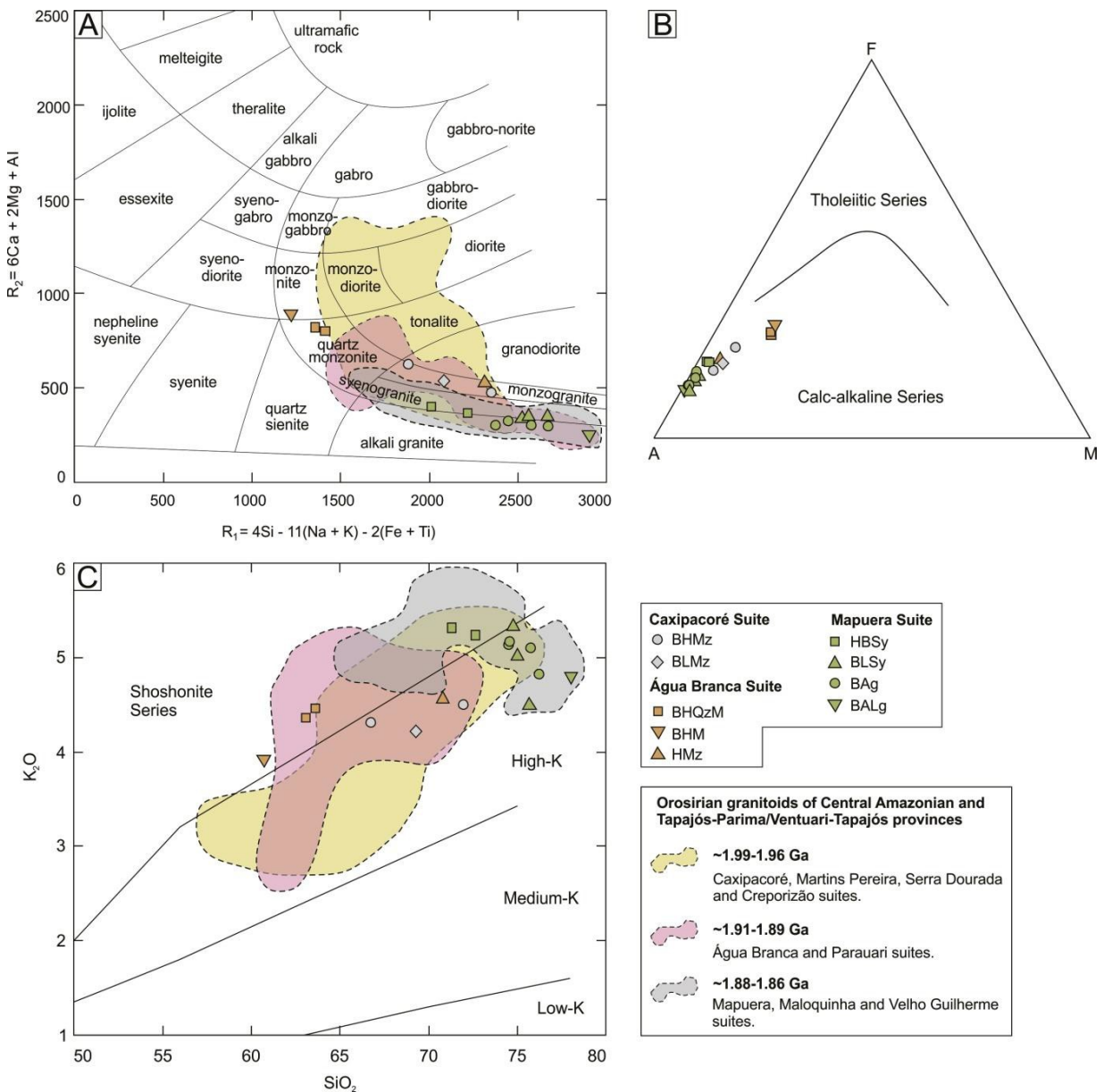
**Table 3.** (Continued)

Unit	CAXIPACORÉ SUITE			ÁGUA BRANCA SUITE				MAPUERA SUITE									
Facies	BHMz		BLMz	HMz	BHQzM		BHM	BALg	BAg				BLSy			HBSy	
Sample	AB-65	AB-73A	AB-85	CS-121	CS-97	CS-109	CS-113	AT-153	AT-89	AT-90	AT-99	AT-172	AB-98A	AT-173	AT-177	AT-16A	AT-92
<b>Th</b>	14.6	13.3	15.1	15.4	10.2	9.3	6.4	23.6	32.0	29.2	34.6	22.2	22.6	13.9	36.5	17.6	32.1
<b>U</b>	3.8	3.1	5.4	4.1	2.3	2.4	1.6	7.3	9.9	8.3	9.3	9.8	5.3	3.1	9.7	4.1	7.9
<b>V</b>	36	20	22	28	98	99	109	<8	13	25	<8	<8	8	<8	14	8	10
<b>W</b>	27.3	12.6	4.7	14.1	13.5	8.0	4.4	9.4	23.2	12.9	15.3	52.9	36.9	16.6	33.1	26.5	24.7
<b>Zr</b>	267.3	152.6	189.7	156.2	263.1	289.7	210.5	244.1	177.7	178.4	244.2	296.4	136.5	134.9	237.5	313.2	280.0
<b>Y</b>	27.8	17.7	47.8	19.7	24.2	21.7	21.2	100.6	196.0	127.6	85.2	242.4	29.9	24.8	58.9	42.0	97.8
<b>La</b>	63.5	45.7	79.1	36.4	56.3	51.9	50.0	186.3	116.5	153.7	125.6	171.7	88.1	48.3	72.1	69.2	122.9
<b>Ce</b>	115.0	82.6	147.3	67.9	111.3	100.0	93.9	307.8	217.3	294.5	231.3	356.1	147.4	89.5	144.7	131.5	229.5
<b>Pr</b>	12.24	8.55	15.55	7.28	12.04	11.65	11.08	36.88	24.63	33.12	24.5	44.51	14.64	9.57	15.07	13.73	25.63
<b>Nd</b>	44.2	29.2	56.3	26.8	42.9	42.0	41.9	126.3	93.8	115.4	81.7	173.1	47.6	31.0	49.2	48.4	93.2
<b>Sm</b>	6.72	4.12	9.44	4.26	6.68	6.82	7.18	21.99	21.33	23.67	14.63	39.59	6.29	4.97	8.02	8.18	17.33
<b>Eu</b>	1.31	0.67	1.29	1.01	1.52	1.65	1.75	0.46	0.71	0.82	0.59	1.35	0.5	0.47	0.42	1.06	1.00
<b>Gd</b>	5.58	3.37	8.12	3.77	5.14	5.06	5.27	17.24	28.96	23.35	12.35	44.35	4.59	3.76	6.59	7.27	16.83
<b>Tb</b>	0.79	0.51	1.27	0.56	0.72	0.72	0.7	2.75	5.33	4.12	2.11	7.63	0.6	0.59	1.16	1.12	2.8
<b>Dy</b>	4.55	3.06	7.64	3.43	4.01	4.09	3.78	15.63	33.87	24.14	12.73	42.48	3.35	3.62	6.97	6.73	17.78
<b>Ho</b>	0.99	0.64	1.65	0.69	0.75	0.79	0.71	3.00	7.32	4.91	2.65	7.93	0.69	0.82	1.73	1.35	3.71
<b>Er</b>	2.74	1.86	5.05	1.98	2.23	2.39	2.16	8.52	20.37	13.71	7.51	21.05	2.17	2.66	5.64	4.07	10.88
<b>Tm</b>	0.45	0.32	0.81	0.31	0.37	0.34	0.31	1.24	2.94	1.92	1.24	3.12	0.35	0.42	0.84	0.65	1.66
<b>Yb</b>	3.01	2.08	5.45	1.92	2.29	2.2	2.00	7.99	17.89	12.38	7.88	19.16	2.5	2.74	5.58	4.26	10.7
<b>Lu</b>	0.48	0.35	0.84	0.33	0.36	0.35	0.3	1.15	2.53	1.69	1.19	2.75	0.44	0.46	0.86	0.68	1.63
<b>ΣREE</b>	261.56	183.03	339.81	156.64	246.61	229.96	221.04	737.25	593.48	707.43	525.98	934.82	319.22	198.88	318.88	298.2	555.55
<b>(La/Sm)<sub>N</sub></b>	5.94	6.98	5.27	5.37	5.30	4.79	4.32	5.33	3.44	4.08	5.40	2.73	8.81	6.11	5.65	5.32	4.46
<b>(Gd/Yb)<sub>N</sub></b>	1.50	1.31	1.20	1.58	1.81	1.86	2.13	1.74	1.31	1.52	1.26	1.87	1.48	1.11	0.95	1.38	1.27
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	14.23	14.82	9.78	12.78	16.57	15.90	16.85	15.72	4.39	8.37	10.75	6.04	23.76	11.8	8.71	10.95	7.74
<b>(Eu/Eu*)<sub>N</sub></b>	0.65	0.55	0.45	0.77	0.79	0.86	0.87	0.07	0.09	0.11	0.13	0.10	0.28	0.33	0.18	0.42	0.18
<b>(Nb/Zr)<sub>N</sub></b>	0.62	0.85	1.18	0.74	0.65	0.56	0.69	1.20	2.31	1.66	1.52	1.35	0.90	0.98	1.38	0.81	1.31

**Abbreviations:** B – biotite, H – hornblende, L – leuco, Mz – monzogranite, QzM – quartz monzonite, M – monzonite, Sy – syenogranite, Ag – Alkali feldspar granite, ALg – Alkali feldspar leuco-granite.  $FeO_1 = Fe_2O_3 * 0.8995$ .

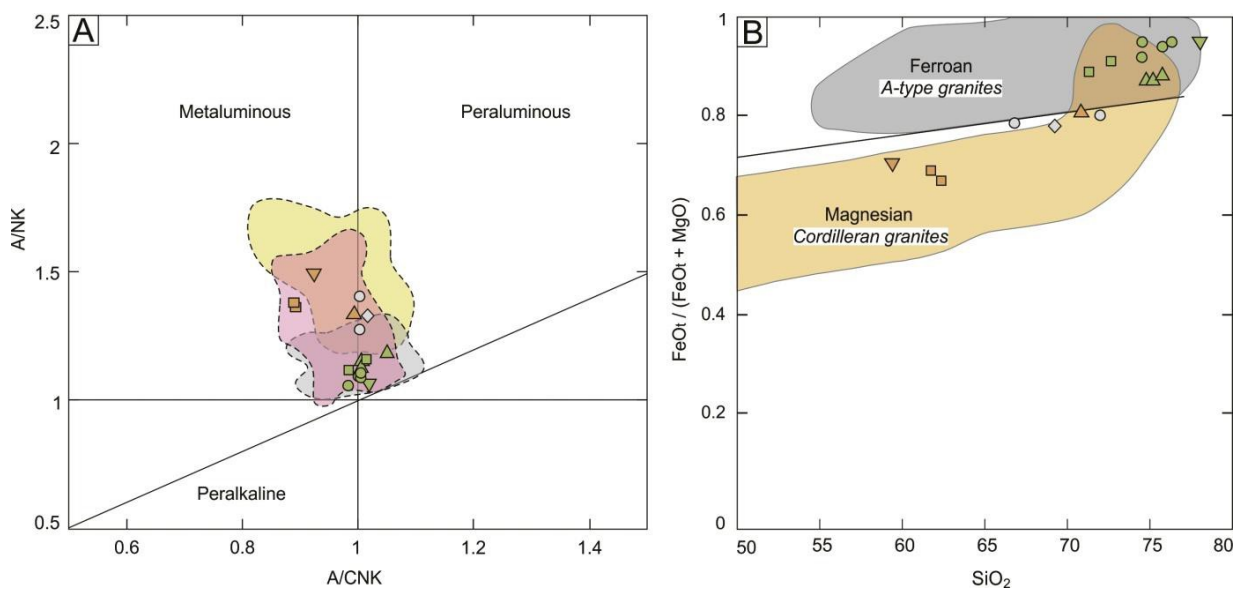


In the R1-R2 diagram (De La Roche *et al.* 1980; Figure 9A), all samples of the three suites display a subalkaline trend. The rocks from the Suite Caxipacoré plot in the field of monzogranite while the Água Branca granitoids range from monzogranite, monzonite and quartz monzonite. The Mapuera granitoids are concentrated in syenogranite and alkali granite fields.



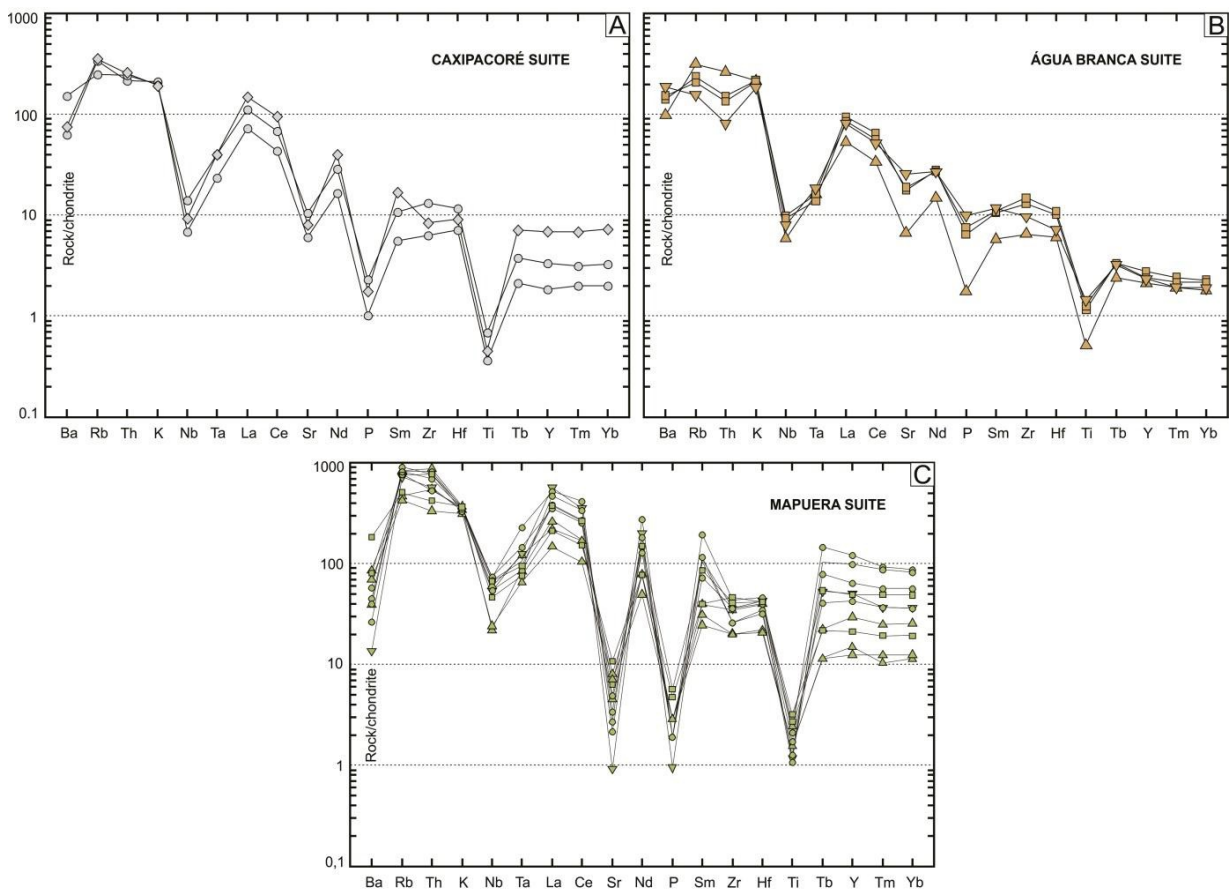
**Figure 9.** (A) R1-R2 diagram (De La Roche *et al.* 1980); (B) AFM diagram (Irvine and Baragar 1971); (C)  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor 1976) diagram. Compositional fields of the Caxipacoré (Castro *et al.* 2014), Pedra Pintada (Fraga *et al.* 2010), Martins Pereira (Almeida 2006), Serra Dourada (Almeida 2006), Creporizão (Vasquez *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2002), Água Branca (Faria *et al.* 2000; Almeida 2006; Valério *et al.* 2009); Parauari (Vasquez *et al.* 2002); Mapuera (CPRM 2000; Ferron *et al.* 2006; Valério *et al.* 2009; Lombello 2011); Maloquinha (Lamarão *et al.* 2002; Vasquez *et al.* 2002) and Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2005) are also plotted for comparison. Simbology of samples as in petrographic facies in Figure. 4.

According to the AFM (Irvine and Baragar 1971; Figure 9B) and  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor 1976; Figure 9C) diagrams, all samples show affinity with a high-K calc-alkaline series. In the  $A/CNK$  versus  $A/NK$  diagram (Maniar and Piccoli 1989; Figure 10A), the Caxipacoré granitoids have dominantly peraluminous character, whereas the Água Branca granitoids have metaluminous character and the Mapuera granitoids plot close to metaluminous-peraluminous boundary. In the  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  versus  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001; Figure 10B), Caxipacoré and Água Branca granitoids plot within the magnesian field (cordilleran granites), while all samples of Mapuera Suite plot within ferroan field, corresponding to the A-type granites field.



**Figure 10.** A) Aluminium saturation index (Maniar and Piccoli 1989); (B)  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  versus  $SiO_2$  (Frost *et al.* 2001). Simbology of samples and field as in Figure 9.

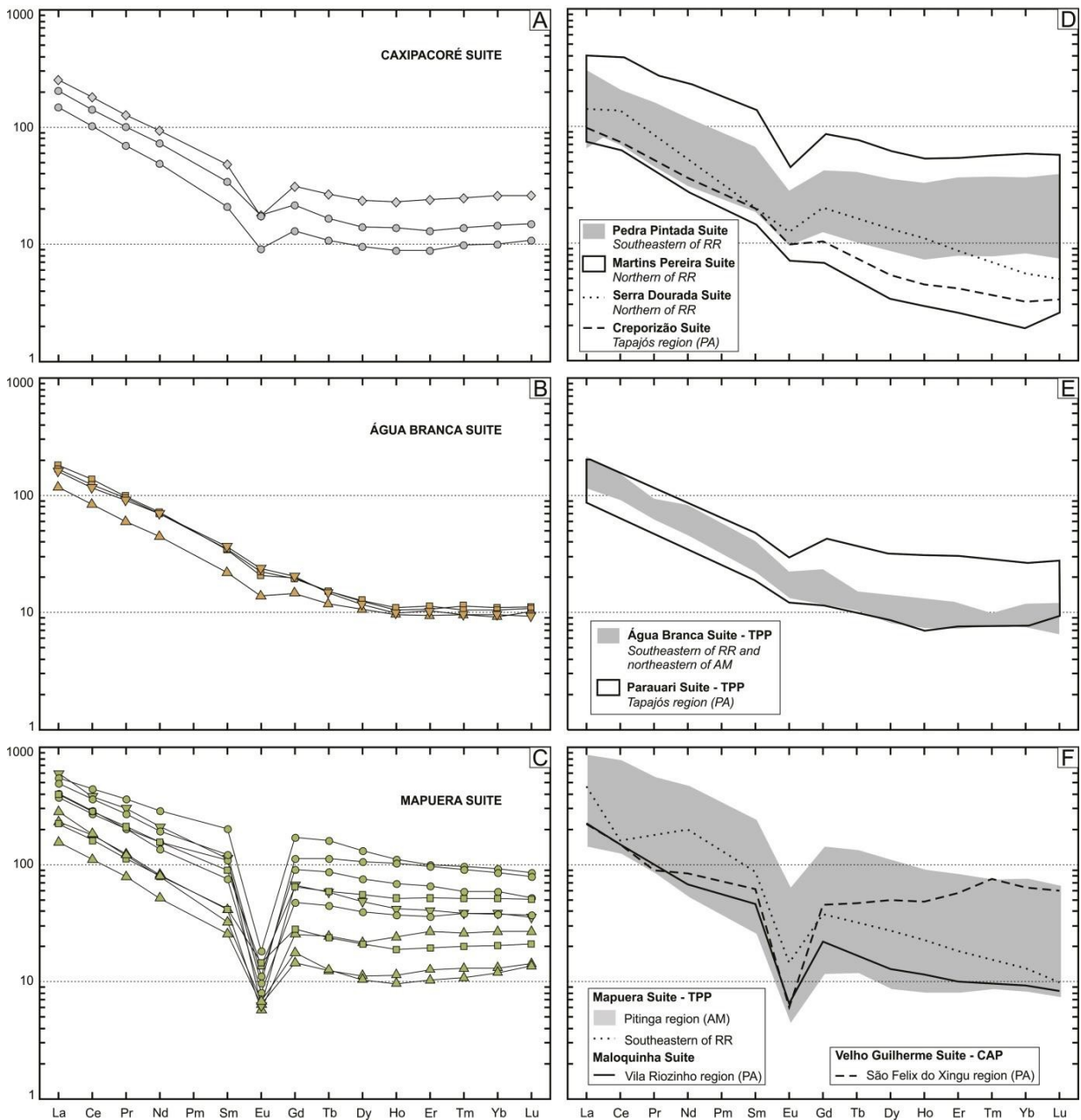
In the multi-elementary spider-diagram with chondrite-normalized trace elements (Thompson 1982), the Caxipacoré Suite demonstrates a pattern with high Rb, Th, K, La and Nd contents and strong negative anomalies of Ba, Nb, Sr, P and Ti (Figure 11A). The Água Branca Suite displays weak negative anomalies of Th, Sr and P in the samples of monzonite (CS-113) and quartz monzonite (CS-97 and CS-109), while the monzogranite sample (CS-121) exhibits slightly stronger negative anomalies of these elements (Figure 11B). Moreover, all samples show strong negative anomalies of Nb and Ti and slightly positive anomalies of Rb, K, La, Nd, Sm, Zr and Tb. The Mapuera Suite has high content of Rb, Th, La, Ce, Nd, Sm and Tb and strong negative anomalies of Ba, Nb, Sr, P and Ti (Figure 11C).



**Figure 11.** Multi-elementary spider-diagram with chondrite-normalized trace elements (Thompson 1982) for the (A) Caxipacoré (B), Água Branca and (C) Mapuera suites. Symbology of samples as in Figure 9.

In the rare earth element (REE) diagrams normalized to chondrite (Boynnton 1984), all studied granitoids display a steeper pattern with light REE-enrichment (LREE) in relation to heavy REE (HREE). The Caxipacoré granitoids have a relatively low REE content (183.03-339.81 ppm), with moderate fractionation of HREE [(La/Yb)<sub>N</sub> = 9.78-14.82]. Furthermore, the HREE exhibit a slightly concave-upwards pattern, which is indicative of hornblende fractionation during the magmatic evolution (Figure 12A). All varieties display negative Eu anomaly [(Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0.45-0.65] and generally decreasing from the biotite-hornblende monzogranites (AB-65 and AB-73 A) to the leucogranite (AB-85). The Água Branca granitoids have the lowest REE content (156.64-246.61 ppm) and significant HREE fractionation (Figure 12B) with (La/Yb)<sub>N</sub> ratio ranging from 12.78 to 16.85. The Eu anomaly is very weak [(Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0.77-0.87]. The highest content of REE is found in the Mapuera Suite (198.88-934.82 ppm), with a strong variation of (La/Yb)<sub>N</sub> ratio, ranging from a minimum of 4.39 to a maximum of 23.76. The negative Eu anomaly is very accentuated in the alkali feldspar granites (AT-89, AT-90, AT-99, AT-153 and AT-172), with the (Eu/Eu\*)<sub>N</sub>

values from 0.07 to 0.13, and moderate Eu anomaly in the syenogranites (AB-98 A, AT-16 A, AT-92, AT-173 and AT-177), with  $(Eu/Eu^*)_N$  values between 0.18 and 0.42 (Figure 12C).

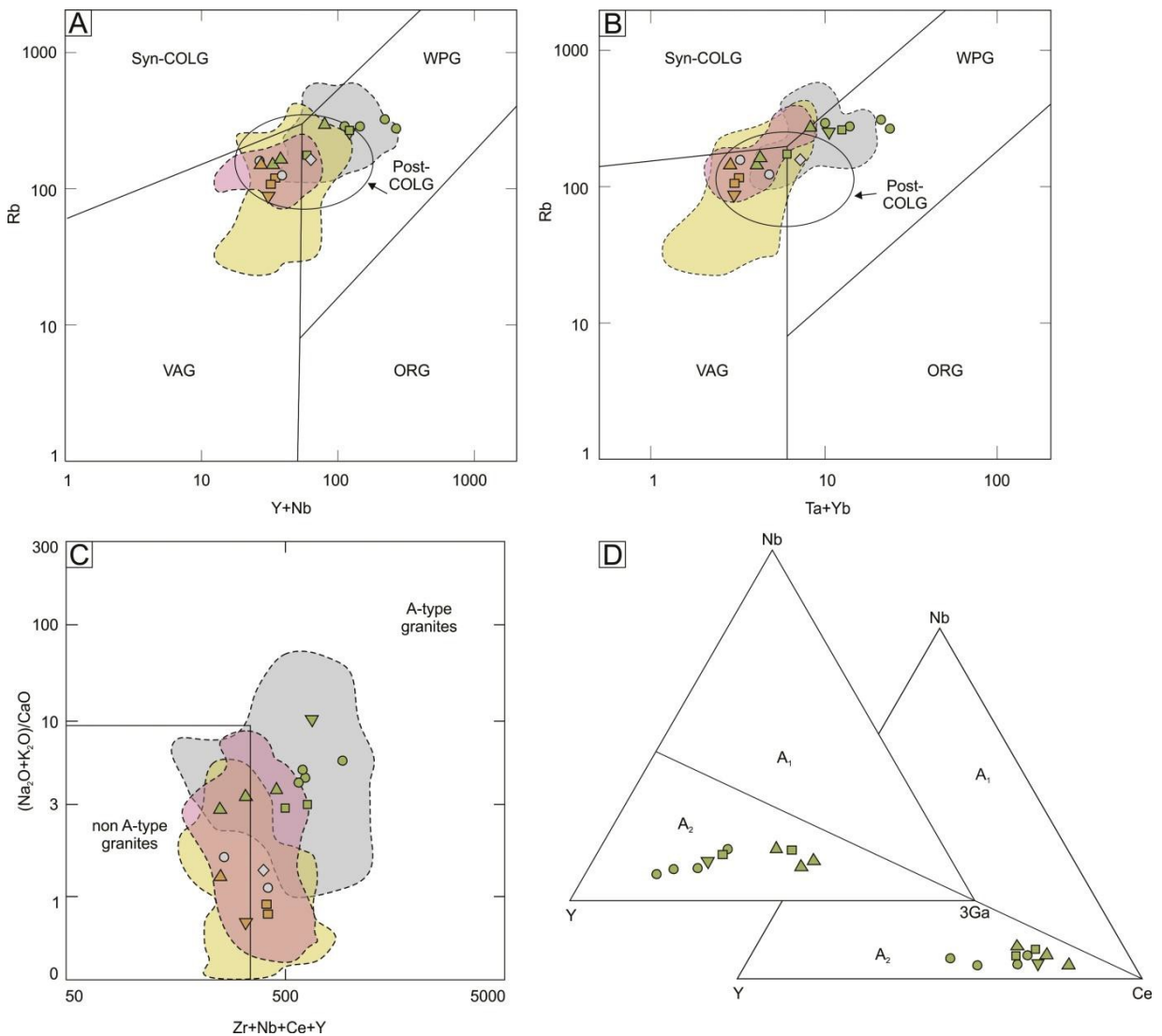


**Figure 12.** Rare earth element (REE) diagrams normalized to chondrite (Boynton 1984) for the (A) Caxipacoré (B), Água Branca and (C) Mapuera suites. REE data from (D) Pedra Pintada, Martins Pereira, Serra Dourada and Creporizão suites, (E) Água Branca and Parauari suites, (F) Mapuera, Maloquinha and Velho Guilherme suites are also plotted for comparison. References and symbology of samples and fields as in Figure 9.

According to the tectonic discrimination and granitic rock typology diagrams, three different geochemical groups were identified. In the  $Rb$  versus  $Y+Nb$  and  $Rb$  versus  $Ta+Yb$  diagrams (Pearce 1996; Figure 13A, B), the Caxipacoré granitoids plot in the fields of post-collisional and volcanic arc granite (VAG), as well as, the rocks of Água Branca Suite. The

Mapuera granitoids are mostly positioned in the within-plate granite (WPG) field, except two samples of syenogranite which plots in the VAG field.

In the  $(K_2O+Na_2O)/CaO$  versus  $Zr+Nb+Ce+Y$  diagram (Nardi & Bitencourt 2009 modified from Whalen *et al.* 1987; Figure 13C), the Caxipacoré and Água Branca granitoids plots within non A-type granite field and close to the A-type/non A-type boundary while most of the Mapuera granitoids plot within the A-type granite field and are classified as  $A_2$ -type, according to Eby (1992) diagrams (Figure 13D).

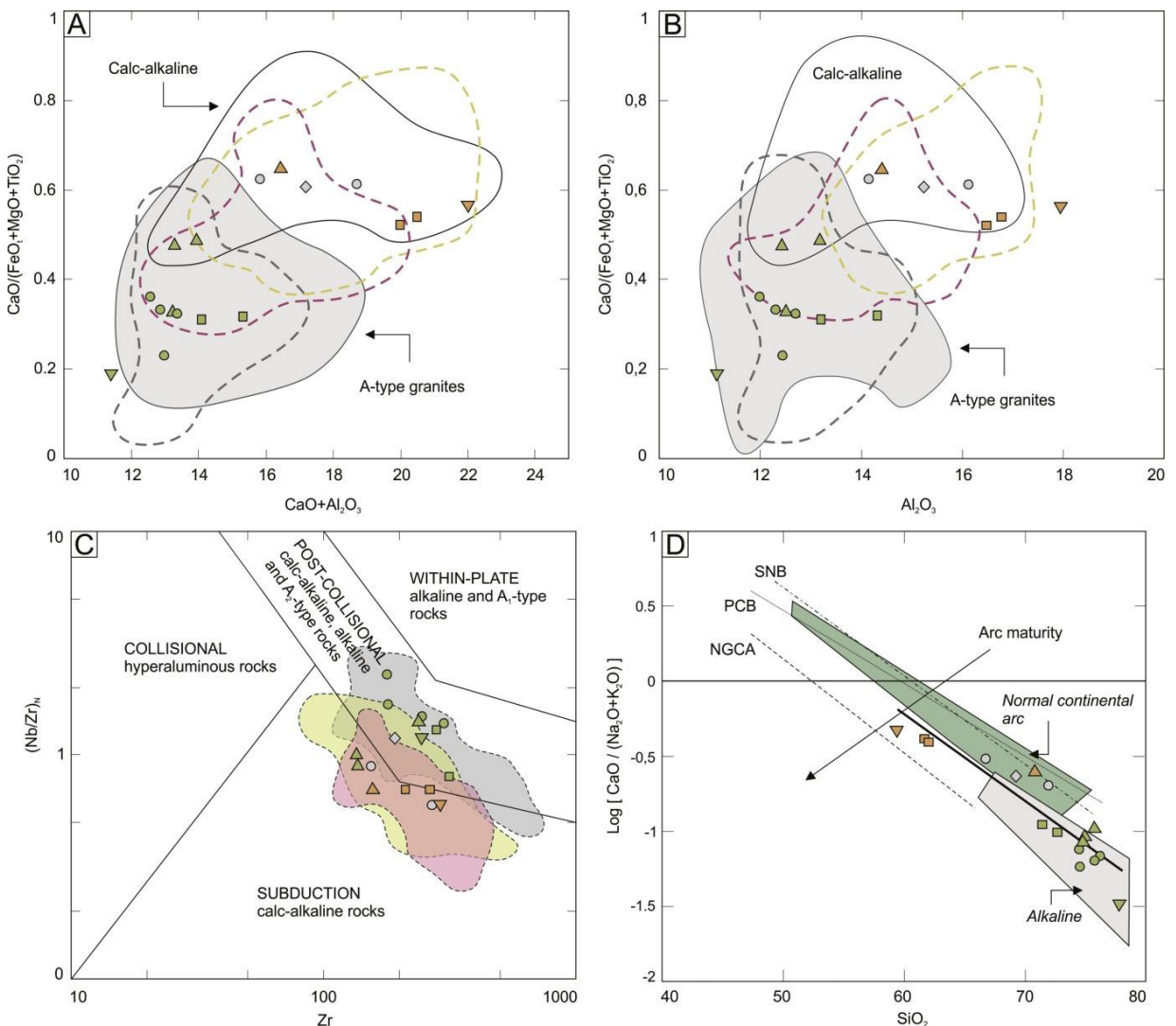


**Figure 13.** (A) Rb versus  $Y+Nb$  and (B) Rb versus  $Ta+Yb$  diagrams (Pearce 1996). COLG – collisional granitoids, WPG – within-plate granitoids, VAG – volcanic arc granitoids, ORG – ocean ridge granitoids; (C)  $(K_2O+Na_2O)/CaO$  versus  $Zr+Nb+Ce+Y$  diagram (Nardi & Bitencourt 2009 modified from Whalen *et al.* 1987); (D) Nb-Y-3Ga and Nb-Y-Ce ternary diagrams for the Mapuera granitoids (Eby 1992). References and symbology of samples and field as in Figure 9.

In the  $CaO/(FeO_t+MgO+TiO_2)$  versus  $CaO+Al_2O_3$  and  $CaO/(FeO_t+MgO+TiO_2)$  versus  $Al_2O_3$  diagrams from Dall’Agnol and Oliveira (2007; Figure 14A, B), both Caxipacoré

and Água Branca granitoids plot in calc-alkaline field, while Mapuera granitoids are concentrated in the A-type granite field. According to the  $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$  versus Zr diagram (Thiéblemont & Tegyey 1994; Figure 14C), the Caxipacoré and Água Branca granitoids are related to a subduction environment and the Mapuera granitoids have dominant affinity with post-collisional calc-alkaline to alkaline  $A_2$ -type rocks.

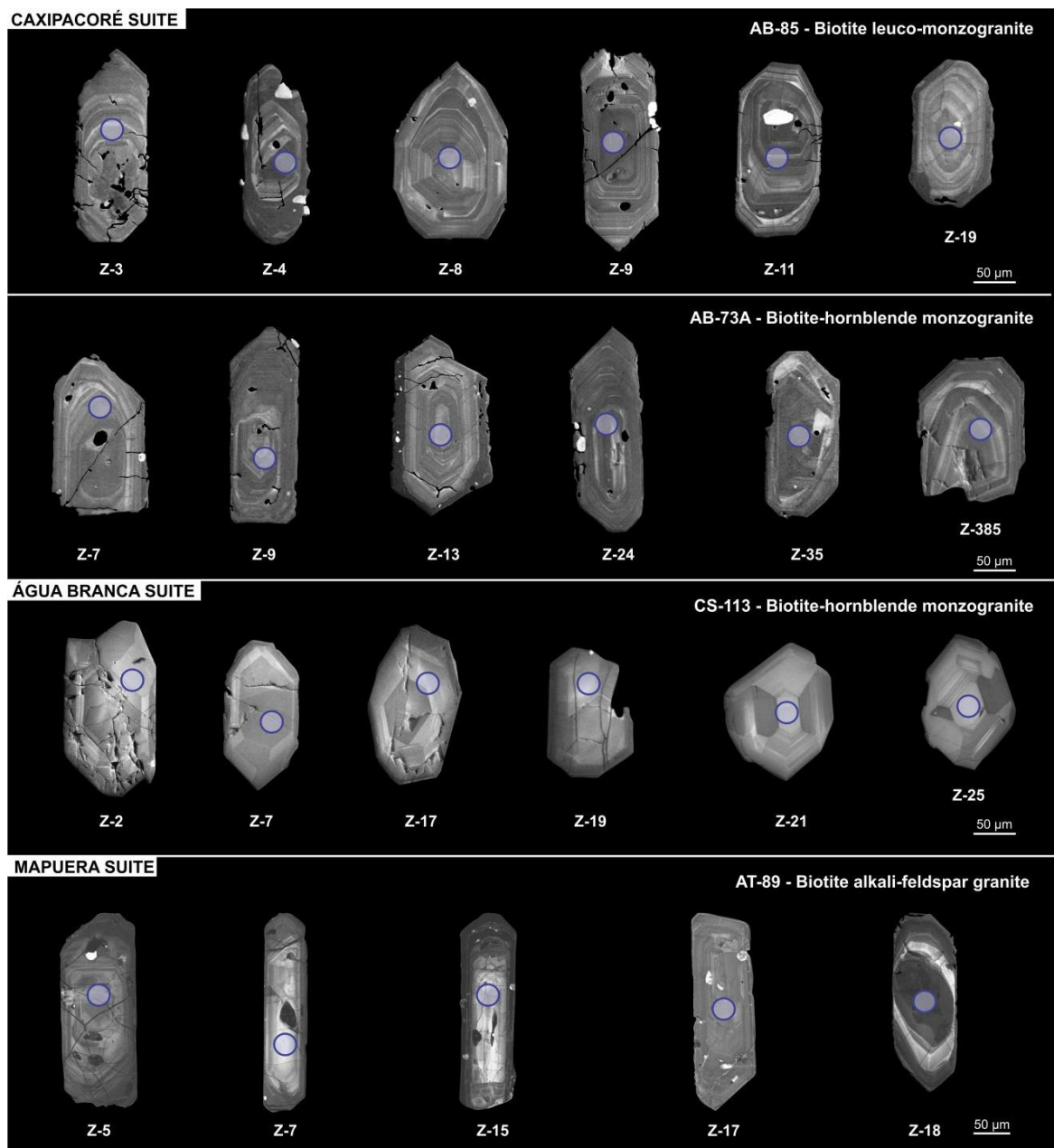
In the  $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram of Brown *et al.* (1984; Figure 14D), all samples of Caxipacoré and Água Branca suites exhibit a trend similar to a normal continental arc, whereas the Mapuera granitoids are spread out in the alkaline field, which indicates a mature arc series.



**Figure 14.** (A)  $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$  versus  $\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$  and (B)  $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diagrams (Dall’Agnol and Oliveira 2007); (C)  $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$  versus Zr diagram (Thiéblemont & Tegyey 1994); (D)  $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Brown *et al.* 1984). SNB – Sierra Nevada Batholith, PCB – Peru Coastal Batholith, NGCA – New Guinea Continental Arc. References and symbology of samples and field as in Figure 9.

### 5.3 U-Pb GEOCHRONOLOGY

Zircon U-Pb analytical data and calculated ages are expressed in Table 4. Four samples were analyzed by LA-MC-ICP-MS, a biotite leuco-monzogranite (AB-85) and biotite-hornblende monzogranite (AB-73A) from Caxipacoré Suite, a biotite-hornblende monzonite (CS-113) from Água Branca Suite and a biotite alkali-feldspar granite (AT-89) from Mapuera Suite. Cathodoluminescence images of representative analyzed zircons and the respective spots are shown in Figure 15.



**Figure 15.** Cathodoluminescence images of representative analyzed zircon grains from the granitoids of the Caxipacoré and Água Branca suites. Circles mark spots analyzed by LA-ICP mass spectrometer (15-30 µm-size).

**Table 4.** Summary of LA-ICP-MS dating of the zircon grains from Caxipacoré and Água Branca suites.

Spot Number	$f_{206}^a$	Th/U <sup>b</sup>	Isotope ratios <sup>c</sup>							Ages (Ma)						
			$^{207}\text{Pb}/$	$1 \sigma$	$^{206}\text{Pb}/$	$1 \sigma$	Rho <sup>d</sup>	$^{207}\text{Pb}/$	$1 \sigma$	$^{206}\text{Pb}/$	$1 \sigma$	$^{207}\text{Pb}/$	$1 \sigma$	$^{207}\text{Pb}/$	$1 \sigma$	% Conc <sup>f</sup>
			$^{235}\text{U}$	[%]	$^{238}\text{U}$	[%]		$^{206}\text{Pb}^e$	[%]	$^{238}\text{U}$	abs	$^{235}\text{U}$	abs	$^{206}\text{Pb}$	abs	
<b>CAXIPACORÉ SUITE - SAMPLE AB-85</b>																
<b>AB-85-01 (I)</b>	<b>0.01082</b>	<b>0.30</b>	<b>4.08</b>	<b>2.87</b>	<b>0.23</b>	<b>2.80</b>	<b>0.97</b>	<b>0.13</b>	<b>0.64</b>	<b>1349.6</b>	<b>34.1</b>	<b>1649.7</b>	<b>23.4</b>	<b>2005.8</b>	<b>11.8</b>	<b>148.6</b>
AB-85-01 (II)	0.3332	0.31	6.35	1.16	0.39	0.93	0.79	0.12	0.70	2112.9	16.7	2024.9	10.1	1885.1	12.6	89.2
AB-85-03	0.0077	0.36	6.23	1.10	0.37	0.87	0.77	0.12	0.67	2033.0	15.2	2008.3	9.6	1932.1	12.3	95.0
AB-85-04	0.0257	0.34	5.69	1.83	0.34	1.48	0.80	0.12	1.08	1865.9	24.0	1929.7	15.8	1948.1	19.9	104.4
AB-85-05	0.0058	0.37	6.24	1.41	0.38	1.20	0.84	0.12	0.74	2055.6	21.1	2009.8	12.3	1912.0	13.6	93.0
AB-85-06 (I)	0.0073	0.45	6.48	1.14	0.39	0.86	0.73	0.12	0.75	2117.0	15.5	2043.3	10.0	1918.7	13.8	90.6
AB-85-06 (II)	0.0185	0.35	6.35	1.26	0.38	1.01	0.78	0.12	0.76	2054.3	17.7	2025.1	11.1	1944.6	14.0	94.7
AB-85-07	0.0113	0.38	5.57	2.05	0.33	1.58	0.77	0.12	1.30	1828.6	25.2	1911.2	17.6	1951.3	23.8	106.7
<b>AB-85-08</b>	<b>0.0111</b>	<b>0.29</b>	<b>3.51</b>	<b>2.15</b>	<b>0.22</b>	<b>2.05</b>	<b>0.95</b>	<b>0.12</b>	<b>0.65</b>	<b>1280.6</b>	<b>23.8</b>	<b>1530.2</b>	<b>17.0</b>	<b>1843.2</b>	<b>12.2</b>	<b>143.9</b>
AB-85-09	0.0278	0.48	6.40	1.99	0.38	1.51	0.75	0.12	1.30	2099.1	27.1	2032.1	17.5	1913.7	23.9	91.2
AB-85-11	0.0077	0.76	5.75	1.23	0.35	1.01	0.81	0.12	0.69	1914.9	16.8	1938.8	10.6	1913.3	12.7	99.9
AB-85-12 (I)	0.0310	0.60	6.89	1.18	0.41	0.91	0.75	0.12	0.75	2214.8	17.0	2097.6	10.4	1933.4	13.8	87.3
AB-85-12 (II)	0.0063	0.40	6.33	1.05	0.38	0.85	0.79	0.12	0.61	2076.4	15.1	2022.8	9.2	1917.5	11.3	92.3
AB-85-13 (I)	0.0131	0.38	6.28	1.67	0.38	1.32	0.78	0.12	1.01	2069.9	23.4	2015.5	14.6	1909.0	18.7	92.2
AB-85-13 (II)	0.0136	0.36	5.99	1.62	0.36	1.19	0.72	0.12	1.10	1992.9	20.4	1975.0	14.1	1905.2	20.4	95.6
AB-85-14	0.0078	0.34	6.64	1.27	0.40	0.99	0.77	0.12	0.79	2159.1	18.2	2065.0	11.2	1921.2	14.6	89.0
AB-85-16	0.0213	0.46	6.54	2.52	0.39	1.81	0.71	0.12	1.75	2127.1	32.8	2051.9	22.2	1926.2	32.2	90.6
AB-85-17 (I)	0.0221	0.38	6.66	2.81	0.40	2.21	0.79	0.12	1.73	2174.4	40.8	2067.8	24.8	1912.0	31.9	87.9
AB-85-17 (II)	0.0132	0.35	6.72	2.81	0.40	2.26	0.80	0.12	1.67	2170.4	41.6	2075.4	24.8	1931.5	30.7	89.0
AB-85-19	0.0254	0.43	6.16	2.81	0.36	2.31	0.82	0.12	1.59	1978.2	39.4	1998.1	24.5	1968.1	29.3	99.5
AB-85-20	0.0360	0.38	6.35	3.05	0.38	2.30	0.75	0.12	1.99	2099.0	41.3	2025.7	26.7	1900.6	36.9	90.6
AB-85-21	0.0239	0.52	6.15	1.85	0.36	1.19	0.63	0.12	1.41	1985.4	20.4	1997.5	16.1	1959.3	25.9	98.7
AB-85-22	0.0089	0.50	6.00	2.06	0.36	1.90	0.92	0.12	0.80	1966.4	32.1	1975.3	17.9	1933.7	14.7	98.3
AB-85-24 (I)	0.0175	0.54	6.16	1.69	0.36	1.33	0.78	0.12	1.05	2000.6	22.9	1999.4	14.8	1947.2	19.3	97.3
AB-85-24 (II)	0.0010	0.77	6.74	1.08	0.40	0.89	0.81	0.12	0.61	2177.5	16.5	2078.3	9.5	1930.4	11.2	88.7
AB-85-25 (I)	0.6639	0.71	6.67	1.40	0.39	1.00	0.72	0.12	0.97	2117.9	18.1	2068.0	12.3	1967.9	17.2	92.9
AB-85-25 (II)	0.3185	0.38	6.50	1.06	0.39	0.86	0.79	0.12	0.63	2115.0	15.5	2045.4	9.3	1924.9	11.2	91.0
AB-85-27	0.0119	0.48	6.16	1.18	0.36	0.88	0.72	0.12	0.80	2002.8	15.1	1999.3	10.3	1944.8	14.7	97.1

(continued)



Table 4. (Continued).

Spot Number	$f_{206}^a$	Th/U <sup>b</sup>	Isotope ratios <sup>c</sup>							Ages (Ma)						
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ [%]	Rho <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	1 $\sigma$ [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 $\sigma$ abs	% Conc <sup>f</sup>
AB-85-28 (I)	0.3455	0.65	4.64	2.07	0.28	1.93	0.93	0.12	0.77	1599.5	27.2	1757.3	17.2	1899.4	13.8	118.7
AB-85-28 (II)	0.0062	0.30	6.54	1.27	0.38	0.99	0.76	0.12	0.81	2094.7	17.6	2051.8	11.2	1958.2	14.8	93.5
<b>CAXIPACORÉ SUITE - SAMPLE AB-73 A</b>																
AB-73A-1	0.0000	0.70	5.67	3.92	0.32	1.98	0.50	0.13	3.39	1777.7	35.1	1927.2	75.6	2091.9	70.8	117.7
AB-73A-3	0.0002	1.26	5.98	2.29	0.35	1.10	0.48	0.12	2.01	1927.2	21.1	1972.8	45.2	2021.0	40.7	104.9
<b>AB-73A-5</b>	<b>0.0000</b>	<b>0.72</b>	<b>7.99</b>	<b>8.52</b>	<b>0.40</b>	<b>1.29</b>	<b>0.15</b>	<b>0.14</b>	<b>8.42</b>	<b>2182.5</b>	<b>28.0</b>	<b>2230.1</b>	<b>190.1</b>	<b>2274.1</b>	<b>191.6</b>	<b>104.2</b>
AB-73A-7	0.0000	0.75	5.86	2.95	0.34	1.81	0.61	0.12	2.33	1909.6	34.7	1955.8	57.8	2005.1	46.7	105.0
AB-73A-8	0.0000	0.71	6.34	2.73	0.37	1.66	0.61	0.12	2.17	2046.1	34.0	2024.0	55.3	2001.6	43.5	97.8
AB-73A-9	0.0002	0.79	6.33	3.38	0.37	2.21	0.65	0.12	2.56	2036.9	45.0	2022.4	68.4	2007.6	51.4	98.6
AB-73A-10	0.0000	0.74	6.44	2.70	0.37	1.48	0.55	0.13	2.26	2027.5	30.0	2038.0	55.1	2048.6	46.3	101.0
AB-73A-13	0.0003	0.68	6.35	3.27	0.38	1.71	0.52	0.12	2.78	2070.2	35.5	2024.7	66.2	1978.7	55.1	95.6
AB-73A-20	0.0000	0.58	6.03	4.68	0.34	3.10	0.66	0.13	3.50	1891.8	58.7	1980.7	92.6	2074.9	72.6	109.7
AB-73A-21	0.0000	0.88	5.63	6.86	0.32	6.57	0.96	0.13	1.98	1778.3	116.8	1920.0	131.6	2076.7	41.1	116.8
AB-73A-23	0.0009	0.70	6.46	2.73	0.39	1.09	0.40	0.12	2.50	2104.1	23.0	2041.0	55.8	1977.9	49.5	94.0
AB-73A-24	0.0006	0.61	6.37	3.13	0.38	2.23	0.71	0.12	2.19	2055.0	45.8	2027.9	63.4	2000.6	43.9	97.4
AB-73A-26	0.0000	0.71	5.87	3.74	0.32	1.36	0.36	0.13	3.49	1795.1	24.5	1956.8	73.2	2132.5	74.3	118.8
<b>AB-73A-28</b>	<b>0.0004</b>	<b>0.33</b>	<b>8.91</b>	<b>4.71</b>	<b>0.44</b>	<b>1.77</b>	<b>0.37</b>	<b>0.15</b>	<b>4.37</b>	<b>2337.7</b>	<b>41.3</b>	<b>2329.2</b>	<b>109.8</b>	<b>2321.8</b>	<b>101.5</b>	<b>99.3</b>
AB-73A-31	0.0007	0.74	6.14	2.37	0.36	1.62	0.68	0.12	1.73	1986.2	32.2	1995.7	47.4	2005.4	34.7	101.0
<b>AB-73A-33</b>	<b>0.0000</b>	<b>1.24</b>	<b>7.97</b>	<b>6.50</b>	<b>0.41</b>	<b>1.90</b>	<b>0.29</b>	<b>0.14</b>	<b>6.22</b>	<b>2204.2</b>	<b>42.0</b>	<b>2227.7</b>	<b>144.9</b>	<b>2249.3</b>	<b>139.9</b>	<b>102.0</b>
AB-73A-35	0.0004	0.60	6.17	2.02	0.36	1.04	0.52	0.12	1.73	1981.9	20.6	2000.1	40.4	2018.8	35.0	101.9
AB-73A-37	0.0010	0.50	6.08	1.97	0.36	0.77	0.39	0.12	1.81	1998.9	15.4	1986.8	39.1	1974.3	35.7	98.8
<b>ÁGUA BRANCA SUITE – SAMPLE CS-113</b>																
CS-113-2	0.0152	0.56	5.69	1.85	0.36	1.67	0.90	0.11	0.80	1987.5	28.6	1930.3	16.0	1817.9	15.0	91.5
CS-113-3 (I)	0.0196	0.55	5.40	1.66	0.34	1.36	0.81	0.11	0.96	1905.8	22.5	1884.7	14.3	1809.8	17.9	95.0
CS-113-3 (II)	0.0113	0.65	5.23	1.66	0.33	1.38	0.83	0.11	0.92	1856.2	22.3	1857.8	14.2	1808.0	17.2	97.4
CS-113-4 (I)	0.0106	0.76	5.46	1.42	0.34	1.23	0.86	0.11	0.71	1909.0	20.4	1893.9	12.2	1825.7	13.3	95.6
CS-113-4 (II)	0.0098	0.53	5.51	1.47	0.35	1.27	0.86	0.12	0.74	1915.6	21.1	1901.4	12.7	1834.4	13.8	95.8
CS-113-5 (I)	0.0269	0.73	5.25	2.18	0.33	1.63	0.74	0.12	1.46	1825.1	25.9	1860.7	18.6	1849.2	27.1	101.3
CS-113-5 (II)	0.0167	0.58	5.45	1.60	0.34	1.27	0.78	0.12	0.98	1880.6	20.7	1892.5	13.8	1854.2	18.3	98.6

(Continued)

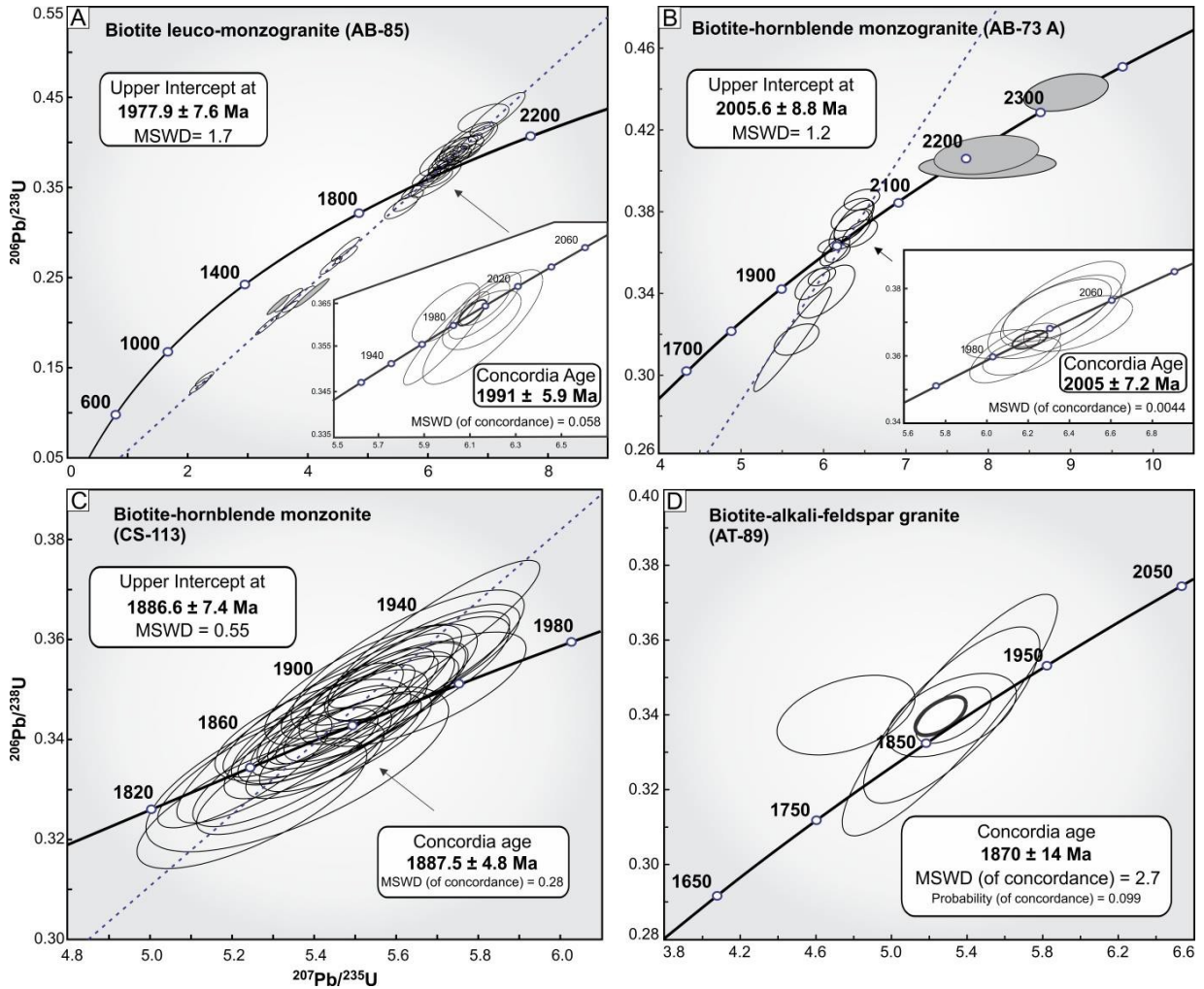
**Table 4.** (Continued).

Spot Number	$f_{206}^a$	Th/U <sup>b</sup>	Isotope ratios <sup>c</sup>							Ages (Ma)						
			<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ [%]	Rho <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	1 $\sigma$ [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 $\sigma$ abs	% Conc <sup>f</sup>
CS-113-6 (I)	0.0188	0.54	5.66	1.72	0.36	1.34	0.77	0.12	1.07	1960.9	22.6	1926.0	14.8	1837.1	20.0	93.7
CS-113-6(II)	0.0088	0.52	5.44	1.15	0.34	0.94	0.80	0.12	0.67	1901.0	15.4	1891.4	9.9	1829.3	12.5	96.2
CS-113-7	0.0152	0.58	5.66	1.60	0.35	1.27	0.78	0.12	0.98	1957.0	21.4	1924.7	13.8	1838.4	18.3	93.9
CS-113-9	0.0194	0.76	5.40	1.81	0.34	1.22	0.66	0.11	1.34	1895.9	20.0	1884.6	15.5	1820.4	25.0	96.0
CS-113-10	0.0168	0.56	5.54	1.91	0.35	1.42	0.73	0.11	1.28	1939.2	23.7	1906.8	16.4	1820.1	24.0	93.9
CS-113-11 (I)	0.0132	0.61	5.39	1.30	0.34	0.92	0.69	0.12	0.91	1881.1	15.0	1882.6	11.1	1832.6	17.0	97.4
CS-113-11 (II)	0.0074	0.49	5.54	1.13	0.35	0.90	0.77	0.11	0.69	1937.7	15.1	1906.8	9.8	1821.7	12.9	94.0
CS-113-15 (I)	0.0112	0.59	5.40	2.56	0.34	2.26	0.88	0.11	1.19	1897.8	37.2	1885.5	21.9	1820.5	22.1	95.9
CS-113-15 (II)	0.0170	0.53	5.66	1.85	0.35	1.34	0.71	0.12	1.28	1935.1	22.3	1925.5	16.0	1863.9	23.9	96.3
CS-113-16 (I)	0.0203	0.67	5.52	1.90	0.35	1.52	0.79	0.12	1.15	1919.5	25.2	1903.6	16.4	1834.8	21.5	95.6
CS-113-16 (II)	0.0227	0.49	5.44	1.80	0.34	1.38	0.76	0.12	1.15	1898.7	22.7	1891.0	15.4	1830.9	21.5	96.4
CS-113-17	0.0184	0.59	5.62	1.87	0.35	1.48	0.79	0.12	1.13	1943.4	24.9	1919.3	16.1	1841.9	21.1	94.8
CS-113-18	0.0184	0.39	5.34	1.75	0.33	1.38	0.78	0.12	1.07	1849.4	22.2	1875.8	15.0	1853.8	19.9	100.2
CS-113-19	0.0150	0.73	5.48	1.56	0.34	1.21	0.76	0.12	1.00	1884.9	19.7	1897.1	13.4	1859.2	18.5	98.6
CS-113-21	0.0282	0.40	5.36	2.81	0.33	2.02	0.71	0.12	1.96	1858.1	32.6	1878.5	24.1	1849.7	36.5	99.6
CS-113-23 (I)	0.0138	0.72	5.46	2.10	0.34	1.75	0.83	0.12	1.16	1900.7	28.8	1894.8	18.0	1836.7	21.6	96.6
CS-113-23 (II)	0.0172	0.51	5.35	1.85	0.33	1.48	0.79	0.12	1.12	1861.3	23.9	1876.5	15.9	1841.9	20.8	99.0
CS-113-24	0.0166	0.51	5.51	1.95	0.35	1.59	0.81	0.12	1.12	1915.2	26.4	1901.9	16.7	1836.0	20.9	95.9
CS-113-25	0.0255	0.53	5.63	2.06	0.36	1.63	0.78	0.11	1.27	1962.3	27.5	1920.6	17.8	1824.3	23.7	93.0
CS-113-26 (I)	0.0136	0.77	5.54	1.57	0.35	1.25	0.78	0.12	0.96	1916.3	20.6	1906.9	13.5	1845.2	17.9	96.3
CS-113-26 (II)	0.0160	0.51	5.54	1.62	0.35	1.32	0.81	0.11	0.94	1942.0	22.2	1907.0	14.0	1817.4	17.6	93.6
<b>MAPUERA SUITE – SAMPLE AT-89</b>																
AT-89-05	0.0000	1.01	4.76	5.06	0.34	2.07	0.41	0.1	4.62	1873.5	38.8	1778.3	90	1668.4	77	89.1
AT-89-07	0.0000	0.35	5.33	2.47	0.34	1.46	0.59	0.11	1.99	1875.6	27.3	1873.1	46.2	1870.3	37.3	99.7
AT-89-15	0.0000	0.42	5.32	5.78	0.34	4.58	0.79	0.11	3.52	1874	85.9	1872.8	108.3	1871.5	66	99.9
AT-89-17	0.0000	0.9	5.32	4.24	0.34	2.17	0.51	0.11	3.64	1873.3	40.7	1872	79.3	1870.4	68	99.8
AT-89-18	0.0000	0.33	5.31	7.08	0.34	6.27	0.89	0.11	3.29	1869.5	117.2	1870	132.4	1870.6	61.6	100.1

<sup>a</sup>Fraction of the non-radiogenic <sup>206</sup>Pb in the analyzed zircon spot, where  $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$  (c=common; s=sample); <sup>b</sup>Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in pmm) are calculated relative to 91500 reference zircon; <sup>c</sup>Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalized to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U calculated using (<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb)/(<sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb \* 1/137.88); <sup>d</sup>Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and the <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U ratio; <sup>e</sup>Corrected for mass-bias by normalizing to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975); <sup>f</sup>Degree of concordance = (100 \* <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age / <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>U age); (I) Core (II) rim; Bold values were not included in age calculation.

The analyzed zircons of AB-85 and AB-73A samples are euhedral to subhedral, with long-prismatic shapes and lengths from approximately 230 to 350  $\mu\text{m}$ . They generally display a concentric oscillatory zonation, typical of magmatic zircons, although some of them are strongly fractured, with micro-inclusions and highlighted cores. The zircons of CS-113 sample are smaller, with size ranging approximately from 180 to 280  $\mu\text{m}$ , display pale brownish short-prismatic and bipyramidal shapes with weak zonation, micro-fractures and micro-inclusions. Most of zircons from Mapuera suite display elongated prismatic shapes with sizes of approximately 250-300  $\mu\text{m}$  and concentric oscillatory zonation. They generally exhibit a metamictic aspect with patchy texture, corroded rims and large number of fractures and inclusions, which are indicative of strong alteration.

For the Caxipacoré Suite, a total of 27 zircons from sample AB-85 was analyzed. Two analyses are discordant. The remaining 25 analyzed zircon crystals allowed the calculation of a Discordia line (Figure 16A), indicating an upper intercept age of  $1977 \pm 7.6$  Ma (MSWD = 1.7), and 6 plots fell on Concordia line, showing a concordant age of  $1991 \pm 5.9$  Ma with a MSWD (of concordance) of 0.058. For the sample AB-73A, the Discordia line was drawn using 15 zircon crystals (Figure 16B), which defines an upper intercept of  $2005 \pm 8.8$  Ma (MSWD = 1.2) and 7 concordant crystals furnished a similar age of  $2005 \pm 7.2$  Ma with MSWD (of concordance) of 0.004. Other 3 concordant zircons furnished older ages (2.25, 2.27 and 2.32 Ga) and were not included in the age calculation. For the sample of the Água Branca suite (CS-113), 26 zircon crystals were analyzed, allowing the calculation of a Discordia line (Figure 16C) with an upper intercept of  $1886 \pm 7.4$  Ma (MSWD = 0.55). The Concordia age was established at  $1887 \pm 4.8$  Ma (MSWD of concordance = 0.28). These ages are interpreted as crystallization age of studied granitoids. For the Mapuera Suite, only a small set of 5 zircons furnished data for the age calculation. These zircons yield a Concordia age of  $1870 \pm 14$  Ma with a MSWD of concordance of 2.7. Due to the unreliable data, these ages should be interpreted as minimum crystallization age of these granitoids.



**Figure 16.** Concordia diagrams for the analyzed zircon grains by LA-ICP-MS from (A), (B) Caxipacoré, (C) Água Branca and (D) Mapuera suites. Grayish ellipses are not included in the age calculation.

#### 5.4 Sm-Nd AND Sr ISOTOPIC RESULTS

Ten representative samples were selected for the Sm-Nd and Rb-Sr whole-rock determination and  $T_{DM}$  and  $T_{UR}$  model age calculation, of which three are from Caxipacoré Suite (AB-73 A, AB-85 and AB-98 A), three from Água Branca Suite (CS-97, CS-113 and CS-121) and four from Mapuera Suite (AT-16 A, AT-99, AT-153 and AT-177). The Sm-Nd and Rb-Sr isotopic results are listed in Table 5, which includes the  $\epsilon_{Nd}$  values calculated from respective crystallization ages of 1999 Ma and 2005 Ma for the Caxipacoré Suite, 1886 Ma for the Água Branca Suite and 1870 for the Mapuera granitoids.

Sm and Nd contents of the different granitoids range from approximately 4.5-22.5 ppm and 26-132 ppm, respectively and tend to be higher in the Mapuera granitoids due to its more alkaline character. All samples display homogeneous  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios, ranging from 0.0819 to 0.1049, which are within the acceptable range (0.080-0.120) for the  $T_{DM}$  age

calculation. Furthermore, the  $f_{\text{Sm/Nd}}$  values which range from -0.46 to -0.58, demonstrate that there was not a considerable Sm/Nd fractionation during formation of studied granitoids.

Therefore, all rocks provided  $T_{\text{DM}}$  ages and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values quite uniform, ranging from 1.95 to 2.30 Ga and -1.96 to +2.92, respectively. In the  $\epsilon_{\text{Nd}}$  versus T (Ga) diagram (Figure 17), where the Nd isotopic evolution of Paleoproterozoic and Archean crusts of southeastern Guyana Shield is exhibited, all samples are concentrated in the field of Paleoproterozoic crust with dominantly Rhyacian  $T_{\text{DM}}$  ages. In addition, fields of the coeval volcanic rocks of the Iricoumé Group and Igarapé Paboca Formation (Barreto *et al.* 2014) in the Erepecuru-Trombetas Domain and correlated volcano plutonic rocks from Uatumã-Anauá and Tapajós domains are plotted for comparison (Almeida 2006; Lamarão *et al.* 2005).

The Rb and Sr contents range from 86.7 to 290.2 ppm and 52.9 to 754 ppm, respectively. The  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratios show values of 0.33-78.19. The  $T_{\text{UR}}$  model ages furnished dominantly consistent values, varying from 1.84 to 2.02 Ga, except for one sample of the Mapuera Suite, which show a younger age of 1.41 Ga.

**Table 5.** Whole-rock Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data from Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids.

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$f_{(\text{Sm/Nd})}$	Age (Ga) U-Pb zircon	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$T_{(\text{DM})}$ (Ga)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$T_{\text{UR}}$ (Ga)
<b>Caxipacoré Suite</b>																
AB-73A	4.25	28.0	0.0918	0.00016	0.51127	0.000005	-0.533	2.00 <sup>a</sup>	+0.26	2.22	156.3	254.7	1.78	0.75251	0.00003	1.96
AB-85	10.26	60.2	0.1031	0.00025	0.511458	0.000006	-0.476	1.99 <sup>a</sup>	+0.66	2.19	160.2	316.1	1.47	0.74358	0.00002	1.95
<b>Água Branca Suite</b>																
CS-121	4.45	26.2	0.1026	0.00015	0.511374	0.000008	-0.478	1.88 <sup>a</sup>	-1.96	2.30	146.9	273.6	1.56	0.74755	0.00002	2.02
CS-97	6.79	43.0	0.0955	0.00018	0.511404	0.000004	-0.514	1.88 <sup>a</sup>	+0.34	2.12	118.4	571.8	0.60	0.71957	0.00001	2.02
CS-113	6.72	41.3	0.0984	0.00022	0.511391	0.000010	-0.500	1.88 <sup>a</sup>	-0.60	2.19	86.7	754.4	0.33	0.71182	0.00001	2.02
<b>Mapuera Suite</b>																
AT-153	22.42	131.9	0.1028	0.00029	0.511625	0.000003	-0.478	1.87 <sup>a</sup>	+2.92	1.95	252.8	10.8	78.19	2.28874	0.00004	1.41
AT-99	13.69	78.9	0.1049	0.00024	0.511451	0.000003	-0.467	1.87 <sup>a</sup>	-1.01	2.24	287.1	58.4	14.77	1.09827	0.00002	1.86
AT-16A	8.51	50.9	0.1011	0.00016	0.511408	0.000004	-0.486	1.87 <sup>a</sup>	-0.94	2.22	176.4	126.4	4.08	0.81030	0.00002	1.84
AT-177	7.77	46.2	0.1015	0.00054	0.511431	0.000004	-0.484	1.87 <sup>a</sup>	-0.58	2.20	290.2	52.9	16.59	1.16917	0.00002	1.96
AB-98A	6.4	46.9	0.0819	0.00012	0.511178	0.000004	-0.583	1.87 <sup>a</sup>	-0.79	2.16	164.7	94.8	5.10	0.84944	0.00004	2.01

<sup>a</sup>Ages obtained in this work.

## 6 DISCUSSION

### 6.1 AGES AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS

The granitoid rocks of the Erepecuru-Trombetas Domain have been included in three Orosirian plutonic suites: Caxipacoré, Água Branca and Mapuera. They are dominantly composed of monzonites, monzogranites, syenogranites and alkali-feldspar granites with varied content of amphibole and biotite. Available geochronological data indicate an age of ~1.88 Ga for the granitoids of the Água Branca and Mapuera suites, and ~1.98 Ga for the granitic rocks of the Caxipacoré Suite (see Table 1).

In the study area, however, the occurrence of these units is still not clarified due to the lack of geochronological and geochemical studies. In addition, they were individualized purely based on a compilation of scarce petrographic and available field data (Jorge João *et al.* 1984) allied to geophysical interpretation (Vasquez and Rosa-Costa 2008; Rosa-Costa and Andrade 2015) and correlation with adjacent areas. Thus, the first U-Pb zircon and Sm-Nd geochronological data for the granitic rocks in the study area are presented herein. These results allied to the whole-rock geochemical analyses allowed the identification of different Orosirian magmatic events and the characterization of the geodynamic environments.

The geochemical results point out the existence of two rock groups with different signatures. The first group is constituted of granitoid rocks from Caxipacoré and Água Branca suites which display a magnesian, metaluminous, shoshonitic to high-K calc-alkaline signature (Figures 9A, B, C and 10A, B). These rocks demonstrate a LILE-enrichment (K, Rb, Ba and Sr) in relation to HFS elements and strong negative Nb anomalies (Figure 11A, B), which are typical characteristics of magma generated by subduction-related process in modern magmatic arcs (Brown 1982; Brown *et al.* 1984; Barbarin 1999) or post-collisional calc-alkaline rocks derived from lithospheric mantle sources modified by subduction (Pearce *et al.* 1984; Bittencourt and Nardi 1993; Kelemen *et al.* 1993; Hawkesworth *et al.* 1997; Waichel *et al.* 2000; Elburg *et al.* 2002;). In addition, the REE pattern with moderate HREE fractionation and slightly negative Eu anomalies (Figure 12A, B) are characteristics of calc-alkaline associations (Brown *et al.* 1984). The positioning of the Caxipacoré and Água Branca granitoids in tectonic discrimination diagrams (Figure 13 and 14) suggests an origin in orogenic zones related to subduction environment. However, U-Pb geochronological analyses furnished ages with a gap of approximately 100 m. y. between these suites. The oldest ages of  $1991 \pm 5.9$  and  $2005 \pm 7.2$  Ma were obtained in a biotite leuco-monzogranite and biotite-

hornblende monzogranite for the Caxipacoré Suite, respectively, and  $1886.5 \pm 4.8$  Ma in a hornblende-biotite monzonite for the Água Branca Suite (Table 4; Figure 16).

Despite of showing geochemical characteristics of I-type granitoids, the crystallization ages of the Água Branca Suite are almost contemporaneous to those of the A-type Mapuera granitoids ( $1870 \pm 14$  Ma, see below). This close association between calc-alkaline and A-type magmatism, typical of extensional environment hampers the acceptance of a possible magmatic arc in that time. In such case, an origin by subduction processes may be committed and a post-collisional environment may be inferred. I-type granitoids not related to active subduction tectonic setting is reported in the Lachlan Fold Belt/southeastern Australia (Chappell and White 1974, 1992; Collins *et al.* 1982; White and Chappell 1983; Blevin and Chappell 1995; King *et al.* 1997; Chappell *et al.* 2000), the Rhine Rift and Bay of Biscay/Iberian Peninsula (Rock and Hunter 1986), northern Australia (Wyborn and Page 1988) and western of the United States (Smith *et al.* 1990; Coleman and Walker 1992; Hooper *et al.* 1995; Hawskesworth *et al.* 1995). These alternative models imply for an intracontinental orogenesis by process of magmatic underplating, crustal distension, lithospheric mantle delamination or asthenospheric influx (Kröner 1983; Etheridge *et al.* 1987).

The second geochemical signature identified is represented by the syeno- and alkali feldspar granites of the Mapuera Suite. These rocks have a dominantly peraluminous, high-K alkaline trends and affinity with ferroan granitoids. The restrict and high  $\text{SiO}_2$  interval (71.29-78.03 wt.%; Table 3),  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  ratio higher than 0.85 (0.87 to 0.95; Table 3) and low  $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  are compatible with metaluminous to weakly peraluminous granites from sub-alkaline to alkaline associations. The Mapuera granitoids also display the alkali contents ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) higher than 8% and  $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Y}+\text{Nb})$  sum greater than 340 ppm (Table 3), comparable to typical values of A-type granites (Nardi and Bittencourt 2009; Whalen *et al.* 1987) or to those of granites that belong to the sodic-silica-saturated alkaline series (Le Maitre *et al.* 2002). In addition, the HSFEnrichment (Zr, Hf, Th) and the high REE content with pronounced negative Eu anomalies (Figure 12C) reinforce the alkaline character of these rocks. In the tectonic classification diagrams, a post-collisional within-plate environment is proposed for the Mapuera granitoids. In the Eby (1992) diagram, they were classified as  $A_2$ -type granitoids (Figure 13D), defined as granites originated by melting of crustal rocks emplaced in a variety of tectonic settings, including post-collisional and anorogenic environments. Accordingly, the plots in the Thieblémont and Térygey (1994) diagram also



point out an A<sub>2</sub>-type affinity, reflecting a relatively Nb/Zr ratio-enrichment and/or high concentrations of Zr, commonly found in post-collisional calc-alkaline and alkaline rocks (Figure 14C). U-Pb zircon geochronological data furnished an age of 1870±14 Ma in a biotite alkali-feldspar granite of this suite.

## 6.2 GEODYNAMIC ENVIRONMENT

Two different important times of intense magmatic activities are registered in the Erepecuru-Trombetas Domain. Geochemical and geochronological data support the hypothesis of an orogenic context for the Caxipacoré granitoids at 2.0-1.97 Ga. Barreto *et al.* (2014) also suggest a similar setting for the coeval calc-alkaline volcanic rocks of the Igarapé Paboca Formation, which geochemical characteristics point out to a subduction-related environment. For the younger magmatic episode (1.90-1.87 Ga), the coexistence of the I-type Água Branca and A-type Mapuera granitoids is suggestive of a transitional environment, ranging from an orogenic to a post-orogenic context. This transition to an extensional tectonic setting may be related to the beginning of a taphrogenic episode (Brito Neves *et al.* 1995) that affected the Amazonian Craton.

In other areas of the Amazonian Craton, a similar geodynamic framework is also documented in Orosirian volcano-plutonic associations, especially in the Uatumã-Anauá, Tapajós and Iriri-Xingu domains.

In the adjacent Uatumã-Anauá Domain, Almeida *et al.* (2007) suggest a Paleoproterozoic evolution in at least two stages for granitoid rocks of the southeastern Roraima State. The first stage would be related to the establishment of a primitive arc (~2.03 Anauá Complex; Faria *et al.* 2002) and the ~1.98-1.96 Ga Martins Pereira and Serra Dourada granitoids represent the main collisional phases. The second stage would be related to a ~70 m.y younger magmatism, represented mainly by the Água Branca and Mapuera granitoids and coeval Iricoumé volcanic rocks. In this latter magmatic stage, Almeida (2006) suggest a post-orogenic setting related to an extensional tectonic driven by underplating mafic magma process. In general terms, a geodynamic model involving an orogenic (2.03-1.96) and post-orogenic (1.90-1.86) environments is proposed for the southeastern Uatumã-Anauá Domain by Almeida (2006). This assumption is in agreement with the proposal of Valério *et al.* (2009) for the Presidente Figueiredo region. The only difference is that they consider two main stages within a post-collisional tectonic setting for the 1.90-1.86 magmatic event (Água Branca and Iricoumé-Mapuera magmatism).

In the Tapajós Domain (Brazil Central shield), a similar scenario is also depicted. The evolutionary model proposed by Lamarão *et al.* (2002) for the Vila Riozinho region involves a stage of subduction-related magmatism occurred at 2.01-1.97 Ga, which originated the Old São Jorge Granite (Crepорizão Suite) and the coeval volcanic rocks of the Vila Riozinho Formation, followed by a 1.90-1.87 Ga intracontinental taphrogenic event, which would give origin to the magmas of the Jardim do Ouro, Younger São Jorge and Maloquinha granitoids and Moraes Almeida volcanic rocks. In this case, Lamarão *et al.* (2002) argue for a transitional environment between an orogenic and intracontinental domain for the Tapajós Domain, involving the generation of a magmatic arc and a stable continental block affected by extensional tectonics. Vasquez *et al.* (2002) suggest a slightly different tectonic regime for the Vila Riozinho region. These authors also admitted a transitional tectonic setting; however, the Creporizão granitoids (~1.98 Ga) were associated to post-collisional magmatism, posteriorly to the amalgamation of a magmatic arc (Cuiú-Cuiú Arc; 2.1-1.95 Ga), followed by an extensional intracontinental phase (1.89-1.87 Ga) which produced by underplating mechanism the magmas of the Maloquinha (A-type) and Parauari units (I-type geochemical affinity).

These models contrast with the geodynamic interpretations of Santos *et al.* (2000, 2004) for the Tapajós-Parima Province. A tectonic setting involving five diachronic calc-alkaline arcs (2.05-1.88 Ga) is admitted, differently of Lamarão *et al.* (2002) and Vasquez *et al.* (2002) proposals. Thus, the oldest rocks of Creporizão Suite (including Old São Jorge Granite) were related to the Creporizão Arc, established at ~1.98-1.95 Ga. Posteriorly, the 1.90-1.87 Ga granitoid and coeval volcanic rocks, except the Maloquinha granites, were formed by the island arc Tropas magmatism (1898-1893 Ga) followed by continental arc Parauari magmatism (1893-1879 Ga). The A-type Maloquinha granitoids are younger (1882-1870 Ma) and would correspond to the post-orogenic setting.

In the Irixi-Xingu Domain, the related 2.0-1.96 magmatic event is not documented, but the correlated 1.90-1.86 Ga volcano-plutonic associations include the plutonic rocks of the Velho Guilherme and Rio Dourado suites and volcanic rocks of the Irixi Group and Santa Rosa and Sobreiro formations, with ages between 1.88 and 1.86 Ga (Teixeira *et al.* 2002; Pinho *et al.* 2006; Barros *et al.* 2009, 2011; Fernandes *et al.* 2011). The Velho Guilherme and Rio Dourado suites and the Irixi Group and Santa Rosa formation show geochemical characteristics similar to A-type granites and their geodynamic evolution could be explained by an extensional intracontinental setting (Bahia *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002; Teixeira *et al.* 2005; Barros *et al.* 2011; Fernandes *et al.* 2011) similar to the proposed for the Mapuera

granitoids in the study area. A different interpretation is given to the Sobreiro Formation, which a subduction-related setting is admitted by Fernandes *et al.* (2011), showing geochemical similarity to the Água Branca granitoids.

Therefore, for the study area, an evolutionary model similar to those of Lamarão *et al.* (2002) and Almeida (2006) for the Tapajós-Parima Province is proposed herein. The geochemical signatures allied to the geochronological data allow the definition of a geodynamic environment involving two main stages: (1) an older subduction-related magmatism at 2.0-1.97 Ga, which produced the Caxipacoré Suite granitoids and coeval volcanic rocks of the Igarapé Paboca Formation and a second stage (2), which could be associated either to (2a) a second period of subduction-related magmatism (1.88-1.86) which would have originated the Água Branca and Mapuera-Iricoumé rocks or alternatively a (2b) period of intracontinental magmatism, posteriorly to the 2.0-1.97 Ga subduction event, suggesting a transition for more stable tectonic crustal conditions.

### 6.3 CONSIDERATIONS ON SOURCES

The sources of the volcano-plutonic associations of the Erepecuru-Trombetas are still not clarified and their interpretations are open to debate. For decades, a model based on Paleoproterozoic mantle-derived magmas contaminated by the assimilation of Archean crust or mixing with magmas derived from an Archean source was assumed for the entire Central Amazon Province, including the Erepecuru-Trombetas Domain (Sato and Tassinari 1997; Tassinari and Macambira 1999, 2004; Santos *et al.* 2000).

The Nd- $T_{DM}$  ages between 1.95 and 2.30 Ga (Table 5) and  $\epsilon Nd$  ranging from negative (-1.01) to positive (+2.92) values (Figure 17) obtained herein for the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera granitoids exposed in the southwestern Erepecuru-Trombetas Domain indicate that the original magmas were not originated exclusively by primitive mantle sources, but also by a slightly older Paleoproterozoic crust, with dominantly Rhyacian  $T_{DM}$  ages. In addition, the inexistence of inherited Archean cores or xenocrystals in the dated zircon populations reinforces these assumptions. For the oldest rocks, represented by the Caxipacoré granitoids (2.0-1.97 Ga), an alternative proposal implies in a juvenile derivation with a minor contribution of Paleoproterozoic crust, but the data presented herein are not fully conclusive for this nature. Juvenile (oceanic) magmatic arc context or a continental margin context developed on a young (Rhyacian) continental crust would account for the geochemical signature of the older orisirian volcanic-plutonic episode.

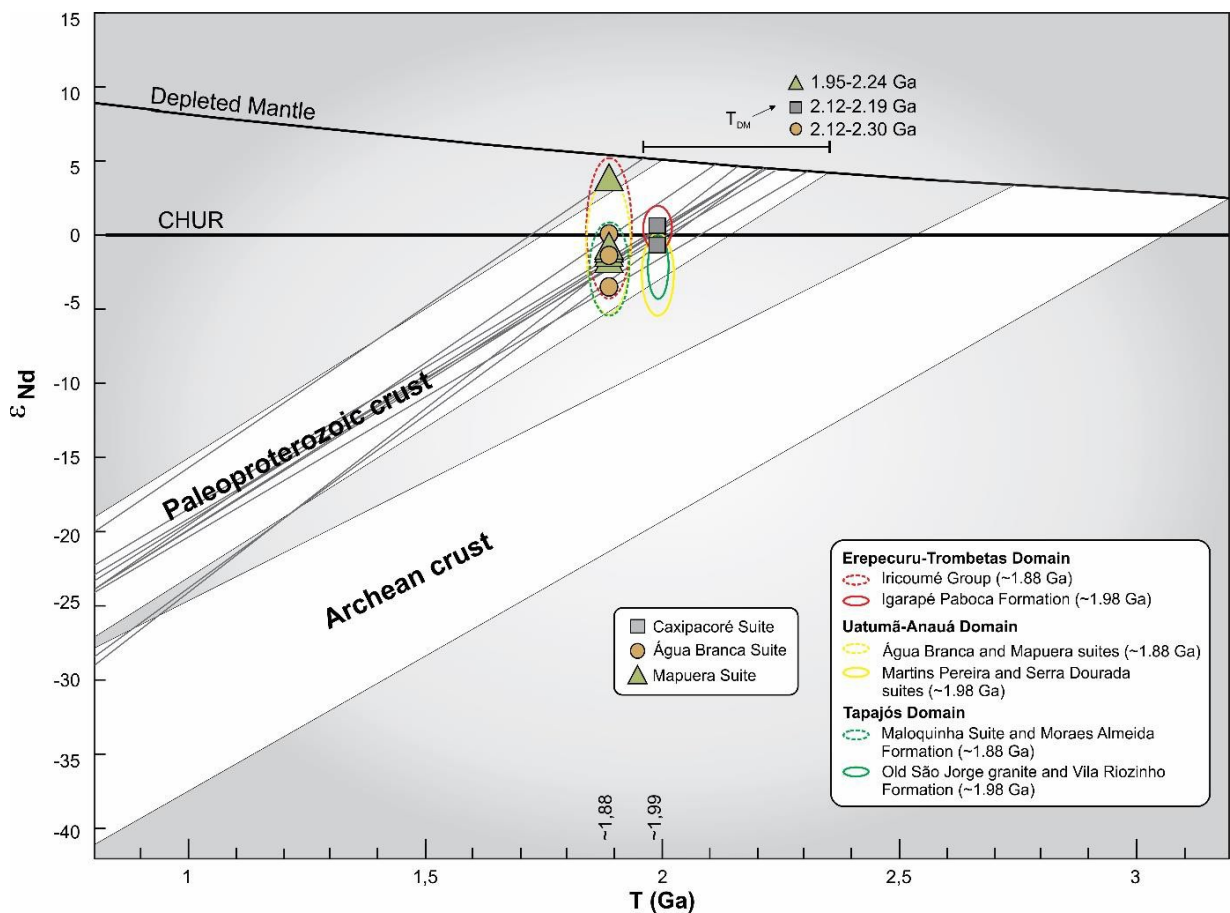
A similar isotopic Nd signature had already been found by Barreto *et al.* (2014) for the coeval ~1.88 Ga Iricoumé and ~1.99 Ga Igarapé Paboca volcanic rocks eastward, in the Erepecuru-Trombetas Domain. Their results have demonstrated that these rocks were also originated by both mantle sources and an older Paleoproterozoic sialic crust, dominantly Rhyacian. Barreto *et al.* (2014) still suggest that the crustal melting was the dominant magmatic process in this region, and the Rhyacian crust could be related to the Maroni-Itacaiúnas Province (2.26-2.05 Ga)/Transamazonas Province (2.26-2.01 Ga), a widespread domain over the eastern part of the Guyana Shield and strongly marked by Transamazonian Orogeny (Tassinari and Macambira 2004; Santos *et al.* 2006). This assumption may be reinforced by the few inherited zircon grains found in the Caxipacoré granitoids, which presented dominantly Rhyacian ages, between 2.25 and 2.32 Ga (Table 4; Figure 16B).

In other areas of the Central portion of the Amazonian Craton, isotopic Nd studies led to interpretations regarding the magma sources similar to those made by Barreto *et al.* (2014) for the volcanic rocks and presented herein for the plutonic rocks of the Erepecuru-Trombetas Domain (Figure 17).

In the southern Uatumã-Anauá Domain, the ~1.88 Ga Água Branca and Mapuera granitoids and the coeval Iricoumé volcanic rocks have demonstrated dominantly Rhyacian Nd- $T_{DM}$  model ages (2.29-2.13 Ga) and slightly negative  $\epsilon_{Nd}$  values (-0.02 to -1.61) to locally positive  $\epsilon_{Nd}$  values (+0.46). Subordinated Siderian Nd- $T_{DM}$  model ages (2.34-2.47 Ga) associated to negative  $\epsilon_{Nd}$  values (-2.05 to -5.43) are also found (Costi *et al.* 2000; Almeida 2006; Marques *et al.* 2007, 2014; Valério 2011). For the oldest rocks (2.03-1.96 Ga), the Nd pattern is slightly contrasted. The Martins Pereira and Serra Dourada granitoids exhibit dominantly Siderian Nd- $T_{DM}$  model ages (2.47-2.33 Ga) with negative  $\epsilon_{Nd}$  values varying from -0.92 to -4.74 (Almeida 2006). Despite of showing variable Nd- $T_{DM}$  model ages and  $\epsilon_{Nd}$  ranging from strongly negative to positive values, Almeida (2006) states that the origin of the Uatumã-Anauá granitoids is better explained by the melting/recycling of an older Paleoproterozoic sialic crust (Rhyacian to Siderian).

These Nd isotopic signatures are in agreement with those obtained for the volcano-plutonic associations of the Tapajós Domain (Figure 17). In summary, the rocks related to both magmatic events - 2.0-1.97 Ga (Creporizão/Old São Jorge granites and Vila Riozinho Formation) and 1.90-1.87 Ga (Jardim do Ouro, Younger São Jorge and Maloquinha granitoids, and Moraes Almeida volcanic rocks), have shown similar behavior in Nd pattern.

The  $\epsilon_{Nd}$  is negative (-5.21 to -0.72) and dominantly Rhyacian to Siderian Nd- $T_{DM}$  model ages (2.22-2.49 Ga). Lamarão *et al.* (2005) proposed a magmatic origin from Paleoproterozoic sources during a continental-scale extensional for these rocks. However, for the 2.0-1.97 Ga magmatism, Lamarão *et al.* (2005) also proposed alternatively a derivation by remelting of an older Paleoproterozoic juvenile arc with contribution from Archean sialic sources, excluding the existence of a subduction zone in the region, as has been discussed by Vasquez *et al.* (2002). In the Santos *et al.* (2004) conception, the volcano and plutonic rocks of the Tapajós Domain have Archean components in their sources.



**Figure 17.**  $\epsilon_{Nd}$  versus time ( $T_{Ga}$ ) diagram, showing the isotopic composition of the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera suites. Fields of Archean and Paleoproterozoic crusts are from Avelar *et al.* (2003) and Costa *et al.* (2006) while the elliptical fields are from Barreto *et al.* (2014), Almeida (2006) and Lamarão *et al.* (2005).

In the Iriri-xingu Domain, the Nd patterns are quite different. The volcano-plutonic associations have dominantly Archean Nd- $T_{DM}$  model ages (3.25-2.49 Ga) and strongly negative  $\epsilon_{Nd}$  values, ranging from -12.2 to -4.56 (Sato and Tassinari 1997; Teixeira *et al.* 2002; Vasquez 2006; Fernandes *et al.* 2011). In general sense, a dominant Archean crustal source with minor mantle contribution is admitted for the Velho Guilherme and Rio Dourado

granitoids and for Iriri, Santa Rosa and Sobreiro volcanic rocks. The inherited Archean signature could be explained by the geographical proximity with Carajás Province (3.0-2.5 Ga).

#### 6.4 CENTRAL AMAZON PROVINCE: IMPLICATIONS FOR THE BOUNDARIES AND AGES

Several tectonic models have been proposed in order to understand the geodynamic evolution of the Amazonian Craton (Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.* 1989; Sato and Tassinari 1997; Tassinari *et al.* 2000; Santos 2003). Among them, two proposals are widely discussed nowadays: the models of Tassinari and Macambira (1999, 2004) and Santos *et al.* (2000, 2006). In general terms, these proposals focus on the partitioning of the Amazonian Craton in several tectono-geochronological provinces based on geochronological data, structural patterns and geodynamic evolution (Figure 1). An important difference is in the boundaries and extension area of the Amazon Central Province, which are not exactly equivalent for both models. For Tassinari and Macambira (1999, 2004) the Archean Carajás region is still part of the Central Amazon Province, whereas Santos *et al.* (2006) exclude it from the province.

Although there are divergent points, both models consider the existence of an Archean basement in the Central Amazon Province, even though that no Archean rocks have been still identified. According to Tassinari and Macambira (1999, 2004), the Central Amazon Province is constituted of a “hidden” basement (>2.5 Ga) and a widespread volcano-plutonic association which origin is associated to melting of an Archean crust at depth. Otherwise, Santos *et al.* (2000, 2006) do not recognized an older basement exposed in the Central Amazon Province, but point out a dominantly Archean derivation for the younger granites and volcanic rocks (~1.88-1.86 Ga). In general, these models were proposed based on isotopic data (Nd- $T_{DM}$ , U-Pb, Pb-Pb zircon ages) obtained exclusively in the southern part of the province (Sato and Tassinari 1997; Teixeira *et al.* 2002; Vasquez 2006), while the northern portion, in the Guyana shield, was defined dominantly by correlation.

For the rocks exposed in the northern part of the Central Amazon Province, the first Nd isotopic studies were performed recently by Barreto *et al.* (2014) in the Orosirian volcanic/pyroclastic rocks of the Iricoumé Group (~1.89 Ga) and Igarapé Paboca Formation (~1.99 Ga). These authors have found Nd- $T_{DM}$  model ages not older than 2.34 Ga, attempting thus, for the inexistence of Archean volcanic rocks in the northern part of the Central Amazon

Province. For the coeval Água Branca, Mapuera (~1.88 Ga) and Caxipacoré (~1.98 Ga) granitoids, Nd- $T_{DM}$  and Sr- $T_{UR}$  model ages not older than 2.30 Ga (Table 5), coupled with the lack of inherited Archean zircons also argue for a Paleoproterozoic basement in the northern part of the Central Amazon Province, rather than an Archean, as previously proposed by Barreto *et al.* (2014). These results are also in agreement with Nd signatures of the rocks of the Uatumã-Anauá, which Nd- $T_{DM}$  model ages range from 2.47 to 2.01 Ga and  $\epsilon_{Nd}$  values between +1.93 and -5.43 (Costi *et al.* 2000; Almeida 2006; Marques *et al.* 2007; 2014; Valério 2011).

Overall, the petrographic, geochemical, U-Pb ages and Nd isotope studies have pointed out a strong similarity to the Orosirian volcano-plutonic associations of the Tapajós-Parima Province, especially the Uatumã-Anauá Domain. These recent results have raised important questions about the positioning of the Central Amazon Province in the Guyana Shield. Barreto *et al.* (2014) had already emphasized that the western portion of the Erepecuru-Trombetas Domain may represent actually an extension of the Tapajós-Parima Province instead of the Amazonian Central Province, although their hypothesis was based only on a few data from volcanic rocks. Accordingly, we also propose herein, based on data from granitoid rocks, that the limit of the Tapajós-Parima Province should be extended eastward until, at least, the western Erepecuru-Trombetas Domain. Such assumption is also in good agreement with the proposal of Santos *et al.* (2006), which tend to extend the Tapajós-Parima Province eastward. Although these proposals bring important geodynamic implications, further detailed field investigations allied to a larger set of geochronological isotopic data are needed for the reconstitution of a more realist model for this poorly known portion of the Amazonian Craton.

## 7 CONCLUDING REMARKS

U-Pb zircon data on granitoids reinforce that two Paleoproterozoic episodes of intense magmatic activity have marked the Erepecuru-Trombetas Domain (northern of the Amazon Central Province). At 2.0-1.97 Ga, the Caxipacoré Suite granitoids and the Igarapé Paboca volcanic Formation were formed. During the second period, approximately at 1.90-1.86 Ga, the Água Branca and Mapuera granitoids and the Iricoumé Group were formed. The geochemical signatures indicate that Caxipacoré and Água Branca granitoids display high-K to shoshonitic calc-alkaline series with signature of volcanic arc granites (VAG), while Mapuera granitoids show peraluminous  $A_2$ -type affinity with characteristics of within-plate

granites (WPG). The geodynamic evolution is associated to an orogenic context related to a subduction process (Caxipacoré Suite), followed by a transitional environment, ranging from a convergent to intracontinental magmatism related to a distensional tectonics (calc-alkaline Água Branca and alkaline Mapuera granitoids). These interval ages, geochemical characteristics and geodynamic interpretations are largely coincident to the Orosirian magmatic associations encountered in both Uatumã-Anauá and Tapajós domains.

Nd- $T_{DM}$  (1.95-2.30 Ga) and Sr- $T_{UR}$  (1.84-2.02 Ga) model ages and positive to slightly negative  $\epsilon Nd$  (+2,29 to -0.58) for most rocks of the Caxipacoré, Água Branca and Mapuera suites indicate that parental magmas derived from melting of dominantly Rhyacian crustal sources with minor mantle contribution. In addition, the Nd signature and U-Pb zircon ages for the plutonic rocks obtained in this study coupled with Nd and Pb-Pb zircon data of Barreto *et al.* (2013, 2014) led to discard the existence of an Archean basement in this part of the Central Amazon Province. This assumption together with the similarity of the geological units in both Erepecuru-Trombetas and Uatumã-Anauá domains led to consider the western Erepecuru-Trombetas Domain as part of the Tapajós-Parima Province.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the research scholarship granted to first author (Process No. 133936/2013-9). We also thank to the Geological Survey of Brazil (CPRM-Belém) for the cession of samples and unpublished regional maps used in this study and the geochronology laboraroty of University of Brasilia (UnB) and the Isotope Geology Laboratory of Federal University of Pará (Pará-Iso) for the U-Pb, Sm-Nd and Sr analyses. The acknowledgements extend to the Pará-Iso staffs, especially to Elma Oliveira, Arlete Neves and Jeferson Barbosa. These authors are grateful to the Microanalyses Laboratory of UFPA for cathodoluminescence images acquired in SEM. Finally, we are thankful to the reviewers by the suggestions and critique applied to the manuscript. This paper is a contribution to the INCT-GEOCIAM Project (INCT program – CNPq/MCT/FAPESPA - Process No. 573733/2008-2).

## REFERENCES

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A.1981. Brazilian tuctural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29. doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9.
- Almeida M.E. 2006. *Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides*



- Paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil*. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 227 p.
- Almeida M.E. and Macambira M.J.B. 2007. Geology and petrography of Paleoproterozoic granitoid rocks from Uatumã-Anauá Domain, central region of Guyana Shield, southeastern Roraima, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1):237-256.
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology, Actas*, v. 1, p. 34-37.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia. Projeto RadamBrasil. Folha SA. 21 – Santarém. *In: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra: Rio de Janeiro, DNPM*, p. 19–122.
- Araújo Neto H. and Moreira H.L. 1976. Projeto estanho de Abonari: relatório final. Manaus. DNPM/CPRM, v. 1, 232 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4: 83-100.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Vasquez M.L., Ricci P.S., Ferreira A.L. 2001. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia, R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. (orgs.) Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *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. 2014. 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. *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., 2013. 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. Série Científica*, **13**(1): 47-72. doi:10.5327/Z1519-874X2013000100004.
- Barros M.A.S., Chemale Jr. F., Nardi L.V.S., Lima E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal postcollisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil. Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:11-23. doi:10.1016/j.jsames.2008.11.003.
- Barros M.A.S., Pimentel M.M., Silva F.R., Dantas E.L. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado - um granito tipo A de 1,88 Ga - sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso – Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **11**(1):75-93. doi: dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000100005.
- Bitencourt M.F. and Nardi L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 3-16.

- Blevin P.L. and Chappell B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, **90**:1604-1619. doi:10.2113/gsecongeo.90.6.1604.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63, p. 114.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton – Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2th. Córdoba, *Short Papers*, p. 40-43.
- Brown G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Thorpe R.S. (ed.) *Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, London, p. 437-61.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, **141**:413–426. doi:10.1144/gsjgs.141.3.0413.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114. doi: dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011.
- Castro J.M.R., Silva R.C.S., Rosa-Costa L.T., Barbosa J.P.O. 2014. Mapa geológico da folha Rio Trombetas – SA.21-X-A. Escala 1:250.000. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil.
- Chappell B.W., and White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**:173-174.
- Chappell B.W., and White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **83**:1-26. doi: dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720.
- Chappell B.W., White A.J.R., Williams I.S., Wyborn D., Wyborn L.A.I. 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences*, **47**:123-138. doi:10.1046/j.1440-0952.2000.00766.x
- 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.
- Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon *in situ* dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2):275-295. doi:dx.doi.org/10.1590/S0001-37652012005000032.
- Coleman D.S., and Walker J.D. 1992. Evidence for generation of juvenile granitic crust during continental extension, Mineral Mountains Batholith, Utha. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B7): 11011-11024. doi: 10.1029/92JB00653.
- Collins B.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200. doi: 10.1007/BF00374895.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2th Congresso Geológico Chileno. Arica, *Short papers*, p. 137–148.
- Costa L.T.R., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the

- southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300. doi:10.1016/j.gr.2006.02.012.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, **42**:832–849. doi:10.1080/00206810009465114.
- CPRM. 1978. Projeto Jari/Rio Negro (Leste): Levantamentos aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico do Território Federal do Amapá e Estado do Pará: relatório final. Texto e anexos. Rio de Janeiro, Prospec, 106 p.
- CPRM. 2000. *Projeto Caracarái (folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A). Estado de Roraima. Escala 1:500.000*. Texto Explicativo.
- Cunha E.F.S., Nogueira A.C.R., Paz J.D.S., Ferron J.M., Prado M. 2006. Depósitos Eólicos da Formação Urupi, Paleoproterozóico do Escudo das Guianas, Mina do Pitinga-AM. In: SBG-Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Short Papers*, CD-ROM.
- Dall'Agnol R. and Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**:215-233. doi:10.1016/j.lithos.2006.03.065.
- Davis D.W., Gray J., Cummings G.L., Baadsgaard H. 1977. Determination of the  $^{87}\text{Rb}$  decay constant. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**(12):1745-1749. doi:10.1016/0016-7037(77)90206-X.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183–210. doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.
- DePaolo D.J. 1981. Nd Isotopic Studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **62**:137. doi: 10.1029/EO062i014p00137-01.
- DePaolo D.J. and Wasserburg G.J. 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, **4**(10):465-468. doi: 10.1029/GL004i010p00465.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *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. 2002. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**:2771-2789. doi:10.1016/S0016-7037(02)00868-2.
- Etheridge M.A., Rutland, R.W.R., Wyborn, L.A.I. 1987. Orogenesis and tectonic process in the early to middle Proterozoic of northern Australia. In: A. Kröner (ed.) *Proterozoic Lithospheric Evolution*. American Geophysical Union, p. 131-147. doi: 10.1029/GD017p0131.
- Faria M.S.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Hartmann L.A. 2002. The oldest island arc of Roraima state, Brazil - 2,03 Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa-Pb, *Actas*, p. 306.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages?

- Journal of South American Earth Sciences*, **32**:351–368. doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.004.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza M. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:499–512.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:483–497. doi:10.1016/j.jsames.2009.05.001.
- Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H., Reis N.J., Farias M.S.G., Ragatky D. 2010. *Geologia e recursos minerais da folha Vila de Tepequém – NA.20-X-A-III estado de Roraima. Escala 1:100.000. Texto Explicativo*. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil, Projeto Cartografia da Amazônia, 182 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033–2048. doi:10.1093/petrology/42.11.2033.
- Geomineração. 1972. *Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico*. S.1./ICOMI, 101 p.
- Gioia S.M.C.L. and Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 220-245. doi:10.1590/S0001-37652000000200009.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research*, **100** (B6): 10271-10286. doi: 10.1029/94JB02508.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., Van Calsteren P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, **276**(5312):551-555. doi:10.1126/science.276.5312.551.
- Hooper P.R., Bailey D.G., Mc Carley Holder G.A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B6):10303-10319. doi: 10.1029/94JB03328.
- Irvine T.N. and Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523–548. doi:10.1139/e71-055.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.017
- Jorge João X.S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. *Projeto Trombetas–Mapuera: Relatório final*. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos).
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993. 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. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**:111-134. doi:10.1016/0012-821X(93)90234-Z.
- King P.L., White A.J.R., Chappell, B.W., Allen C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**:371-391. doi: 10.1093/petroj/38.3.371.
- Klein E.L. and Vasquez M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. Escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília, CPRM. CD-ROM.
- Kröner A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate Tectonics concepts. *Geological Society of America Memoirs*, **161**:59-74. doi: 10.1130/MEM161-p59.

- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**:189–223. doi:10.1016/S0301-9268(02)00123-7.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution. *Journal of South American Earth Science*, **18**:277–292. doi: 10.1016/j.jsames.2004.11.005.
- Lameyre J. and Bowden P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169–186. doi:10.1016/0377-0273(82)90047-6.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettini B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. (eds.). 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, London, 256 p.
- Leal R.E., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2013. Petrografia, geocronologia e assinatura geofísica de plútons graníticos no Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13th. Belém, *Short Papers*, v. 5, p. 539–542.
- Leal R.E., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Silva R.C.S. 2015. Caracterização geológico-geofísica e geocronologia de plútons graníticos no domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. In: Gorayeb P.S.S., Lima A. M.M. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. v. 9. P.43–58.
- Lemos R.L. and Gaspar J.C. 2002. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa, *Actas*, p. 539.
- Lemos R.L., Fonseca L.R., Martins L.P.B. 1988. Petrografia do complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru-Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém, *Actas*, v. 3, p. 1400–1411.
- Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Ph.D. thesis. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 290 p.
- Lima M.I.C. Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silva G.G. Geologia. In: *BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. Folha NA/NB. 22-Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, p. I/3–I/120.
- Lombello J.C. 2011. *Petrogênese do magmatismo Abonari, Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo*. M.Sc. thesis. Universidade Federal do Amazonas, 98 p.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.
- Lugmair G.W., and Marti K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**:349–357. doi:10.1016/0012-821X(78)90021-3.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2th. Belém, *Actas*, p. 22.
- Maniar P.D. and Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635–643. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2.
- Marques S.N.S., Nascimento R.S.C., Souza V.S., Dantas E.L. 2007. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na

- região de Presidente Figueiredo-AM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10th. Porto Velho, *Short Papers*, p. 221–224.
- Marques S.N.S., Souza V.S., Dantas E.L., Valério C.S., Nascimento R.S.C. 2014. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **44**:121–138. doi: 10.5327/Z2317-4889201400010010.
- 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.
- Montalvão R.M.G., Muniz M.B., Issler R.S., Dall'Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20 – Boa Vista e parte das Folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. In: *Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- Nardi L.V.S. and Bitencourt M.F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in Southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist*, **47**:1493–1503. doi:10.3749/canmin.47.6.1493.
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M. G., Teixeira W. 1975. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*, Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL 9, p. 21–118.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira Geociências*, **38**:116–129.
- Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo R., Faria, M.S.G. 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca – SE de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39th. Salvador, *Short Papers*, p. 213–216.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956.
- Pearce, J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120–125.
- Peccerilo A. and Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**(1): 63-81. doi:10.1007/BF00384745.
- Pierosan R., Lima E.F., Nardi L.V.S., Bastos Neto A.C., Campos C.P., Jarvis K., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2011. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **53**:946-979. doi: 10.1080/00206810903391542.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozoico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:793-802.
- Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.R.L., Ferreira A.L. 2006. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas, Manaus: CPRM, (Convênio CPRM/CIAMA). Escala 1:1.000.000. 125 p.
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:380-383.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E., 2003, Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Geology of France and Surrounding Areas - Special Guiana Shield*, **2-3-4**:121-134.

- Rock N.M.S., and Hunter R.H. 1987. Late Caledonian dyke swarms of northern Britain: spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granite magmatism around the Ross of Mull pluton, Inner Hebrides. *Geologische Rundschau*, **76**:805-826. doi: 10.1007/BF01821065.
- Rosa-Costa L.T. and Andrade J.B.F. 2015 (*in press*). *Projeto de integração geofísico-geológica do NW do Pará. Escala 1:600.000*. Programa Geologia do Brasil-PGB. CPRM 2015.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8):1075-1090. doi: 10.1016/0016-7037(78)90105-9.
- Santos J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In: New Developments in Economic Geology*. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. Perth, University of Western Australia, 10 p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 198 p.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109. doi: 10.1016/j.precamres.2004.01.002.
- 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., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9th. Belém, Actas*.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. *In: Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão-Brazil, Short Papers*, pp. 280–282.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**:453-488. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002 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. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:409–429. doi:10.1016/S0895-9811(02)00061-5.
- Sato K., and Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia* (in Portuguese), SBG-NO, Belém, Brazil, p. 91-142.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Lork A., Baumann A. 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38th. Camboriú, Actas*, v.2, p. 395-397.
- Smith E.I., Daniel L., Feuerbach D.L., Naumann T.R. 1990. Mid- Miocene volcanic and plutonic rocks in the Lake Mead area of Nevada and Arizona; Production of intermediate

- igneous rocks in an extensional environment. *Geological Society of America Memoirs*, **174**:169-194. doi: 10.1130/MEM174-p169.
- Stacey J.S. and Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207-221. doi:10.1016/0012-821X(75)90088-6.
- Steiger R.H. and Jäger E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 359-62. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33. doi:10.1016/0012-8252(76)90052-0.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Post-Doctoral Thesis. Instituto de Geociências, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 139 pp. (in Portuguese).
- Tassinari C.C.G. and Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G., and Macambira M.J.B. 2004. 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*. São Paulo, Beca, p. 471-485.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian craton. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, SBG, p. 41-95.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Dall'Agnol R., Moura C.A.V., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da suíte granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2):217-226.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas Paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 2th. Belém, SBG-NO, p. 28.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227. doi:10.1016/0301-9268(89)90012-0.
- Thiéblemont D., and Tegye, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origlisboaine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences Paris*, **319**:87-94.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, v. 18, p. 49-107. doi:10.1144/sjg18010049.
- Valério C.S. 2011. *Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozoicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas*. Ph.D. thesis. Belém, Universidade Federal do Pará, 139 p.
- Valério C.S., Macambira M.J.B., Souza V.S. 2012. 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. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(4):690-712. doi:10.5327/Z0375-75362012000400004.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon



- geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**(3):304-320. doi:10.1016/j.jsames.2009.04.001.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do Cráton Amazônico*. Ph.D. thesis. Belém, Universidade Federal do Pará, 212 p.
- Vasquez M.L., and Rosa-Costa L.T. 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:1.000.000. Texto-explicativo. Belém, CPRM, 328 p.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Vasquez M.L., Klein E.L., Rosa-Costa L.T. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 3, p. 67-83.
- Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, CPRM.
- Waichel B.L., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2000. The alkaline post-collisional volcanism of Campo Alegre Basin in southern Brazil: petrogenetic aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:393-396.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419. doi:10.1007/BF00402202.
- White A.J.R., and Chappell B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick J.A. (ed.) *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America, Memoir, v.159, p. 21-34.
- Whitney D.L., and Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187. doi: 10.2138/am.2010.3371.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**(1):1-23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x.
- Wyborn L.A. and Page R.W. 1988. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanism for the generation of Proterozoic anorogenic granites. *Precambrian Research*, **40/41**:509-541. doi: 10.1016/0301-9268(88)90083-6.

## CAPÍTULO III

---

### CONCLUSÕES

A integração dos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd e Sr) com os dados disponíveis na literatura permitiram avanços importantes do ponto de vista cronoestratigráfico e geodinâmico acerca dos granitoides que compõem as duas principais associações vulcano-plutônicas que caracterizam o Domínio Erepecuru-Trombetas, a norte da Bacia do Amazonas.

A caracterização petrográfica permitiu definir cinco grandes variedades de granitoides (quartzo-monzonitos, monzonitos, monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos), cujas fácies foram classificadas segundo as suas composições modais e texturais. De modo geral, todas as variações litológicas apresentam aspecto isotrópico, inequigranular, com granulação média a grossa e conteúdos variados de hornblenda e biotita, suas principais fases máficas e texturas granular hipidiomórfica, rapakivi, granofírica e microporfirítica. A Suíte Intrusiva Caxipacoré é constituída predominantemente por monzogranitos e leucomonzogranitos enquanto a Suíte Intrusiva Água Branca é formada por monzonitos e monzogranitos. A Suíte Intrusiva Mapuera apresenta os granitoides mais evoluídos (sienogranitos e álcali-feldspato granitos).

Os resultados geoquímicos apontaram para a existência de dois grupos de rochas com diferentes assinaturas. O primeiro grupo é constituído pelas rochas das suítes intrusivas Caxipacoré e Água Branca. Essas rochas apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto-K, caráter metaluminoso e afinidade com rochas magnesianas. Enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE; K, Rb, Ba e Sr, por exemplo), fortes anomalias de Nb, moderado fracionamento dos ETR pesados e fracas anomalias de Eu são características comuns desses granitoides. Distintivamente, o segundo grupo, formado pelos granitoides da Suíte Intrusiva Mapuera, apresenta assinatura alcalina de alto-K, caráter peraluminoso a metaluminoso e afinidade com granitoides ferrosos. Essas rochas apresentam enriquecimento em elementos de alto campo de força (HFSE; Zr, Hf e Th, por exemplo), alto conteúdo de ETR e pronunciadas anomalias negativas de Eu. Em diagramas de classificação de ambiente tectônico, os granitoides das suítes intrusivas Caxipacoré e Água demonstraram afinidades geoquímicas com granitoides cálcio-alcálicos de arco vulcânico (VAG), relacionados a zonas de subducção, enquanto as rochas da Suíte Intrusiva Mapuera assemelham-se a granitoides pós-colosionais tipo-A<sub>2</sub>, relacionados a ambientes anarogênicos intraplaca.

Datações radiométricas U-Pb em zircão por ICP-MS-LA forneceram idades de  $1991\pm 5,9$  e  $2005\pm 7,2$  Ma para os granitoides da Suíte Intrusiva Caxipacoré e  $1886,5\pm 4,8$  Ma em um hornblenda-biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Água Branca. Para a Suíte Intrusiva Mapuera, uma idade de  $1870\pm 14$  Ma foi obtida em um biotita álcali-feldspato granito. Essas idades foram interpretadas como idades de cristalização desses granitoides.

As idades obtidas revelaram um *gap* de aproximadamente 100 Ma entre a Suíte Intrusiva Caxipacoré (1,99-2,05 Ga) e as suítes Água Branca e Mapuera (1,89-1,87 Ga). Um ambiente orogênico é proposto para o evento magmático mais antigo, enquanto um ambiente transicional, evoluindo de um contexto convergente para um contexto extensional intracontinental, é marcado pela coexistência de rochas cálcio-acalinas e alcalinas das suítes intrusivas Água Branca e Mapuera, respectivamente. Barreto *et al.* (2013, 2014) sugerem um modelo evolutivo similar para os correlatos vulcânicos da Formação Igarapé Paboca (~1,99 Ga) e Grupo Iricoumé (~1,88 Ga) na mesma região. Em outras áreas do Cráton Amazônico, rochas vulcânicas e plutônicas Orosirianas experimentaram um modelo evolutivo semelhante, especialmente no Domínio Uatumã-Anauá (Almeida *et al.* 1997, 2007; Almeida, 2006; Valério *et al.* 2006, 2009; Ferron *et al.* 2006, 2010) e no Domínio Tapajós (Lamarão *et al.* 2002; Vasquez *et al.* 2002).

Idades modelo Nd- $T_{DM}$  entre 1,95 e 2,30 Ga e Sr- $T_{UR}$  entre 1,84 e 2,02 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos e ligeiramente negativos (+2,29 a -1,96) para os granitoides das suítes intrusivas Caxipacoré, Água Branca e Mapuera, indicam que os magmas originais podem ter sido gerados por fusão de uma crosta sílica paleoproterozoica mais antiga e com pequena contribuição de fontes mantélicas. As assinaturas de Nd obtidas trazem implicações para idade da Província Amazônia Central, pois de acordo com os modelos evolutivos de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000, 2006), seriam esperadas idades modelo  $T_{DM}$  arqueanas para a crosta continental dessa província, com já foi evidenciado a sul, no Domínio Irixi-Xingu e na Província Carajás. No entanto, as assinaturas de Nd e Sr e as datações U-Pb em zircão deste trabalho somados aos dados de Nd e Pb-Pb em zircão de Barreto *et al.* (2013, 2014) para os correspondentes vulcânicos (Formação Igarapé Paboca e Grupo Iricoumé) permitem descartar a existência de um embasamento arqueano na porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas e assim estender os limites entre as Províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central mais a leste.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian tectonic provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.
- Almeida M.E. 2006. *Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides Paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil*. Ph.D. Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 227 p.
- Almeida M.E. & Macambira M.J.B. 2007. Geology and petrography of Paleoproterozoic granitoid rocks from Uatumã-Anauá Domain, central region of Guyana Shield, southeastern Roraima, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1):237-256.
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology, Actas*, v. 1, p. 34-37.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia. Projeto RadamBrasil. Folha SA. 21 – Santarém. *In: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra: Rio de Janeiro*, DNPM, p. 19–122.
- Araújo Neto H. & Moreira H.L. 1976. Projeto estanho de Abonari: relatório final. Manaus. DNPM/CPRM, v. 1, 232 p.
- Arndt N.T. & Goldstein S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**:893-895.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4: 83-100.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Vasquez M.L., Ricci P.S., Ferreira A.L. 2001. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia, R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. (orgs.) Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Costa L.T.R., Lima E.F. 2014. 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. *International Geology Review*, **56**:1332-1356.

- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Costa, L.T.R., Lima E.F., 2013. 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. Série Científica*, **13**(1):47-72.
- Barros M.A.S., Chemale Jr. F., Nardi L.V.S., Lima E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal postcollisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil. Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:11-23.
- Barros M.A.S., Pimentel M.M., Silva F.R., Dantas E.L. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado - um granito tipo A de 1,88 Ga - sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso – Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **11**(1):75-93.
- Bertotti A.L. 2005. *Metodologia Samário/Neodímio: uma abordagem analítica simplificada e alguns exemplos aplicativos*. MS Dissertation. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 105 p.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 3-16.
- Blevin P.L. & Chappell B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, **90**:1604-1619.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63, p. 114.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton – Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2th. Córdoba, *Short Papers*, p. 40-43.
- Brown G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Thorpe R.S. (ed.) *Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, London, p. 437-61.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, **141**:413-426.
- Bruguier O., Télouk P., Cocherie A., Fouillac A.M., Albarède F. 2001. Evaluation of Pb-Pb and U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd-YAG laser. *Geostandard Newsletters*, **25**: 361-373.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114.

- Castro J.M.R., Silva R.C.S., Rosa-Costa L.T., Barbosa J.P.O. 2014. Mapa geológico da folha Rio Trombetas – SA.21-X-A. Escala 1:250.000. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil.
- Chang Z., Vervoort J.D., McClelland W.C., Knaack C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**:173-174.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **83**:1-26.
- Chappell B.W., White A.J.R., Williams I.S., Wyborn D., Wyborn L.A.I. 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences*, **47**:123-138.
- 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.
- Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon *in situ* dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2):275-295.
- Coleman D.S. & Walker J.D. 1992. Evidence for generation of juvenile granitic crust during continental extension, Mineral Mountains Batholith, Utha. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B7): 11011-11024.
- Collins B.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: 2º Congresso Geológico Chileno. Arica, Short papers*, p. 137–148.
- Costa L.T.R., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300.
- Costi H.T., Dall’Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, **42**:832–849.
- CPRM. 1978. Projeto Jari/Rio Negro (Leste): Levantamentos aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico do Território Federal do Amapá e Estado do Pará: relatório final. Texto e anexos. Rio de Janeiro, Prospec, 106 p.

- CPRM. 2000. *Projeto Caracarái (folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Texto Explicativo.*
- Cunha E.F.S., Nogueira A.C.R., Paz J.D.S., Ferron J.M., Prado M. 2006. Depósitos Eólicos da Formação Urupi, Paleoproterozóico do Escudo das Guianas, Mina do Pitinga-AM. *In: SBG-Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Short Papers, CD-ROM.*
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**:215-233.
- Davis D.W., Gray J., Cummings G.L., Baadsgaard H. 1977. Determination of the  $^{87}\text{Rb}$  decay constant. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**(12):1745-1749.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183–210.
- DePaolo D.J. 1981. Nd Isotopic Studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **62**:137.
- DePaolo D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry – an introduction. Berlin, Springer-Verlag. 187p. doi: 10.1007/978-3-642-48916-7.
- DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, **4**(10):465-468.
- Dickin A.P. (ed.). 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 471 p.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**(7):641-644.
- Eggins S.M., Kinsley L.P.J., Shelley J.M.G. 1998. Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science*, **127-129**(1988):278-286.
- Elburg M.A., Bergen M.V., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A. 2002. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**:2771-2789.
- Etheridge M.A., Rutland, R.W.R., Wyborn, L.A.I. 1987. Orogenesis and tectonic process in the early to middle Proterozoic of northern Australia. *In: A. Kröner (ed.) Proterozoic Lithospheric Evolution*. American Geophysical Union, p. 131-147.
- Faria M.S.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Hartmann L.A. 2002. The oldest island arc of Roraima state, Brazil - 2,03 Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. *In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa-Pb, Actas*, p. 306.

- Faure G. (ed.). 2001. *Origin of igneous rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 496 p.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:351–368.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza M. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:499–512.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:483–497.
- Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H., Reis N.J., Farias M.S.G., Ragatky D. 2010. *Geologia e recursos minerais da folha Vila de Tepequém – NA.20-X-A-III estado de Roraima. Escala 1:100.000*. Texto Explicativo. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil, Projeto Cartografia da Amazônia, 182 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033–2048.
- Garbe-Schönberg C.D., & Arpe T. 1997. High-resolution ICPMS in fast scanning mode: application for laser ablation analysis of zircon. *Fresenius' Journal of Analytical Chemistry*, **359**:462–464.
- Geomineração. 1972. *Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico*. S.1./ICOMI, 101 p.
- Gerdes A. & Zeh A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**:47–61.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 220–245.
- Hanchar J.M. 2014. Zircon. In: Rink W.J., Thompson J. (eds.) *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, p.1–5. Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-94-007-6326-5\_58-1.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B6): 10271–10286.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., Van Calsteren P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, **276**(5312):551–555.



- Hooper P.R., Bailey D.G., Mc Carley Holder G.A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B6):10303-10319.
- Horn I., Rudnick R.L., McDonough W.F. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **167**(2000):405-425.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69.
- Jaffey A. H., Flynn K. F., Glendenin L. E., Bentley W. C., Esslig, A. M. 1971. Precision measurement of the half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Physical Review C*, **4**:1889-907.
- Jorge João X.S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. *Projeto Trombetas-Mapuera: Relatório final*. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos).
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993. 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. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**:111-134.
- King P.L., White A.J.R., Chappell, B.W., Allen C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**:371-391.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. Escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília, CPRM. CD-ROM.
- Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICMPS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, **182**:605-618.
- Kröner A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate Tectonics concepts. *Geological Society of America Memoirs*, **161**:59-74.
- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**:189-223.
- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution. *Journal of South American Earth Science*, **18**:277-292.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169-186.

- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettini B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. (eds.). 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, London, 256 p.
- Leal R.E., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2013. Petrografia, geocronologia e assinatura geofísica de plútons graníticos no Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. *In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, *Short Papers*, v. 5, p. 539-542.
- Leal R.E., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Silva R.C.S. 2015. Caracterização geológico-geofísica e geocronologia de plútons graníticos no domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. *In: Gorayeb P.S.S., Lima A. M.M. (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia*. v. 9. p. 43-58.
- Lemos R.L. & Gaspar J.C. 2002. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. *In: 41º Congresso Brasileiro de Geologia*. João Pessoa, *Actas*, p. 539.
- Lemos R.L., Fonseca L.R., Martins L.P.B. 1988. Petrografia do complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru-Pará. *In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, *Actas*, v. 3, p. 1400-1411.
- Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Ph.D. thesis. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 290 p.
- Lima M.I.C. Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silva G.G. Geologia. *In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. Folha NA/NB. 22-Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, p. I/3–I/120.
- Lombello J.C. 2011. *Petrogênese do magmatismo Abonari, Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo*. MS Dissertation. Universidade Federal do Amazonas, 98 p.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.
- Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**:349-357.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *In: 2º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Belém, *Actas*, p. 22.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635–643.
- Marques S.N.S., Nascimento R.S.C., Souza V.S., Dantas E.L. 2007. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. *In: 10º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Porto Velho, *Short Papers*, p. 221–224.

- Marques S.N.S., Souza V.S., Dantas E.L., Valério C.S., Nascimento R.S.C. 2014. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **44**:121–138.
- 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.
- Montalvão R.M.G., Muniz M.B., Issler R.S., Dall'Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20 – Boa Vista e parte das Folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. In: *Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- Nardi L.V.S. & Bitencourt M.F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in Southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist*, **47**:1493–1503.
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M. G., Teixeira W. 1975. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*, Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL 9, p. 21–118.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira Geociências*, **38**:116–129.
- Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo R., Faria, M.S.G. 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca – SE de Roraima. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Short Papers*, p. 213–216.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983.
- Pearce, J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120–125.
- Peccerilo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**(1): 63-81.
- Pierosan R., Lima E.F., Nardi L.V.S., Bastos Neto A.C., Campos C.P., Jarvis K., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2011. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **53**:946-979.
- Pimentel M.M. & Charnley N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: an example from Central Brazil. *Chemical Geology*, **86**:123-138.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozoico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:793-802.

- Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.R.L., Ferreira A.L. 2006. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas, Manaus: CPRM, (Convênio CPRM/CIAMA). Escala 1:1.000.000. 125 p.
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:380-383.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E., 2003, Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Geology of France and Surrounding Areas - Special Guiana Shield*, **2-3-4**:121-134.
- Rock N.M.S. & Hunter R.H. 1987. Late Caledonian dyke swarms of northern Britain: spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granite magmatism around the Ross of Mull pluton, Inner Hebrides. *Geologische Rundschau*, **76**:805-826.
- Rosa-Costa L.T. & Andrade J.B.F. 2015 (*no prelo*). *Projeto de integração geofísico-geológica do NW do Pará. Escala 1:600.000*. Programa Geologia do Brasil-PGB. CPRM 2015.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8):1075-1090.
- Santos J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In: New Developments in Economic Geology*. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. Perth, University of Western Australia, 10 p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 198 p.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109.
- 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.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, *Actas*.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. *In: Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology*. Campos do Jordão-Brazil, *Short Papers*, pp. 280–282.

- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002 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. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:409–429.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG-NO, Belém, p. 91-142.
- Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3):315-336.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Lork A., Baumann A. 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Actas*, v.2, p. 395-397.
- Shannon R.D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, **A32**: 751-767.
- Silva L. C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília, CPRM, 150 p. Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: < [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br) > acesso: 03/04/2014.
- Simonetti A., Heaman L.M., Chacko T., Banerjee N.R. 2006. In situ petrographic thin section U-Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation MC-ICP-MS. *International Journal of Mass Spectrometry*, **253**:87-97.
- Smith E.I., Daniel L., Feuerbach D.L., Naumann T.R. 1990. Mid- Miocene volcanic and plutonic rocks in the Lake Mead area of Nevada and Arizona; Production of intermediate igneous rocks in an extensional environment. *Geological Society of America Memoirs*, **174**:169-194.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207-221.
- Steiger R.H. & Jäger E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 359-62.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Post-Doctoral Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.

- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Dal Ré Carneiro C., Brito Neves B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, SBG, p. 41-95.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Dall'Agnol R., Moura C.A.V., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da suíte granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2):217-226.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas Paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2th. Belém, SBG-NO, p. 28.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.
- Thiéblemont D. & Tegye, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'originsboaine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences Paris*, **319**:87-94.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, v. 18, p. 49-107.
- Valério C.S. 2011. *Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozoicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas*. Ph.D. thesis. Belém, Universidade Federal do Pará, 139 p.
- Valério C.S., Macambira M.J.B., Souza V.S. 2012. 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. *Revista Brasileira de Geociências*,
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**(3):304-320.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do Cráton Amazônico*. Ph.D. thesis. Belém, Universidade Federal do Pará, 212 p.

- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:1.000.000. Texto-explicativo. Belém, CPRM, 328 p.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: Vasquez M.L., Klein E.L., Rosa-Costa L.T. (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 3, p. 67-83.
- Weiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, CPRM.
- Waichel B.L., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2000. The alkaline post-collisional volcanism of Campo Alegre Basin in southern Brazil: petrogenetic aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:393-396.
- Walder A.J., Platzner I., Freedman P.A. 1993. Isotope ratio measurement of lead, neodymium and neodymium-samarium mixtures, hafnium and hafnium-lutetium mixtures with a double focusing multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometer. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **8**:19-23.
- Wetherill G.W. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **9**:290-292.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.
- White A.J.R. & Chappell B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *In: Roddick J.A. (ed.) Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America Memoir, v.159, p. 21-34.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**(1):1-23.
- Willigers B.J.A., Baker J.A., Krogstad E.J., Peate D.W. 2002. Precise and accurate in situ Pb–Pb dating of apatite, monazite, and sphene by laser ablation multiple-collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**:1051-1066.
- Wyborn L.A. & Page R.W. 1988. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanism for the generation of Proterozoic anorogenic granites. *Precambrian Research*, **40/41**:509-541.