



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 523**

**GEOCRONOLOGIA U-Pb, CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS  
EVOLUTIVOS DO GRANITO MARAJOARA – PROVÍNCIA  
CARAJÁS**

**Dissertação apresentada por:**

**RODRIGO FABIANO SILVA SANTOS**

**Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)**

---

**BELÉM  
2018**

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

---

Santos, Rodrigo Fabiano Silva, 1986-

Geocronologia U-Pb, classificação e aspectos evolutivos do  
Granito Marajoara – Província Carajás / Rodrigo Fabiano Silva  
Santos. – 2018

xiii, 81 f. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Davis Carvalho de Oliveira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,  
Belém, 2018.

1. Geologia estratigráfica - Proterozóico. 2. Carajás, Serra dos (PA).  
I. Título.

CDD 22. ed.: 551.715

---

Elaborado por  
Hélio Braga Martins  
CRB-2/698



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

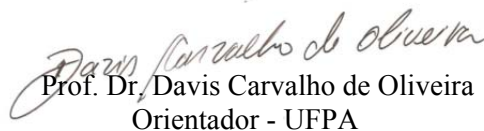
**GEOCRONOLOGIA U-Pb, CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS  
EVOLUTIVOS DO GRANITO MARAJOARA – PROVÍNCIA  
CARAJÁS**


**Dissertação apresentada por**  
**RODRIGO FABIANO SILVA SANTOS**

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

**Data de Aprovação: 24 / 01 / 2018**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira  
Orientador - UFPA

  
Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão  
Membro - UFPA

  
Prof. Dr. Marcelo Lacerda Vasquez  
Membro - CPRM

*A todos aqueles que de alguma forma estiveram e estão próximos de mim, fazendo esta vida valer cada vez mais a pena.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus que tem me dado à oportunidade de crescer junto a minha família.

Aos meus pais Eliana e Otávio pelo apoio em todos os momentos de dificuldades e alegrias.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências, e em especial ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, pela infraestrutura disponibilizada e aos professores e técnicos do IG da UFPA pelos conhecimentos repassados.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

Ao meu professor orientador Davis Carvalho de Oliveira por me dar a oportunidade na realização deste trabalho, principalmente pelo fato de quando o procurei para me orientar ele não me conhecia tendo somente como referência meu TCC e “indicação” da minha grande amiga Gisele Marques. Muito obrigado pelas caronas quando eu saía depois das 22h da UFPA, pelos churrascos em sua residência, pelo seu empenho na reforma da sala 3 e que serviu de exemplo à outras salas do PPGG, e pelas suas cobranças no desenvolvimento desta dissertação que só me fizeram crescer profissionalmente.

Aos colegas do PPGG ingressos em 2014 e um agradecimento very especial a galera da Sala 3: Bhrenno, Eleilson, Pablo, Luciano, Marcela, Nattânia e Vinícius, pelo companheirismo, apoio financeiro na compra do bebedouro e cafeteira, a espera nas filas intermináveis do RU, ajuda nas etapas de campo e amostragem (Fernando, Jean, Diwhemerson), e é claro aos momentos de gargalhadas tão barulhentas que foram motivos de reuniões.

## RESUMO

O Granito Marajoara (GrMj) possui dimensões de *stock* (~50 Km<sup>2</sup>) e é intrusivo em granitoides mesoarqueanos do Domínio Rio Maria. Este é formado por rochas leucocráticas, representadas pelas fácies biotita monzogranito equigranular (BMzE) e heterogranular (BMzH). Textura rapakivi e a ocorrência de *enclaves* de granito porfirítico (EGp) e microgranulares (EMg) são restritas à fácies BMzH. Tais variedades possuem mineralogia similar: microclina, quartzo e plagioclásio ocorrem como minerais essenciais; biotita cloritizada em diferentes intensidades como a única fase varietal; zircão, titanita, opacos, apatita e allanita como acessórios primários; e clorita, sericita-muscovita, epidoto, fluorita e argilominerais como fases secundárias. Os valores de susceptibilidade magnética (SM) elevados (2,3–6,5 x10<sup>-3</sup>) e a presença frequente de magnetita, aproximam a fácies BMzH dos granitos da série magnetita, enquanto que a variedade BMzE mostra afinidade com aqueles da série ilmenita por apresentar conteúdos modais de opacos ≤0,5%, baixos valores de SM (<0,15x10<sup>-3</sup>), e ilmenita como único óxido de Fe-Ti. Tais variedades são, em geral, peraluminosas e apresentam altos valores da razão FeOt/(FeOt+MgO), similares aos granitos *ferroan*. Mostram ainda, afinidades geoquímicas com os granitos intraplaca do tipo-A de origem crustal, sendo que a significativa variação da razão FeOt/(FeOt+MgO) encontradas para estas rochas [EGp (>0,82); BMzH (>0,86); BMzE (>0,97)], permitem classificá-las como granitos do tipo-A oxidado (BMzH e EGp) e reduzido (BMzE), e que as mesmas são afins dos plútons das suítes Jamon e Velho Guilherme, respectivamente. Diferentemente disto, as amostras que pertencem aos EMg mostram clara afinidade com os granitos magnesianos e da série cálcio-alcálica. As evidências de mistura de magma e os cálculos da modelagem geoquímica, demonstram que os EGp são originados a partir da interação do líquido EMg (60%) e o líquido BMzH (40%). Os *gaps* composicionais existentes entre as diversas variedades que constituem o GrMj, assim como seus contrastes composicionais, sugerem que seus magmas não são cogenéticos. Os EMg são considerados como representantes de um magmatismo básico oriundo do manto litosférico enriquecido e que teriam sido injetados na câmara magmática durante o processo de *underplating* e em diferentes fases de cristalização do magma granítico. As análises isotópicas U-Pb em zircão (SHRIMP) forneceram idade de 1885 ±6Ma, interpretada como a idade de cristalização do GrMj. O GrMj foi colocado em níveis crustais rasos (epizona) em um ambiente de tectônica extensional com o esforço seguindo o *trend* NNE-SSW a ENE-WSW. A zonalidade concêntrica do GrMj e o comportamento reológico das rochas encaixantes e a influência

reduzida ou nula dos esforços regionais durante a colocação do corpo indicam que o transporte do magma se deu através de diques. Sugere-se dessa forma que a edificação do GrMj é resultante de ascensão vertical de magmas através de fraturas e acomodação ao longo dos planos da foliação regional E-W, seguida de uma mudança do fluxo vertical por um espalhamento lateral do magma, em um modelo análogo ao admitido para a colocação dos batólitos tabulares da Suíte Jamon.

Palavras-chave: Marajoara. Granito tipo-A. *Enclaves*. Paleoproterozoico. Província Carajás.

## ABSTRACT

The Marajoara granite (MjGr) is a stock intrusive in mesoarchean granitoids of the Rio Maria domain, which is formed mainly by leucocratic rocks, represented by equigranular (BMzE) and heterogranular (BMzH) monzogranite facies. Rapakivi texture and occurrences of porphyritic granite (EGp) and microgranular enclaves (EMg) are restricted to BMzH facies. Such varieties have similar mineralogy: microcline, quartz and plagioclase occur as essential minerals; biotite partially altered to chlorite as the only varietal phase; zircon, titanite, opaque, apatite and allanite as primary accessories; and chlorite, sericite-muscovite, epidote, fluorite and clay minerals as secondary phases. The high magnetic susceptibility (SM) values ( $2.3-6.5 \times 10^{-3}$ ) and the frequent presence of magnetite show that the BMzH facies is akin to granites with magnetite series, whereas the BMzE variety shows affinity with the ilmenite series considering the modal opaque contents  $\leq 0.5\%$ , low values of SM ( $< 0.15 \times 10^{-3}$ ), and ilmenite as the sole Fe-Ti oxide. These rocks are, in general, peraluminous and have high FeOt/FeOt+MgO ratio, similar to the ferroan granites. In addition, they have geochemical affinities with intraplate A-type granites, which have crustal origin, wherein a significant variation of FeOt/(FeOt + MgO) found for these rocks [EGp ( $> 0.82$ ); BMzH ( $> 0.86$ ); BMzE ( $> 0.97$ )], allow them to be classified as oxidized (BMzH and EGp) and reduced (BMzE) A-type granites, that are related to the Jamon and Velho Guilherme suites, respectively. Differently from this, the EMg show clear affinity with the magnesian granites and the calc-alkaline series. Evidence of magma mixing and geochemical modeling calculations demonstrate that EGp originate from the interaction of EMg (60%) and BMzH (40%) liquids. The compositional gaps existing among the several varieties that constitute the MjGr, as well as their compositional contrasts, suggest that their magmas are not cogenetic. The EMg represents a basic magmatism from the enriched lithospheric mantle that would have been injected into the magma chamber during the underplating process and at different phases of the granitic magma crystallization. The U-Pb zircon isotopic analyzes (SHRIMP) yielded an age of  $1885 \pm 6$ Ma, interpreted as the crystallization age of MjGr. The MjGr was emplaced at shallow crustal levels (epizone) in an extensional tectonic environment with the effort following the trend NNE-SSW to ENE-WSW. The concentric zoning in the MjGr and the rheological behavior of its country rocks as well as the reduced or no influence of the regional efforts during the emplacement of the pluton indicate that the transport of the magma occurred through dikes. It is suggested that the construction of the MjGr was a result of the vertical rise of magmas through fractures and accommodation along the planes of the regional



EW foliation, followed by a change of the vertical flow by a lateral scattering of the magma, analogous to the admitted model for the emplacement of the tabular batholiths of the Jamon Suite.

Keywords: Marajoara. A-type. Enclave. Paleoproterozoic. Carajás Province.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO I

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....3

Figura 2 - Mapa geológico detalhado da Província Carajás, destacando a área de trabalho.....5

### CAPÍTULO II

Figura 1 - Mapa das províncias geocronológicas do Cráton amazônico.....21

Figura 2 - Principais feições mesoscópicas do Granito Marajoara.....22

Figura 3 - Diagrama Q-A+P-M e Q-A-P, mostrando a distribuição modal no Granito Marajoara .....26

Figura 4 - Principais feições meso e microscópicas do BMzE.....29

Figura 5 - Feições meso e microscópicas da fácies BMzH .....32

Figura 6 - Aspectos meso e microscópicos dos *enclaves* microgranulares e porfiríticos.....35

Figura 7 - Diagrama de Harker dos elementos maiores do Granito Marajoara.....40

Figura 8 - Diagrama de Harker dos elementos traços do Granito Marajoara.....41

Figura 9 - Diagrama de elementos terra-rara do Granito Marajoara. ....43

Figura 10 - Diagrama de concórdia U-Pb de zircões da amostra GRD-9F do Granito Marajoara. ....45

Figura 11 - Classificação geoquímica do Granito Marajoara.....48

Figura 13 - Quadro e histograma de frequência comparativos mostrando as principais características em termos de SM e minerais óxidos de Fe-Ti de cada fácies do Granito Marajoara. ....52

Figura 14 - Quantificação da mistura entre os enclaves microgranulares e o Granito Marajoara .....57

**LISTA DE TABELAS****CAPÍTULO I**

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos dos granitos anorogênicos e diques paleoproterozoicos da Província Carajás. ....	7
---	---

**CAPÍTULO II**

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos dos granitos anorogênicos e diques paleoproterozoicos da Província Carajás.....	18
Tabela 2 - Análises modais das amostras do Granito Marajoara. ....	25
Tabela 3 - Composição química do Granito Marajoara e <i>enclaves</i> associados.....	38
Tabela 4 - Dados de U-Pb SHRIMP para cristais de zircão do Granito Marajoara. ....	45

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vi
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	x
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ESTRUTURAÇÃO DO TEXTO DA DISSERTAÇÃO .....	2
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	4
1.3 JUSTIFICATIVA .....	7
1.4 OBJETIVOS .....	8
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	9
<b>1.5.1 Pesquisa bibliográfica</b> .....	9
<b>1.5.2 Mapeamento geológico</b> .....	9
<b>1.5.3 Petrografia</b> .....	9
<b>1.5.4 Susceptibilidade Magnética</b> .....	10
<b>1.5.5 Geoquímica</b> .....	10
<b>1.5.6 Geocronologia</b> .....	10
<b>CAPÍTULO 2 GEOCRONOLOGIA U-Pb, CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS EVOLUTIVOS DO GRANITO MARAJOARA – PROVÍNCIA CARAJÁS.</b> .....	12
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	15
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	17
<b>3 GRANITO MARAJOARA</b> .....	19
3.1 GEOLOGIA .....	19
<b>3.1.1 Aspectos gerais</b> .....	19
<b>3.1.2 Relação de contato com suas rochas encaixantes</b> .....	20
<b>4 PETROGRAFIA</b> .....	23
4.1 INTRODUÇÃO .....	23
4.2 COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO .....	23
4.3 ASPECTOS TEXTURAIS .....	26
<b>4.3.1 Fácies BMzE</b> .....	26
<b>4.3.2 Fácies BMzH</b> .....	29
<b>4.3.3 Enclaves</b> .....	33
<b>5 GEOQUÍMICA</b> .....	36
5.1 INTRODUÇÃO .....	36
5.2 ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS .....	36
5.3 ELEMENTOS TERRAS RARAS .....	42
<b>6 GEOCRONOLOGIA U-Pb</b> .....	44
6.1 INTRODUÇÃO .....	44

6.2 RESULTADOS .....	44
<b>7 DISCUSSÕES .....</b>	<b>46</b>
7.1 CLASSIFICAÇÃO E TIPOLOGIA .....	46
<b>7.1.1 Comparações com corpos análogos da Província Carajás .....</b>	<b>49</b>
7.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DO GRANITO MARAJOARA .....	52
<b>7.2.1 Origem dos enclaves pórfiros (EGp).....</b>	<b>55</b>
<b>7.2.2 Significado petrológico dos <i>enclaves</i> microgranulares (EMg).....</b>	<b>57</b>
7.3 CONSTRUÇÃO DO GRANITO MARAJOARA .....	59
<b>7.3.1 Modelo e critérios de ascensão .....</b>	<b>59</b>
<b>7.3.2 Dinâmica da câmara magmática.....</b>	<b>61</b>
<b>8 CONCLUSÕES.....</b>	<b>64</b>
<b>CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>75</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>77</b>

---

## CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

---

A área de Vila Marajoara (Figura 1), município de Pau D'Arco, está localizada na parte sudeste do Estado do Pará, porção sul da Província Carajás (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008). Esta província é considerada o maior núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) e tem sido alvo de diversos estudos em função do seu amplo potencial metalogenético. Nas últimas décadas, pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), vinculado ao Programa de Pós-graduação de Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), vem desenvolvendo diversos estudos de cunho petrológico e geocronológico em plútons graníticos do paleoproterozoico e diques associados. Estes apresentam características alcalinas e afinidades com os granitoides tipo-A enriquecidos em HFSE (Dall'Agnol & Oliveira 2007, Eby 1992, Frost *et al.* 2001, King *et al.* 1997, Loiselle & Wones 1979, Pearce *et al.* 1984, Silva *et al.* 2016, Whalen *et al.* 1987). A importância conferida a esses granitos deve-se, entre outras coisas, à existência de expressivos depósitos minerais de cassiterita e, localmente wolframita, a eles associados. Dall'Agnol & Oliveira (2007), com base em parâmetros químico-mineralógicos e nas condições de fugacidade do oxigênio reinantes durante a cristalização de seus magmas, agrupou estes granitos em três suítes distintas: (i) Suíte Jamon (oxidada - série magnetita); (ii) Suíte Serra dos Carajás (moderadamente oxidada) e (iii) Suíte Velho Guilherme (reduzida - série ilmenita). Os granitos tipo A oxidados têm obtido crescente destaque na literatura, tendo grande relevância no Proterozoico Médio dos Estados Unidos (Anderson & Morrison, 2005), assim como no Cráton Amazônico, em particular no Domínio Rio Maria (Dall'Agnol & Oliveira 2007, Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira *et al.* 2010).

O plúton Marajoara (GrMj) é intrusivo em granitoides mesoarqueanos do tipo TGG e leucogranitos diversos, com idades variando entre 2,87 e 2,96 Ga e que formam o embasamento do Domínio Rio Maria (Almeida, 2010). Além do GrMj, o magmatismo granítico anorogênico deste domínio é marcado ainda pelas ocorrências dos granitos Musa, Jamon, Redenção e Bannach (Almeida *et al.* 2007, Dall'Agnol *et al.* 1999b, Oliveira *et al.* 2010), os quais foram agrupados na Suíte Jamon por Dall'Agnol *et al.* (1999c). Um plúton que ocorre neste domínio e ainda apresenta incerteza quanto à sua afinidade petrológica, é o granito Manda Saia (CPRM 2000, Leite 2001). Tais granitos anorogênicos, quando datados pelos métodos U/Pb e Pb/Pb em cristais de zircão, fornecem idades de

cristalização e colocação próximas de 1,88 Ga (Barbosa *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 1999a, Machado *et al.* 1991).

Diferentemente dos outros corpos graníticos que compõem a Suíte Intrusiva Jamon, o GrMj apresentava até o presente estudo, ausência de mapeamento geológico detalhado e escassez de informações petrográficas e geoquímicas, bem como a inexistência de dados geocronológicos de isótopos de Pb (U-Pb e Pb/Pb) em zircão. Além disso, uma quantidade expressiva de *enclaves* graníticos foi identificada neste plúton, e ainda não descritos em outros corpos desta suíte, trazendo à tona um aspecto ainda não discutido no contexto evolutivo dos granitos tipo-A da Província Carajás. Portanto, o principal objetivo desta pesquisa é caracterizar o Granito Marajoara no que diz a tais aspectos e com isso avaliar se o enquadramento desse corpo granítico na Suíte Jamon é justificado, além de auxiliar na compreensão da evolução e construção dos mesmos.

### 1.1 LOCALIZAÇÃO E ESTRUTURAÇÃO DO TEXTO DA DISSERTAÇÃO

A área estudada localiza-se no sudeste do Estado do Pará, imediatamente a norte do município de Redenção (Figura 1), sob as coordenadas 50°4'28" W e 7°42'30" S e 49°57'41"W e 7°48'36" S. O acesso à área é feito por terrestre partindo de Belém até a cidade de Marabá, e partir desta, segue-se pela BR-155 em direção à Vila de Marajoara, município de Pau D'Arco.

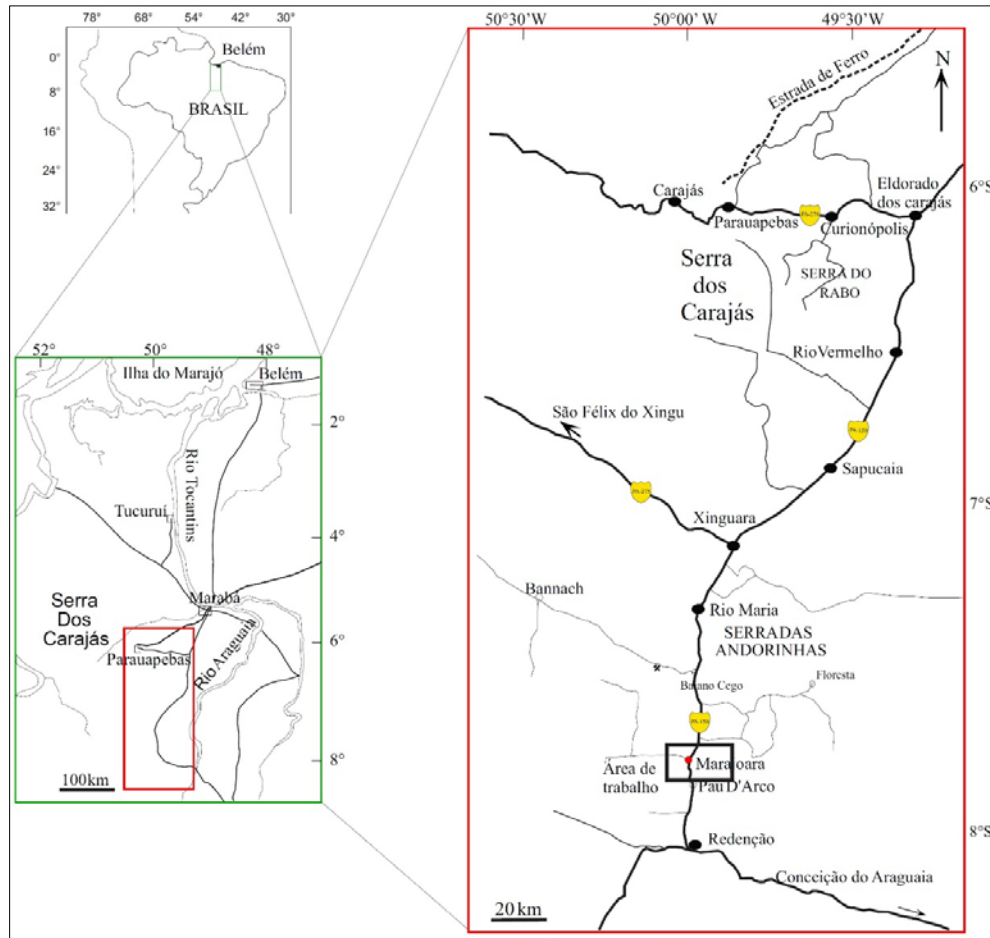


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

Esta dissertação foi elaborada com a finalidade de expor os principais resultados obtidos na forma de um artigo científico, sendo que a mesma é composta por um capítulo introdutório (Capítulo 1), o qual se refere ao cenário geológico regional, problemáticas, objetivos e os materiais e métodos empregados na pesquisa. O Capítulo 2 (artigo científico) abrange contexto geológico local do GrMj, a definição de suas fácies petrográficas, seus aspectos geoquímicos, idade de cristalização, assim como uma discussão sobre a geração e os processos envolvidos na evolução do magma gerador deste plúton e enclaves associados, aplicando-se para isso, diagramas discriminantes e cálculos de modelagem geoquímica - GEOCRONOLOGIA U-PB, CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS EVOLUTIVOS DO GRANITO MARAJOARA – PROVÍNCIA CARAJÁS. No terceiro e último capítulo, é descrito um conjunto das conclusões mais relevantes sobre a pesquisa, buscando-se com isso, proporcionar uma perspectiva unificada dos principais resultados e contribuições para a evolução do conhecimento geológico do granito Marajoara e consequentemente, do magmatismo paleoproterozoico da Província Carajás.



## 1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (Figura 2), apontada como o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), é considerada como uma província geocronológica independente por Santos (2003), ou fazendo parte do contexto geológico da Província Amazônia Central de Tassinari & Macambira (2004). Em função de seu enorme potencial metalogenético, esta tem sido alvo de diversos estudos geológicos ao longo das últimas décadas, resultando na individualização de diversos granitoides a partir do que era considerado como Complexo Xingu, e que possibilitaram, juntamente com estudos geofísicos e estruturais, propostas de compartimentação da referida província em segmentos crustais tectonicamente distintos (Althoff *et al.* 2000, Costa *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 2006, Souza *et al.* 1996). Neste contexto, Dall'Agnol *et al.* (2006) denominaram o segmento de crosta situado entre o Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás (BC) como Domínio de Transição (DT), interpretado como uma extensão do TGGRM afetado pelos eventos neoarqueanos que deram origem à bacia. Posteriormente, Vasquez *et al.* (2008), em revisão à geologia do Estado do Pará e seguindo a proposta de Santos (2003), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: (i) Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga) formado por greenstone belts do Supergrupo Andorinhas de 3,0 a 2,9 Ga (Avelar 1996, Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Rolando & Macambira 2003, Souza *et al.* 2001) e por granitoides do tipo TTG mais antigos (Tonalito Arco Verde e Trondhjemito Mogno - 2,96 Ga) e mais jovens (Complexo Tonalítico Caracol e Tonalito Mariazinha - 2,93 Ga), do tipo sanukitóides (Granodiorito Rio Maria e rochas associadas - 2,87 Ga), leucogranitos cálcico-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr (Suíte Guarantã e corpos análogos - 2,87 Ga), e leucogranitos alto K (granitos Xinguara, Mata Surrão e similares - 2,86 Ga) - Dall'Agnol *et al.* (2006), Almeida *et al.* (2011, 2013); e (ii) Domínio Carajás (DC), formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga) e geologicamente menos conhecido, e que contempla uma grande extensão areal das rochas indiferenciadas do Complexo Xingu.

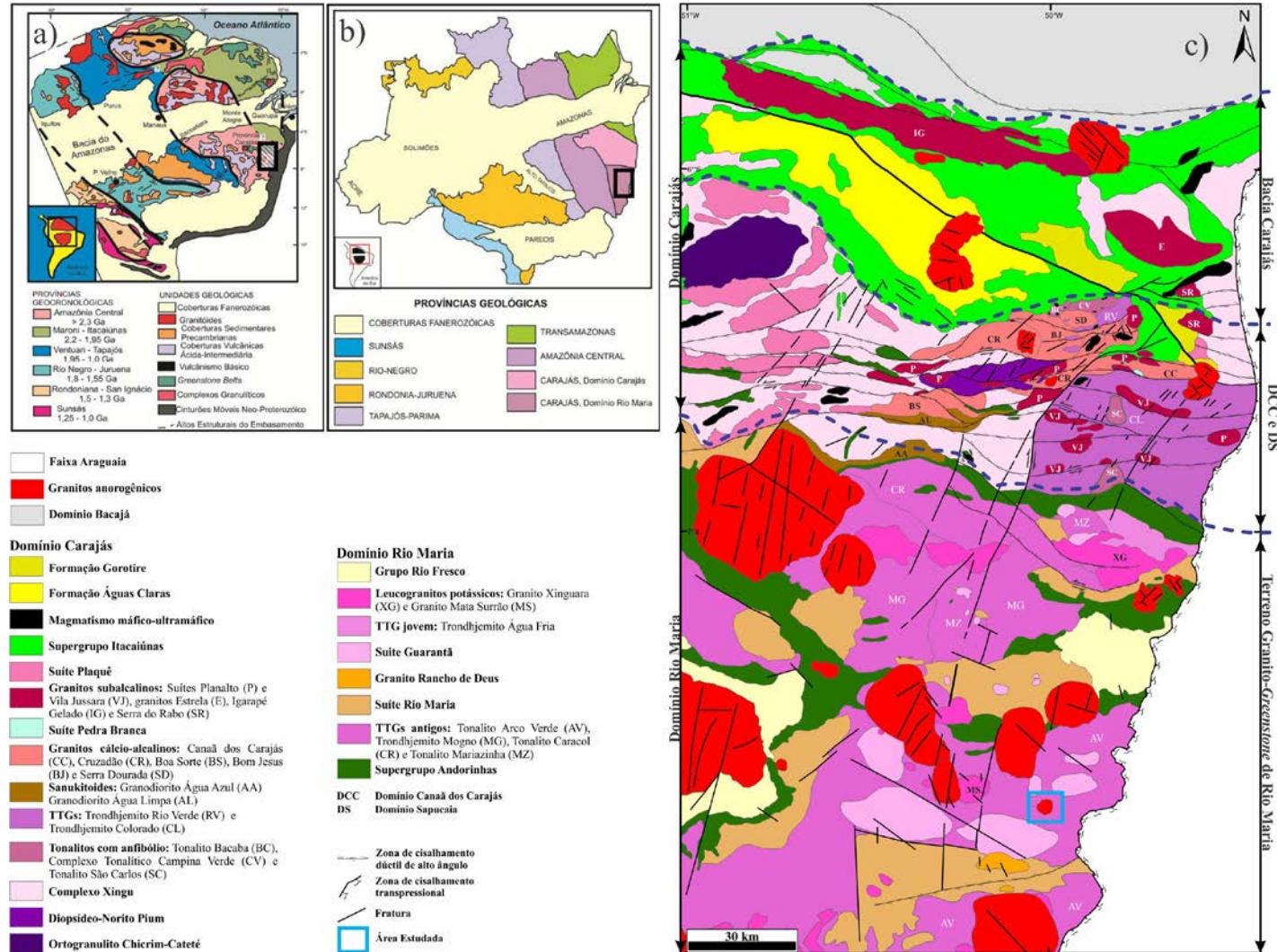


Figura 2 - Mapa geológico detalhado da Província Carajás, destacando a área de trabalho.

Fonte: a) Modificado de Tassinari & Macambira (2004) b) Modificado de Santos (2003); c) Modificado de Feio *et al.* (2013), Gabriel (2012), Guimarães *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2010), Vasquez *et al.* (2008).

Durante o Paleoproterozoico, na Província Carajás ocorreu um magmatismo granítico anorogênico formado em um regime tectônico extensional dando origem a suítes graníticas tipo-A representadas pelas suítes: (i) Jamon (plútons Jamon, Musa, Redenção, Marajoara, Banach e Manda Saia); (ii) Serra dos Carajás (maciços Serra dos Carajás, Cigano, Rio Branco, Pojuca, São João e Seringa); (iii) Velho Guilherme (maciços Xingu, Mocambo, Ubim, Antônio Vicente e Velho Guilherme). Tais suítes são formadas de granitos *stricto sensu* com feições de textura rapakivi frequentes. São representadas por batólitos e *stocks* (~5 a 50 km de diâmetro) desprovidos de feições deformacionais, que, em geral, apresentam um zoneamento concêntrico e foram colocados em nível crustal raso (~1 a 3 kbar) sob a forma de corpos lacolíticos (Dall’Agnol *et al.* 1999c, Oliveira *et al.* 2008, 2010). Estes são discordantes ao *trend* regional E-W registrado nas suas rochas encaixantes, as quais são afetadas por metamorfismo de contato da fácies hornblenda *hornfels* (Dall’Agnol *et al.* 1999c). Suas razões FeOt/(FeOt+MgO) são compatíveis com aqueles dos típicos granitos tipo-A (Dall’Agnol & Oliveira 2007, Frost *et al.* 2001), sendo que os contrastes existentes nessa razão permitiu que tais suítes fossem como aquelas formadas por granitos de caráter oxidado (Suíte Jamon), moderadamente reduzido (Suíte Serra dos Carajás) e reduzido (Suíte Velho Guilherme). Os granitos oxidados da Suíte Jamon são similares aos granitos tipo-A da série magnetita das porções central e sudoeste dos Estados Unidos (Anderson & Morrison 2005, Dall’Agnol & Oliveira 2007).

Na Tabela 1 estão sintetizados os principais dados geocronológicos sobre os granitos que constituem tais suítes. Eles têm idades similares e valores de  $\epsilon_{Nd}$  fortemente negativos. Enxames de diques máficos, intermediários e félsicos estão associados com a suíte Jamon. Evidências de processos de *magmas mingling* máficos e félsicos são restritos a um dique composto associado com a essa suíte. Os diques félsicos forneceram idades Pb-Pb em zircão de  $1885 \pm 4$  e  $1885 \pm 2$  Ma. Um riolito pórfiro datado mostra evidência de *mingling* com dique máfico associado, demonstrando que os magmas máficos e félsicos foram contemporâneos. Não há anortositos ou charnockitos associados às suítes de granito paleoproterozoicos da província, possivelmente por causa do nível relativamente raso da erosão.

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos dos granitos anorogênicos e diques paleoproterozoicos da Província Carajás.

Unidade	Método	Material analisado	Idade/referência
<b>Proterozoico</b>			
<b>Carajás</b>			
Granito Cigano	U-Pb	Zircão	1883±2 Ma <sup>(1)</sup>
Granito Serra dos Carajás	U-Pb	Zircão	1880±2 Ma <sup>(1)</sup>
Granito Pojuca	U-Pb	Zircão	1874±2 Ma <sup>(1)</sup>
<b>Domínio Rio Maria</b>			
Granito Musa	U-Pb	Zircão	1883±5/-2 Ma <sup>(1)</sup>
Granito Jamon	Pb-Pb	Zircão	1885±32 Ma <sup>(2)</sup>
Granito Redenção	Pb-Pb	Zircão	1870±68 Ma <sup>(2)</sup>
Granito Seringa	Pb-Pb	Zircão	1892±30 Ma <sup>(5)</sup>
Granito Marajoara	Rb-Sr	Rocha total	1724±50 Ma <sup>(6)</sup>
<b>Região do Xingu</b>			
Granito Velho Guilherme	Pb-Pb	Zircão	1823±13 Ma <sup>(5)</sup>
Granito Antônio Vicente	Pb-Pb	Zircão	1867±4 Ma <sup>(7)</sup>
Granito Mocambo	Pb-Pb	Zircão	1865±4 Ma <sup>(7)</sup>
<b>Diques</b>			
Dique félsico	Pb-Pb	Zircão	1885±2Ma <sup>(8)</sup>
Dique félsicos	Rb-Sr	Rocha total	1707±17Ma <sup>(9)</sup>
Dique intermediário	Rb-Sr	Rocha total	1874±110Ma <sup>(10)</sup>
Dique máfico	K-Ar	Agregado máfico	1802±22Ma <sup>(11)</sup>
Diques riolíticos	Pb-Pb	Zircão	1887±2 Ma <sup>(12)</sup>
Diques riolíticos	U-Pb	Zircão	1880±3 Ma <sup>(13)</sup>
	SHRIMP		

Fonte: <sup>(1)</sup>Machado *et al.* (1991); <sup>(2)</sup>Dall'Agnol *et al.* (1999b); <sup>(4)</sup>Macambira (1992); <sup>(5)</sup>Paiva Jr. (2009); <sup>(6)</sup>Rodrigues *et al.* (1992); <sup>(7)</sup>Teixeira (1999); <sup>(8)</sup>Oliveira (2006); <sup>(9)</sup>Gastal (1987); <sup>(10)</sup>Rivalenti *et al.* (1998); <sup>(11)</sup>Silva Jr. *et al.* (1999); <sup>(12)</sup>Ferreira (2009) <sup>(13)</sup>Silva *et al.* (2016).

### 1.3 JUSTIFICATIVA

Partes dos dados de petrografia das rochas desse corpo granítico foram obtidos por Rocha Júnior (2004), além disso, aqueles referentes à petrologia magnética de suas variedades, foram descritos por Azevedo (2013), porém, os estudos sobre tal granito são ainda inexpressivos e seus limites geológicos mal definidos. Portanto, a área a ser estudada possui um quadro pouco claro da sua geologia, necessitando de mapeamento geológico e amostragem em escala adequada seguidos de estudos petrográficos, que permitam identificar as variedades composicionais e texturais presente no corpo granítico, ou seja, as suas fácies, bem como a sua distribuição espacial e as relações entre elas (organização interna). Além disso, a escassez de informações sobre tal granito não permite comparações detalhadas entre o mesmo e os demais granitos anorogênicos do Cráton Amazônico. A disparidade no conhecimento entre o Granito Marajoara e os demais corpos anorogênicos que ocorrem na região de Rio Maria é bastante óbvia e deve ser superada.

Apesar de o Granito Marajoara ter sido alvo de diferentes trabalhos e enfoques, tal plúton ainda carece de estudos detalhados que permitam identificar suas afinidades geoquímicas, seus aspectos evolutivos, tipologia e classificação de seu(s) magma(s) (Tipo-A oxidado ou reduzido), uma vez que esses granitos anorogênicos apresentam ambiguidades

geoquímicas variando de alcalinos a subalcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos e por serem formados tanto em condições relativamente redutoras quanto oxidantes. Além disso, este ainda é desprovido de idades geocronológicas obtidas por métodos precisos e modernos (U-Pb e Pb-Pb em zircão, ver tabela 1), tendo sua única idade de cristalização obtida pelo método Rb-Sr em rocha total ( $1750\pm 50$ Ma), claramente distante daquela atribuída para esse tipo de magmatismo. Tais aspectos são objetos de estudo desta dissertação.

O GrMj, objeto de estudo desta dissertação, foi alvo de caracterização petrográfica (Rocha Júnior, 2004) e de petrologia magnética de suas principais variedades (Azevedo, 2013), porém suas características químicas e uma idade precisa de formação ainda não haviam sido determinadas. Até então, somente o trabalho de Macambira (1992) tinha obtido uma idade  $1724\pm 50$  Ma pelo método Rb-Sr em rocha total e considerada idade de cristalização do plúton. Esta idade está em desacordo ( $\sim 156$  Ma) com as datações obtidas para os demais plútons anorogênicos da Província Carajás. Devido a este fato, fez-se necessário uma nova datação pelo método U-Pb em cristais de zircão, o que pode aproximar a idade de cristalização do Granito Marajoara como os demais plútons tipo-A do paleoproterozoico da Província Carajás.

#### 1.4 OBJETIVOS

Os objetivos gerais deste trabalho são aprimorar e integrar os dados já existentes sobre o Granito Paleoproterozoico Marajoara da Província Carajás, determinando as condições e idade de cristalização, assim como os processos magmáticos responsáveis pela distribuição das fácies e zoneamento do corpo. Portanto, com base nestas informações, é proposto para a execução deste trabalho, os seguintes objetivos específicos:

Realizar um estudo petrográfico em amostras representativas deste granito, com o intuito de definir e caracterizar as suas possíveis variedades faciológicas;

(a) Refinar os dados petrográficos já existentes, efetuar a análise textural, determinar as composições modais, definir a ordem de cristalização dos diferentes minerais, e discutir as transformações tardi a pós-magmáticas presentes nas mesmas, com o intuito de definir e caracterizar as suas possíveis variedades faciológicas;

(b) Determinar suas afinidades ou tipologia, ambiente de formação, condições de cristalização (fugacidade de oxigênio) de seu magma gerador, e os processos que controlam a sua evolução magmática;

(c) Obter uma idade de cristalização mais precisa com intuito de definir sua posição estratigráfica e significado tectônico;

(d) Estabelecer comparações entre o Granito Marajoara com os granitos anorogênicos paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Jamon e as demais suítes graníticas que ocorrem na Província Carajás, com o intuito de definir e caracterizar as possíveis similaridades.

(e) Elaborar um mapa geológico da região estudada priorizando a disposição espacial das diferentes fácies do Granito Marajoara, a relação com as rochas encaixantes e a integração com mapas geológicos de áreas adjacentes.

## 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.5.1 Pesquisa bibliográfica

Levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, onde incluem-se artigos científicos dissertações de mestrado e teses de doutorado, com temas específicos, concernentes à evolução, gênese de granitos paleoproterozoicos.

### 1.5.2 Mapeamento geológico

Foi realizado um mapeamento geológico complementar da área na escala de 1:71.500, com foco na descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato do corpo granitoide com suas rochas encaixantes, e internamente aquelas entre as suas diferentes fácies, acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos. Para a localização dos pontos descritos e amostrados foi utilizado um GPS (Global Position System) com precisão de aproximadamente 3 m.

### 1.5.3 Petrografia

A caracterização petrográfica foi feita com base no estudo macroscópico sistemático, seguido de estudo em microscópio petrográfico em lâminas delgadas e polidas, envolvendo: Identificação dos minerais (Deer *et al.* 1992, Kerr 1959) e descrição sistemática; estudo das texturas magmáticas e de alteração (Bard 1980, Dall'Agnol 1982, Deer *et al.* 1992, Hibbard 1995, Mackenzie *et al.* 1982, Passchier & Trouw 1996); estimativa da ordem de cristalização dos minerais quando possível (Dall'Agnol 1982, Hibbard 1995, Oliveira 2001) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976).

### 1.5.4 Susceptibilidade Magnética

As medidas de suscetibilidade magnética foram realizadas em 27 amostras de mão no Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando suscetibilímetro SM-30, fabricado pela ZH INSTRUMENTS, que permite medidas em materiais com SM variando até  $1 \times 10^{-7}$  SI. O tratamento estatístico dos dados foi realizado com o programa Minitab 16, através da elaboração de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência.

### 1.5.5 Geoquímica

As análises de rocha total foram feitas em amostras representativas das diferentes variedades do Granito Marajoara, previamente selecionadas nos estudos petrográficos e analisadas pela ACME *Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, CANADÁ), sendo dosados os conteúdos de elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Perda ao Fogo-PF), traço (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES e os elementos-traço e terras raras por ICP-MS. A caracterização geoquímica do granito estudado foi baseada em princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993). Com o intuito de definir a série magmática e a tipologia das rochas serão utilizados diagramas de variação clássicos e vários diagramas de classificação propostos na literatura (Dall'Agnol & Oliveira 2007, Debon & Lefort 1988, De La Roche *et al.* 1980, Pearce *et al.* 1984, Whalen *et al.* 1987). Além de processos responsáveis pela evolução magmática avaliados através do comportamento dos elementos litófilos nas diferentes variedades Rb, Sr e Ba (Dall'Agnol *et al.* 1999a, Hanson 1978), bem como pelas suas assinaturas de elementos terras raras (Henderson 1984, Rollinson 1993). O modelamento geoquímico foi feito através da construção de diagramas binários com curvas de mistura simples utilizando-se das equações de De Paolo (1981).

### 1.5.6 Geocronologia

As datações geocronológicas foram realizadas no laboratório de geocronologia de alta resolução da Universidade de São Paulo (GEOLAB-IGc), utilizando a metodologia de U-Pb no SHRIMP. Os cristais foram extraídos das amostras utilizando-se o método clássico de separação de minerais pesados, que envolve trituração, pulverização, elutriação, separação magnética e aplicação de bromofórmio. Para o procedimento foi preparado um *mount* com 80

crístais de zircão, os quais foram analisados de acordo com sua morfologia e grau de metamictização. No total, foram escolhidos 19 destes cristais para análise. O tratamento posterior dos dados geocronológicos se deu através da redução sistemática dos dados com base em conceitos pré-estabelecidos, além da utilização do *software* ISOPLOT 4 para a geração de diagramas de concórdia e isócronas.



---

## CAPÍTULO 2 GEOCRONOLOGIA U-Pb, CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS EVOLUTIVOS DO GRANITO MARAJOARA – PROVÍNCIA CARAJÁS.

---

Rodrigo Fabiano Silva Santos<sup>1,2</sup> (rfssantos@ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira<sup>1,2</sup> (davis@ufpa.br),  
Fernando Fernandes da Silva<sup>1,2</sup> (ffernandes@ufpa.br)

<sup>1</sup> Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) - Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal 8608, CEP-66075-900, Belém, Pará.

<sup>2</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA.

### RESUMO

O Granito Marajoara (GrMj) possui dimensões de *stock* (~50 Km<sup>2</sup>) e é intrusivo em granitoides mesoarqueanos do Domínio de Rio Maria. Este é formado por rochas leucocráticas, representadas pelas fácies biotita monzogranito equigranular (BMzE) e heterogranular (BMzH). Textura rapakivi e a ocorrências *enclaves* de granito porfirítico (EGp) e microgranulares (EMg) são restritas à fácies BMzH. Tais variedades possuem mineralogia similar, onde a biotita cloritizada em diferentes intensidades é a única fase varietal; zircão, e titanita, opacos, apatita e allanita são os acessórios primários; e clorita, sericita-muscovita, epidoto, fluorita e argilominerais as fases secundárias. Os valores elevados de susceptibilidade magnética (SM) (2,3–6,5 x10<sup>-3</sup>) e a presença frequente de magnetita, aproximam a fácies BMzH dos granitos da série magnetita, enquanto que a variedade BMzE mostra afinidade com aqueles da série ilmenita por apresentar conteúdos modais de opacos ≤ 0,5%, baixos valores de SM (<0,15x10<sup>-3</sup>), e ilmenita como único óxido de Fe-Ti. Tais variedades são peraluminosas e apresentam altos valores da razão FeOt/(FeOt+MgO), similares aos granitos *ferroan*. Mostram ainda, afinidades com os granitos tipo-A oxidados (BMzH e EGp) e reduzidos (BMzE), e que as mesmas são afins dos plútons das suítes Jamon e Velho Guilherme, respectivamente. Os EMg mostram afinidade com os granitos magnesianos e da série cálcio-alcalina, e os EGp são originados a partir da interação entre os líquidos EMg (60%) e BMzH (40%). Os *gaps* composicionais existentes entre as diversas variedades que constituem o GrMj, assim como seus contrastes composicionais, sugerem que seus magmas não são cogenéticos. Os EMg são considerados como representantes de um magmatismo básico oriundo do manto litosférico enriquecido e que teriam sido injetados na câmara magmática durante o processo de *underplating* e em diferentes fases de cristalização do magma granítico. As análises isotópicas U-Pb em zircão (SHRIMP) forneceram idade de cristalização de 1885±6Ma. O GrMj foi colocado em níveis crustais rasos (epizona) em um ambiente de tectônica extensional. A zonalidade concêntrica do GrMj e o comportamento reológico das rochas encaixantes e a influência reduzida ou nula dos esforços regionais durante a colocação do corpo indicam que o transporte do magma se deu através de diques.

Sugere-se dessa forma que a edificação do GrMj é resultante de ascensão vertical de magmas através de fraturas e acomodação ao longo dos planos da foliação regional E-W, seguida de uma mudança do fluxo vertical por um espalhamento lateral do magma.

Palavras-Chave: Marajoara. Granito tipo-A. *Enclaves*. Paleoproterozoico. Província Carajás.

## ABSTRACT

The Marajoara granite (MjGr) is a stock intrusive in mesoarchean granitoids of the Rio Maria domain, which is formed mainly by leucocratic rocks, represented by equigranular (BMzE) and heterogranular (BMzH) monzogranite facies. Rapakivi texture and occurrences of porphyritic granite (EGp) and microgranular enclaves (EMg) are restricted to BMzH facies. Such varieties have similar mineralogy: biotite partially altered to chlorite as the only varietal phase; zircon, titanite, opaque, apatite and allanite as primary accessories; and chlorite, sericite-muscovite, epidote, fluorite and clay minerals as secondary phases. The high magnetic susceptibility (SM) values ( $2.3-6.5 \times 10^{-3}$ ) and the frequent presence of magnetite show that the BMzH facies is akin to granites with magnetite series, whereas the BMzE variety shows affinity with the ilmenite series considering the modal opaque contents  $\leq 0.5\%$ , low values of SM ( $< 0.15 \times 10^{-3}$ ), and ilmenite as the sole Fe-Ti oxide. These rocks are, in general, peraluminous and have high FeOt/FeOt+MgO ratio, similar to the ferroan granites. In addition, they show affinities with oxidized (BMzH and EGp) and reduced (BMzE) A-type granites, and are related to the Jamon and Velho Guilherme suites, respectively. The EMg have affinity with the magnesian granites and the calc-alkaline series, and the EGp are originated from the interaction of EMg (60%) and BMzH (40%) liquids. The compositional gaps existing among the several varieties that constitute the MjGr, as well as their compositional contrasts, suggest that their magmas are not cogenetic. The EMg represents a basic magmatism from the enriched lithospheric mantle that would have been injected into the magma chamber during the underplating process and at different phases of the granitic magma crystallization. The U-Pb zircon isotopic analyzes (SHRIMP) yielded a crystallization age of  $1885 \pm 6$  Ma. The MjGr was emplaced at shallow crustal levels (epizone) in an extensional tectonic environment. The concentric zoning in the MjGr and the rheological behavior of its country rocks as well as the reduced or no influence of the regional efforts during the emplacement of the pluton indicate that the transport of the magma occurred through dikes. It is suggested that the construction of the MjGr was a result of the vertical rise of magmas through fractures and accommodation along the planes of the regional EW foliation, followed by a change of the vertical flow by a lateral scattering of the magma, analogous to the admitted model for the emplacement of the tabular batholiths of the Jamon Suite.

Keywords: Marajoara. A-type. Enclave. Paleoproterozoic. Carajás Province.

## 1 INTRODUÇÃO

Desde a introdução dos termos granitos tipo-I e -S por Chappell & White (1974), rochas graníticas comumente foram classificadas de acordo com a natureza do seu protólito tendo a fusão da crosta como o principal mecanismo para a geração de granitos (Arndt 2013, Chappell & White 2001, Chappell *et al.* 2012, Pitcher 1982, 1993). Neste sentido, Loiselle & Wones (1979) criaram o termo tipo-A que se destinava a classificar granitos de composições químicas distintas daqueles dos tipos I e S [teores elevados de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , HFSE (Zr, Nb e ETR), alta razão  $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{Mg})$  e baixas concentrações Ba, Sr e Eu], de baixa fugacidade de oxigênio, reduzido conteúdo de  $\text{H}_2\text{O}$  e relacionados à ambientes anorogênicos. Whalen *et al.* (1987) adicionaram como características típicas de granitos do tipo-A, altos conteúdos de  $\text{SiO}_2$ , Ga, Y, Ce e Zn, alta razão de Ga/Al e baixos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e CaO. Assim foi criada a “classificação alfabética” (Frost *et al.* 2001), que atualmente se refere mais adequadamente à composição química e sua contribuição para a compreensão da evolução petrogenética de granitoides do que a sua relação com mecanismos petrológicos específicos envolvidos na gênese das rochas magmáticas, (como a fusão parcial). No entanto, a distinção entre os diferentes tipos nem sempre foi tão simples. Isso é particularmente verdadeiro no caso dos granitos tipo-A e tipo-I altamente fracionados ( $\text{SiO}_2 > 72\%$ ) (King *et al.* 1997, 2001; Wu *et al.* 2003a), onde a definição levará em conta o contexto geológico sob estudo.

Rochas graníticas, em geral, representam líquidos evoluídos ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ ) que marcam os estágios finais de evolução de um evento magmático. Diversos autores, em diferentes estudos (por exemplo Barbarin 1999, Chappell & White 2001, Frost & Frost 2013, Frost *et al.* 2001, Patiño Douce 1999, Nardi & Bitencourt 2009, entre outros), têm sugerido classificações distintas para tais rochas, com o objetivo de melhor compreender tanto os processos envolvidos na origem e segregação de líquidos, quanto aqueles que ocorrem durante a ascensão, transporte e alojamento, até a colocação final do magma na crosta (Oliveira *et al.* 2008, 2010). Neste sentido, Dall’Agnol & Oliveira (2007), com base em parâmetros químico-mineralógicos e nas condições de fugacidade do oxigênio reinantes durante a cristalização de seus magmas, agruparam os granitos paleoproterozoicos da Província Carajás em três suítes distintas: (i) Suíte Jamon (oxidada - série magnetita); (ii) Suíte Serra dos Carajás (moderadamente oxidada) e (iii) Suíte Velho Guilherme (reduzida - série ilmenita). Os granitos tipo-A oxidados têm obtido crescente destaque na literatura, tendo grande relevância no Proterozoico Médio dos Estados Unidos (Anderson & Morrison, 2005), assim como no Cráton Amazônico, em particular no Domínio Rio Maria (Dall’Agnol &

Oliveira 2007, Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira *et al.* 2010).

O Granito Marajoara (GrMj), que ocorre na área de Vila Marajoara, sudeste do Estado do Pará, porção sul da Província Carajás, é intrusivo em granitoides mesoarqueanos do tipo TGG e leucogranitos diversos, com idades que variam entre 2,96 e 2,87 Ga e que formam o embasamento do Domínio Rio Maria (DRM) (Almeida *et al.* 2011, 2013). Além do GrMj, o magmatismo granítico anorogênico deste terreno é marcado ainda pelas ocorrências dos granitos Musa, Jamon, Redenção e Bannach (Almeida *et al.* 2007, Dall'Agnol *et al.* 1999a, Oliveira *et al.* 2010), os quais foram agrupados na Suíte Jamon por Dall'Agnol *et al.* (1999c). O granito Manda Saia que ocorre neste domínio ainda apresenta incertezas quanto à sua afinidade petrológica (CPRM 2000, Leite 2001). Tais granitos anorogênicos, quando datados pelos métodos U/Pb e Pb/Pb em cristais de zircão, fornecem idades de cristalização e colocação próximas de 1,88 Ga (Barbosa *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 1999a, Machado *et al.* 1991).

Diferentemente dos outros corpos graníticos que compõem a Suíte Intrusiva Jamon, o GrMj apresentava até o presente estudo, ausência de mapeamento geológico detalhado e escassez de informações petrográficas e geoquímicas, bem como a inexistência de dados geocronológicos de isótopos de Pb em zircão que determinasse sua idade de formação. Até então, somente o trabalho de Macambira (1992) tinha obtido uma idade de  $1724 \pm 50$  Ma pelo método Rb-Sr em rocha total e considerada de cristalização do plúton. Tal idade está em desacordo em aproximadamente 156 Ma com aquelas obtidas para os demais granitos anorogênicos da Província Carajás. Diante disto, fez-se necessário a obtenção de dados geocronológicos pelo método U-Pb, o que pode aproximar a idade de cristalização do GrMj daquela dos demais plútons tipo-A do paleoproterozoico da referida província. Tal informação, aliada à definição das fácies petrográficas que constituem este maciço e de seus aspectos mineralógicos e geoquímicos, permitirá que se faça uma discussão sobre a gênese e construção do mesmo, bem como dos processos envolvidos na evolução de seu magma gerador, além avaliar se o enquadramento deste corpo granítico na Suíte Jamon é justificado.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Carajás (PC) está localizada na parte sudeste da Cráton Amazônico que é composto de terrenos arqueanos e proterozoicos. Tassinari e Macambira (2004) e Santos (2003) acreditam que o Cráton Amazônico é dividido em províncias geocronológicas que se formaram em torno de um núcleo arqueano, alongado em NW-SE. Os terrenos circundantes foram formados por retrabalhamento e acreção crustal em cinturões móveis. Souza *et al.* (1996) subdividiram a PC em dois blocos diferentes, Rio Maria e Carajás (Figura 1a), e esta proposta foi posteriormente ratificada por Dall'Agnol *et al.* (2006).

Durante o Paleoproterozoico, tanto o Domínio Rio Maria quanto o Domínio Carajás foram palco de um extenso magmatismo granítico anorogênico de assinatura tipo-A e com diferenças significativas em termos de geoquímica, suscetibilidade magnética (SM) e mineralizações associadas (Dall'Agnol & Oliveira 2007, Oliveira *et al.* 2008, 2010). São granitos *stricto sensu* de afinidade intraplacas, não foliados, de alto nível crustal, os quais são colocados em uma crosta rígida cortada por diques e que estão em contato discordante com suas encaixantes. Com idade em torno de 1,88 Ga (Tabela 1) intrudem ambos os blocos arqueanos (Dall'Agnol *et al.* 2005). A distribuição de suas fácies indica, em geral, um zoneamento concêntrico, com as fácies mais evoluídas ocupando a porção central dos maciços. Esses granitos foram atribuídos a três suítes – Jamon, Serra dos Carajás e Velho Guilherme – de acordo com suas características petrográficas e geoquímicas assim como o estado de oxidação de seus magmas (Dall'Agnol *et al.* 2005).

Os granitos tipo-A oxidados intrusivos nas rochas arqueanas do Domínio Rio Maria foram agrupados na Suíte Jamon, representada pelos granitos Jamon, Musa, Marajoara, Manda Saia, Redenção e Bannach os quais são da série magnetita de Ishihara (1977) que possuem alta razão  $Fe/(Fe+Mg)$ , alto valor de SM e, localmente, mineralizações de wolframita associada. Os granitos tipo-A moderadamente reduzidos que intrudem as unidades arqueanas dos domínios Carajás, Canaã dos Carajás e Sapucaia foram incluídos na Suíte Serra dos Carajás compreendida pelos plútons Seringa, Serra dos Carajás, Pojuca e Cigano que possuem moderada SM, razão  $Fe/(Fe+Mg)$  muito alta e, por vezes, com molibdenita e sulfeto de cobre disseminados. Na região do Xingu os granitos tipo-A reduzidos da Suíte Velho Guilherme abrangem litotipos mineralizados em estanho, dominados por leucogranitos extremamente evoluídos, também com alta razão  $Fe/(Fe+Mg)$  e, geralmente, mostrando baixos valores de SM. Essa suíte é constituída pelos maciços Velho Guilherme, Antônio Vicente, Mocambo, Ubim, Xingu, Benedita, Serra da Queimada e Bom Jardim, os quais

cortam o complexo Xingu e rochas vulcânicas intermediárias a félsicas do Supergrupo Uatumã (Lamarão *et al.* 2012, Teixeira 1999). Diques máficos e félsicos, os quais podem estar relacionados ao evento gerador dos granitos paleoproterozoicos, intrudem as unidades arqueanas e os granitos paleoproterozoicos (Ferreira 2009, Gastal 1987, Huhn *et al.* 1988, Silva Jr. *et al.* 1999, Silva *et al.* 2016, Souza *et al.* 1990). Na tabela 1 estão sintetizados os principais dados geocronológicos sobre os granitos que constituem tais suítes.

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos dos granitos anorogênicos e diques paleoproterozoicos da Província Carajás.

Unidade	Método	Material analisado	Idade/referência
<b>Proterozoico</b>			
<b>Carajás</b>			
Granito Cigano	U-Pb	Zircão	1883±2 Ma <sup>(1)</sup>
Granito Serra dos Carajás	U-Pb	Zircão	1880±2 Ma <sup>(1)</sup>
Granito Pojuca	U-Pb	Zircão	1874±2 Ma <sup>(1)</sup>
<b>Domínio Rio Maria</b>			
Granito Musa	U-Pb	Zircão	1883±5/-2 Ma <sup>(1)</sup>
Granito Jamon	Pb-Pb	Zircão	1885±32 Ma <sup>(2)</sup>
Granito Redenção	Pb-Pb	Zircão	1870±68 Ma <sup>(2)</sup>
Granito Seringa	Pb-Pb	Zircão	1892±30 Ma <sup>(5)</sup>
Granito Marajoara	Rb-Sr	Rocha total	1724±50 Ma <sup>(6)</sup>
<b>Região do Xingu</b>			
Granito Velho Guilherme	Pb-Pb	Zircão	1823±13 Ma <sup>(5)</sup>
Granito Antônio Vicente	Pb-Pb	Zircão	1867±4 Ma <sup>(7)</sup>
Granito Mocambo	Pb-Pb	Zircão	1865±4 Ma <sup>(7)</sup>
<b>Diques</b>			
Dique félsico	Pb-Pb	Zircão	1885±2Ma <sup>(8)</sup>
Dique félsicos	Rb-Sr	Rocha total	1707±17Ma <sup>(9)</sup>
Dique intermediário	Rb-Sr	Rocha total	1874±110Ma <sup>(10)</sup>
Dique máfico	K-Ar	Agregado máfico	1802±22Ma <sup>(11)</sup>
Diques riolíticos	Pb-Pb	Zircão	1887±2 Ma <sup>(12)</sup>
Diques riolíticos	U-Pb SHRIMP	Zircão	1880±3 Ma <sup>(13)</sup>

Fonte: <sup>(2)</sup>Machado *et al.* (1991); <sup>(2)</sup>Dall'Agnol *et al.* (1999b); <sup>(4)</sup>Macambira (1992); <sup>(5)</sup>Paiva Jr. (2009); <sup>(6)</sup>Rodrigues *et al.* (1992); <sup>(7)</sup>Teixeira (1999); <sup>(8)</sup>Oliveira (2006); <sup>(9)</sup>Gastal., (1987); <sup>(10)</sup>Rivalenti *et al.* (1998); <sup>(11)</sup>Silva Jr. *et al.* (1999); <sup>(12)</sup>Ferreira (2009) <sup>(13)</sup>Silva *et al.* (2016).

### 3 GRANITO MARAJOARA

#### 3.1 GEOLOGIA

##### 3.1.1 Aspectos gerais

O GrMj ocorre como um *stock* de forma subcircular e com aproximadamente 42 km<sup>2</sup> de área aflorante (7x6 km). É intrusivo em granitoides mesoarqueanos do DRM e foi inicialmente definido como anorogênico por Gastal (1988), e posteriormente incluído na Suíte Jamon por Dall’Agnol *et al.* (1999c). As regiões limítrofes do corpo são dominadas por um revelo plano, enquanto que a porção central do maciço é constituída por morros e serras que podem atingir até 600 metros de altitude, formando um conjunto de cristas orientadas em duas direções principais (NE–SW e NW–SE), facilmente observadas em imagem SRTM (Figura 1b). Ainda nesta porção observam-se feições de relevo que sugerem fortemente a presença de fraturas anelares, as quais parecem delimitar as serras, marcando possíveis estruturas circulares coincidentes com os limites de fácies no interior do granito (Figura 1c). Corpos graníticos anelares limitados por falhas circulares semelhantes a *ring-faults*, também foram descritos por outros autores nos maciços Redenção (Oliveira *et al.* 2005, 2010) e Bannach (Almeida *et al.* 2006).

Os lineamentos com padrões NE-SW e NW-SE afetam tanto as variedades graníticas do corpo quanto as suas rochas encaixantes, respeitando os *trends* da estruturação regional da Província Carajás. A mesma foi submetida a esforços extensionais que geraram falhamentos normais orientados segundo NE-SW e NW-SE, afetando coberturas vulcânicas e sedimentares e granitos anorogênicos (Costa *et al.* 1995).

O GrMj é formado essencialmente por rochas de composição monzogranítica, que devido à quantidade reduzida de minerais máficos podem ser classificadas como hololeucocráticas. Estas possuem significativas variações texturais que permitiram distingui-las em duas variedades petrográficas: biotita-monzogranito equigranular (BMzE) e biotita monzogranito heterogranular (BMzH). A primeira, que é levemente mais enriquecida em minerais máficos, possui uma textura equigranular média, localmente fina, enquanto que a fácies BMzH possui textura inequigranular média a grossa, onde destacam-se os cristais grossos de feldspatos. No mapa geológico de fácies (Figura 1c), pode-se observar a distribuição espacial das mesmas, com aquela formada pela variedade BMzE ocupando a periferia do plúton, onde o relevo é mais arrasado, enquanto que a fácies BMzH forma o arcabouço das serras e morros da porção central do corpo (Figura 2a). A relação da fácies BMzH com as



principais elevações é marcante neste corpo, assim como observado no maciço Redenção (Oliveira *et al.* 2005), servindo como critério para delimitação da mesma no mapa de fácies.

*Enclaves* de granito pórfiro (EGp) são frequentes no GrMj, onde apresentam forma subcircular (bolhas) e dimensões que podem atingir até 3 metros de comprimento (Figura 2b). Encontram-se sempre associados à fácies BMzH (Figura 2c), onde mostram feições que indicam a ocorrência de processos de *magma mingling*, em que cristais grossos de feldspatos, e mais raramente de quartzo, pertencentes ao granito hospedeiro são encontrados no interior dos *enclaves* (Figura 2d). Possuem textura porfirítica com fenocristais de quartzo, microclina e plagioclásio, imersos em uma matriz de granulação mais fina e, ainda, exibem composição variando de granodiorítica a monzogranítica. Estes, quando desprovidos de fenocristais apresentam aspecto microgranular (EMg), tornam-se claramente mais enriquecidos em minerais máficos e são mais angulosos (Figura 2e).

### 3.1.2 Relação de contato com suas rochas encaixantes

O GrMj é intrusivo em granitoides mesoarqueanos, onde trunca a foliação regional ENE-WSW desenvolvida no Tonalito Arco Verde (2,97 Ga) e nos leucogranitos da Suíte Guaratã (2,87 Ga). Localmente na zona de contato ocorrem xenólitos das rochas encaixantes tanto no granito quanto nos *enclaves* pórfiros (Figuras 2d,f), os quais apresentam-se fortemente deformados, de coloração cinza-escuro e compostos essencialmente por plagioclásio, quartzo e minerais máficos. Os dados da análise modal realizada em uma amostra do xenólito (GDR 9E; ver tabela 2), quando plotados no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976; ver figura 3) permitem classificá-lo como tonalito, o que a distingue totalmente dos *enclaves* de granito pórfiro encontrados ocasionalmente no interior do corpo. A forma angulosa destes xenólitos e o caráter isotrópico das rochas que formam o plúton granítico demonstram a existência de alto contraste de viscosidade entre a intrusão granítica e suas rochas encaixantes. Isto evidencia que a colocação do granito se deu quando o seu magma tinha uma importante fração líquida em contraponto à rocha encaixante que estava totalmente solidificada e mais fria. De modo geral, o contato entre o granito e sua encaixante se dá de forma brusca, sendo bem exposto no campo (Figura 2f).

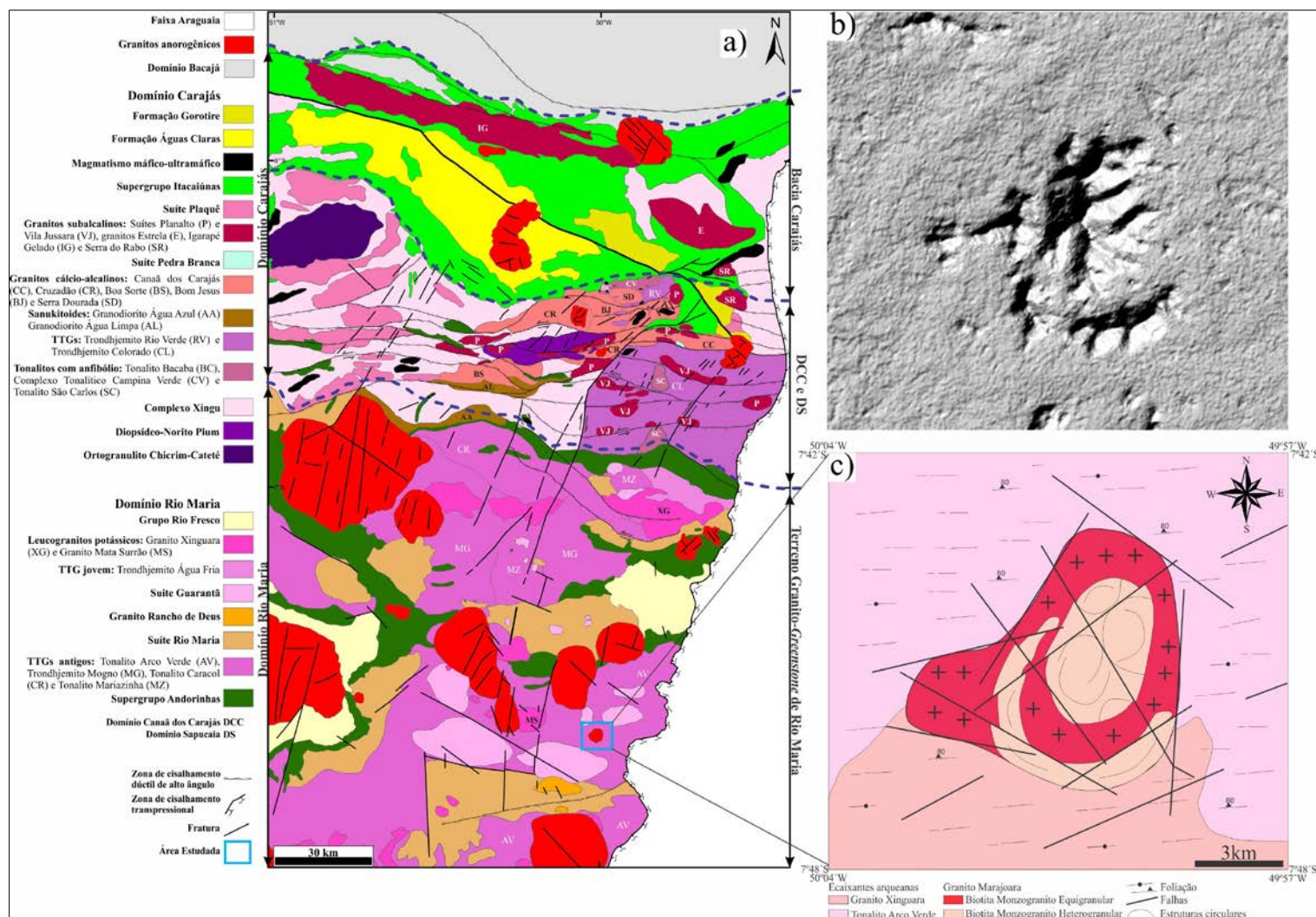


Figura 1 - a) Mapa das províncias geológicas do Cráton Amazônico; b) Imagem SRTM mostrando as diferenças topográficas e estruturais entre o GrMj e as rochas encaixantes; c) Mapa geológico e de fácies do Granito Marajoara.

Fonte: Modificado de Feio *et al.* (2013), Gabriel (2012), Guimarães *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2010), Vasquez *et al.* (2008).

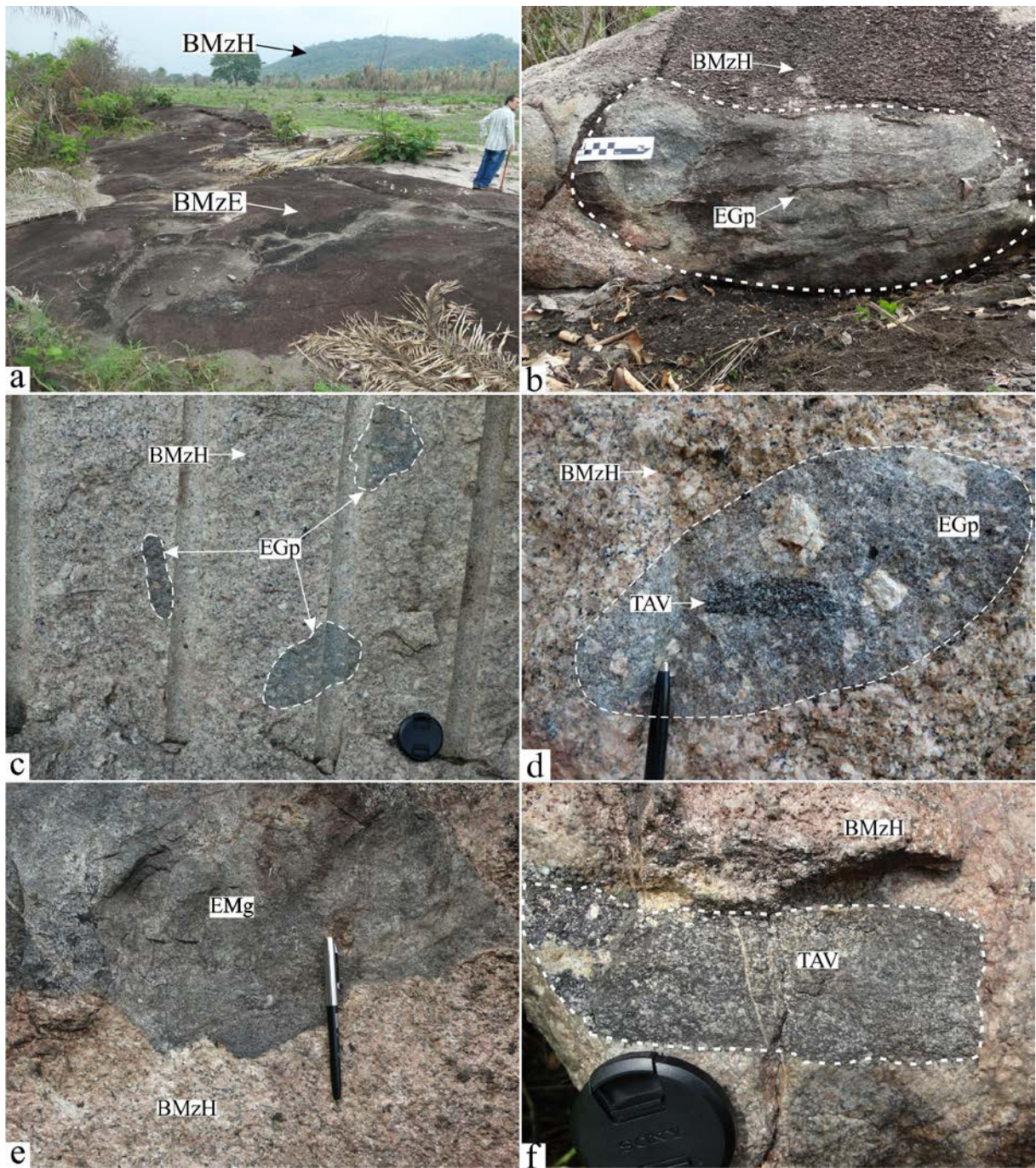


Figura 2 - Principais feições mesoscópicas do Granito Marajoara: a) Forma de relevo e modo de ocorrência das variedades graníticas; b) e c) Modo de ocorrência dos *enclaves* de granito pórfiro e suas relações com a fácies BMzH; d) Feições de *mingling* mais comuns nos EGp; e) Aspecto textural do EMg; f) Encaixante TAV associada ao BMzH. BMzH (Biotita Monzogranito Heterogranular), BMzE (Biotita Monzogranito Equigranular), EMg (Enclave Microgranular), EGp (Enclave de Granito Porfírico), TAV (Tonalito Arco Verde).

## 4 PETROGRAFIA

### 4.1 INTRODUÇÃO

Conforme discutido anteriormente, as fácies que constituem o GrMj são bastante homogêneas composicionalmente, todas possuem composição monzogranítica, com texturas variadas, apresentando termos equigranulares médios, heterogranulares médios a grossos e porfíricos. Com base nestes aspectos, foram caracterizadas duas variedades distintas do Granito Marajoara: BMzE e BMzH. Apresentam mineralogia similar, com quartzo, microclina e plagioclásio como minerais essenciais; biotita como varietal; titanita, minerais opacos, allanita, apatita e zircão como minerais acessórios primários; clorita, epidoto, sericita-muscovita, argilominerais e fluorita como fases secundárias. Foi distinguida, ainda, uma terceira variedade que é representada pelos *enclaves* de granito pórfiro (EGp) e microgranular (EMg), que são aqui tratados como fácies independentes, haja vista sua ocorrência significativa e sua importância no contexto geológico do granito.

### 4.2 COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO

Foram realizadas 33 análises modais (Tabela 2) em amostras representativas das diferentes fácies do GrMj, as quais foram posteriormente plotadas nos diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Figura 3) seguindo a classificação conforme estabelecido pela IUGS (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976). A maioria das variedades possui valores de M < 10%, sendo classificadas como hololeucocráticas, conforme definição de Streckeisen (1976), à exceção das rochas do EMg que apresentam aproximadamente 20% de M.

As análises modais mostram que os conteúdos médios de quartzo (Qz) e a média das razões plagioclásio/microclina (Pl/Mc) não variam significativamente nas diferentes fácies, com valores de 33,4% para BMzH e 32,8% para BMzE e 1,0 para ambas, respectivamente. No entanto, as maiores razões Pl/Mc pertencem aos *enclaves*, as quais decrescem dos EMg (4,4) para os EGp (1,9), enquanto que o conteúdo modal médio de Qz é significativamente inferior no primeiro (25,9%) em relação às demais variedades do GrMj (ver tabela 2). Com tais variações, os dados das análises modais, quando plotados no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976), demonstram que os EGp apresentam uma composição transicional entre o campo do granodiorito para aquele do monzogranito, enquanto que os EMg são essencialmente granodiríticos (Figura 3), contrastando fortemente com a composição monzogranítica das duas fácies do GrMj e dos demais plutons da Suíte Jamon (Oliveira *et al.*

2009). Segundo a classificação proposta por Tuttle & Bowen (1958), todas estas variedades correspondem a granitos *subsolvus*, caracterizados pela presença de duas fases feldspáticas distintas, plagioclásio e feldspato alcalino.

As fácies petrográficas do GrMj apresentam conteúdos modais médios de minerais máficos, de maneira geral, equivalentes [BMzH (4,1%) e BMzE (4,9%)] – ver diagrama Q-(A+P)-M (Figura 3). Conteúdos semelhantes também são observados para os EGp (5,2%), que os aproximam das variedades anteriores pelo carácter hololeucocrático ( $M < 10\%$ ). Por outro lado, os EMg apresentam conteúdo médio de minerais máficos de 20,5% (Tabela 2), significativamente mais elevados do que aqueles das demais variedades. Nestas rochas, a biotita é o principal mineral ferromagnésiano, sempre presente em quantidades mais expressivas que os demais minerais máficos. Nas variedades BMzH e EGp, a biotita tende a ceder lugar gradativamente à clorita, que atinge teores médios de 0,8% (Tabela 2), que aliado à presença marcante de fluorita, indicam que o líquido que originou estas rochas era comparativamente, enriquecido em constituintes voláteis.

Tabela 2 - Análises modais das amostras do Granito Marajoara.

Fácies	Biotita Monzogranito Heterogranular														Biotita Monzogranito Equigranular						Enclave de Granito Porfíritico								Enclave Microgranular		TAV					
	GDR 1A	GDR 1B	GDR 1C	GDR 2A¹	GDR 2B	GDR 3	GDR 4A¹	GDR 9A¹	GDR 9C	GDR 9DA	GDR 9F-B	GDR 9G	RDF 8	RDF 9A	RDF 14A/B	GDR 5A¹	GDR 6¹	GDR 7¹	GDR 8A	GDR 8B¹	RDF 2	RDF 11	GDR 2D¹	GDR 2E¹	GDR 3A	GDR 4B	GDR 9B¹	GDR 9DB	GDR 9F-A	RDF 9B3		RDF 14B	RDF 9B1	RDF 9B2	GDR 9E	
Quartzo	25,4	33,4	31,1	39,9	25,8	36,1	27,7	30,6	37,5	30,7	46,0	33,6	38,1	30,8	34,0	29,6	37,2	31,6	34,6	30,2	33,6	32,9	34,2	38,2	37,8	33,9	39,1	35,7	43,3	29,5	39,7	26,8	25	30,1		
Alcali-feldspato	35,6	26,6	30,6	25,1	38,8	35,6	35,7	38,2	21,9	32,7	25,2	32,7	32,3	31,5	29,7	31,5	26,3	29	28,2	38,5	28,3	27,6	24,9	21	18,7	23,4	17,5	21,7	16,1	19,9	16,3	10,9	10,1	4		
Plagioclásio	29,6	34,3	32,1	31,7	28,2	23,5	33,0	28,7	34,8	29,3	26,6	27,3	22,9	31,7	28,7	31,7	31,2	31,8	30,7	26,5	31,6	31,4	37	33	36,9	37,5	39	34,2	33,2	41,4	35,8	46,4	47,3	48,9		
Biotita	5,2	2,0	2,6	2,1	2,3	1,4	1,7	1,7	2,7	2,8	1,3	2,7	1,6	2,9	3,1	4,6	4,7	4,7	3,2	3,1	3,9	5,4	1,5	2,9	2,7	2	1	5,5	5,4	5,2	5,8	18	19,5	14		
Opacos²	0,5	0,5	1,3	0,3	2,0	0,8	0,3	0,2	1,0	1,5	0,1	0,2	0,9	1,0	0,7	0,1	0,1	0,2	0,6	Tr	0,3	-	0,5	1,8	1	1,2	0,5	1	0,5	0,7	0,7	1,5	1,3	1,4		
Titanita	-	0,1	Tr	-	0,2	-	-	Tr	-	-	Tr	1,1	0,6	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	-	0,2	0,3	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	-		
Allanita	0,1	-	-	-	Tr	Tr	0,1	-	Tr	-	-	-	0,2	0,2	0,5	0,3	0,1	0,2	-	0,2	0,3	0,1	Tr	-	-	0,1	-	-	-	0,2	0,2	-	0,1	-	-	
Clorita	0,8	1,7	0,9	0,5	0,7	0,6	0,9	0,2	0,6	1,0	0,2	1,0	1,9	0,4	1,1	-	-	-	0,2	-	0,1	-	1	0,8	0,3	0,7	1	0,6	0,7	2,0	0,3	0,4	0,2	-	-	
Muscovita	2,1	0,4	1,0	-	1,2	1,4	0,1	0,1	0,6	0,4	-	0,6	0,8	0,4	0,8	1,4	Tr	1,4	2	0,8	1,1	1,8	0,3	0,9	1,9	0,3	0,1	0,6	Tr	0,6	0,4	0,1	-	0,5		
Fluorita	-	Tr	Tr	-	Tr	0,1	0,2	-	0,2	0,2	0,1	-	0,1	0,2	0,4	-	-	-	-	0,1	0,2	0,2	-	0,8	-	-	0,4	-	-	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	-	-
Epídoto	0,1	0,2	Tr	-	0,1	0,1	Tr	-	0,1	Tr	0,1	0,3	0,5	0,2	0,3	-	-	-	0,1	-	0,1	0,1	-	0,1	0,2	0,4	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	-	-	
Acessórios (Ap+Zr)	0,1	0,2	-	0,1	0,1	-	-	Tr	0,1	Tr	Tr	0,1	0,1	0,2	0,3	Tr	-	0,4	0,1	Tr	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	-	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,9	0,9	
A+P	65,2	60,9	62,7	56,8	67,0	59,1	68,7	66,9	56,7	62,0	51,8	60,0	55,2	63,2	58,4	63,2	57,5	60,8	58,9	65	59,9	59,1	61,9	54	55,6	60,9	56,5	55,9	49,3	61,3	52,1	57,3	57,4	52,9	52,9	
Máficos	6,7	4,5	4,8	2,9	5,3	2,9	3,0	2,1	4,4	5,3	1,7	5,3	3,3	4,3	4,7	5,3	5,1	5,5	4,1	3,5	4,8	5,7	3,1	5,6	4,2	4,4	2,6	7,4	6,8	6,1	6,7	19,8	21,1	17		
Pl/Mc	0,8	1,3	1,0	1,3	0,7	0,7	0,9	0,8	1,6	0,9	1,1	0,8	0,7	1,0	1,0	1,0	1,2	1,1	1,1	0,7	1,1	1,1	1,5	1,6	2,0	1,6	2,2	1,6	2,1	2,8	2,2	4,1	4,7	12,0	12,0	
Quartzo*	27,4	35,3	32,8	41,3	27,4	37,4	28,7	31,4	39,6	33,0	47,0	35,7	40,8	32,7	36,8	31,4	39,3	33,7	36,2	31,5	36,0	35,8	35,5	41	39,7	35,6	40,9	38,7	46,8	35,4	43,3	32,68	30,34	36,2	36,2	
Alcali-feldspato*	38,4	28,1	32,3	26,0	41,3	36,9	37,0	39,1	23,1	35,1	25,8	34,7	34,6	33,5	32,2	33,4	27,8	30,9	29,5	40,1	30,2	30,0	25,8	22,6	19,6	24,6	18,3	23,5	17,4	17,0	17,8	13,29	12,26	4,9	4,9	
Plagioclásio*	31,9	36,2	33,9	32,8	30,0	24,3	34,2	29,4	36,7	31,5	27,2	29,0	24,5	33,8	31,1	33,7	32,9	33,9	32,1	27,6	33,8	34,2	38,4	35,4	38,7	39,4	40,8	37,1	35,9	47,6	39,0	54,03	57,4	58,9	58,9	
Nº de pontos	1800	1800	1800	2000	1800	1500	2000	2000	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1500	1500	1500	1800	1500	1800	1800	2000	1500	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1500	1500

Fonte: 1- Dados de Rocha Junior (2004) / 2 - Ilmenita, magnetita, hematita, calcopirita e pirita / \* Recalculado a 100% / - Mineral ausente / Tr Mineral Traço de contagem inferior a 0,1% / A+P - Alcali-feldspato + Plagioclásio, TAV - Tonalito Arco verde.

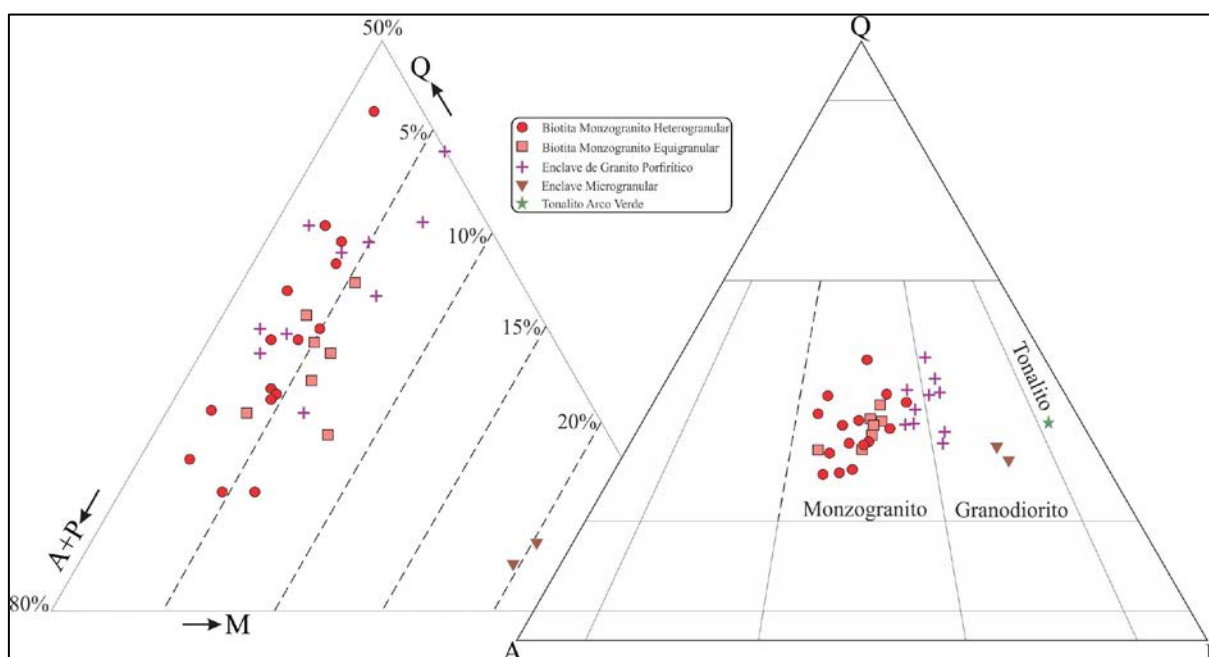


Figura 3 - Diagrama Q-A+P-M e Q-A-P, mostrando a distribuição modal no Granito Marajoara. Fonte: Modificado de Le Maitre *et al.* (2002) e Streckeisen (1976).

### 4.3 ASPECTOS TEXTURAIS

#### 4.3.1 Fácies BMzE

As rochas da fácies BMzE possuem caráter isotrópico e apresentam, em amostras de mão, uma coloração cinza esbranquiçada e textura equigranular média (Figura 4a). De forma mais restrita, constata-se variações para termos heterogranulares médios a finos. Das duas frações de cristais que constituem o BMzE, a fração média é a mais abundante, sendo composta pelos minerais essenciais com dimensões variáveis entre 2 e 4 mm. A fração de granulção fina é de ocorrência mais restrita e é representada principalmente por cristais de quartzo e, subordinadamente, por mineral máfico (biotita). Ao microscópio, esta fácies apresenta textura granular hipidiomórfica com cristais sub- e automorfos de feldspatos e quartzo (Figura 4b). A biotita em cristais dispersos sem evidências de transformação para clorita ou em agregados de minerais máficos de pouca expressão, onde há predomínio expressivo de biotita, além de quantidades subordinadas de titanita, zircão e allanita e presença restrita de fluorita.

O quartzo é o mineral mais desenvolvido desta fácies, onde podem atingir, em média, dimensões de até 3,5 mm ( $Q_{Z1}$ ; Figura 4b). Este mineral exibe contatos irregulares com os cristais adjacentes, interpenetrado com cristais de plagioclásio e microclina. Localmente há cristais com dimensões menores (em torno de 1 mm), geralmente anédricos, inclusos nos

feldspatos ( $Qz_2$ ), sobretudo, marcando as fases de crescimento dos mesmos. O quartzo também ocorre sob a forma de cristais irregulares que estão associados aos minerais máficos, inclusos na biotita. Este último tipo é muito restrito no GrMj, provavelmente devido ao seu caráter relativamente evoluído e baixo conteúdo de fases máficas, já que este quartzo é mais comum em fácies menos evoluídas de outros corpos da Suíte Jamon, sendo interpretado como produto de reações peritéticas entre anfibólio e o líquido gerando biotita (Dall'Agnol 1982, Gastal 1987, Oliveira *et al.* 2005).

Os feldspatos mostram seções retangulares de pequenas dimensões (1-3 mm; Figura 4b) e apresentam contatos regulares e geralmente interpenetrados com biotita e quartzo. Nos cristais de microclina é mais frequente e mais nítida a dupla geminação albita-periclina, visíveis nas seções (001). As pertitas são pouco frequentes e aparecem na forma de finos filmes, tipo *string* (Smith, 1974). As inclusões são mais raras do que na  $Mc_1$  e os intercrescimentos granofíricos com o quartzo, quando ocorrem, envolvem praticamente todo o cristal. O Plagioclásio varia de oligoclásio sódico a albita ( $An_{11-9}$ ) na maior parte dos cristais, podendo chegar à albita ( $An_{6-3}$  até  $An_0$ ) nas bordas. Localmente apresenta núcleos mais cálcico (oligoclásio sódico,  $An_{16-14}$ ). O zoneamento normal é menos evidente que nos cristais de maiores dimensões que ocorrem nas demais fácies, sendo nítidas as bordas albíticas, normalmente finas e regulares. Há localmente, cristais de plagioclásio inclusos na microclina, sugerindo gerações distintas deste mineral. O maclamento albita é comum e nítido, sendo mais raros, o maclamento Carlsbad e maclas complexas. Tais aspectos são similares àqueles obtidos para o plagioclásio da fácies LMzE dos granitos Bannach e Redenção (Almeida *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2005).

A biotita ocorre como lamelas de dimensões variando entre 0,3 e 1,5 mm de coloração amarronzada, geralmente formando agregados máficos, onde ocasionalmente exhibe contornos mais irregulares e acha-se interpenetrada com o quartzo (Figura 4c). Suas bordas ocasionalmente apresentam-se corroídas e alteradas para muscovita, principalmente quando em contato com o quartzo, indicando uma reação da biotita formada precocemente com o líquido remanescente (Figura 4d). Alguns cristais apresentam inclusões de minerais opacos, apatita, allanita e zircão, onde este último desenvolve halos pleocróicos (Figura 4e).

Os minerais acessórios ocorrem sempre associados aos agregados de minerais máficos e opacos, geralmente inclusos na biotita (Figura 4e), e podem ser identificados como: (i) titanita, é bastante expressiva nesta fácies (> 0,2%; Tabela 2) e mostra coloração amarronzada e ocorre como finos cristais (0,1mm) sub- e automorfos, e por vezes desenvolvem seções poligonais típicas; (ii) allanita possui ocorrência restrita com tamanho médio de 0,2 mm. Os



cristais deste mineral apresentam-se de forma automorfa, metamictizados, com desenvolvimento de coroas de epidoto e zonados (Figura 4f); (iii) zircão e apatita ocorrem como finos cristais automorfos ( $<0,1\text{mm}$ ), que, por vezes, apresentam-se bastante corroídos, inclusos na biotita (Figura 4e) e, localmente, na allanita, ou, ainda, associados aos minerais opacos, ou até mesmo inclusos nestes (apatita); e (iv) Opacos (ilmenita  $\pm$  magnetita) apresentam-se como cristais subautomorfos e mais raramente com seções quadráticas ou hexagonais, com tamanho médio  $<0,1\text{mm}$ . Ocorrem frequentemente inclusos na biotita, microclina e no plagioclásio. Outra forma de ocorrência de alguns opacos é ao longo das clivagens das biotitas, como cristais secundários, submilimétricos e de forma alongada, sugerindo que estes minerais se formaram a partir da alteração da mica.

Os minerais secundários são: (i) fluorita que forma pequenos cristais xenomórficos, geralmente associados a agregados máficos; (ii) muscovita ocorre sob a forma de finas palhetas geralmente associadas à biotita, sendo considerada como produto de alteração da mica primária; (iii) epidoto apresenta-se principalmente envolvendo cristais de allanita, sendo interpretado como produto de alteração deste mineral e, por vezes, como produto de alteração do plagioclásio mais cálcico; e (iv) sericita também resulta da transformação (saussuritização) do plagioclásio e os argilominerais como produto de alteração do feldspato alcalino.

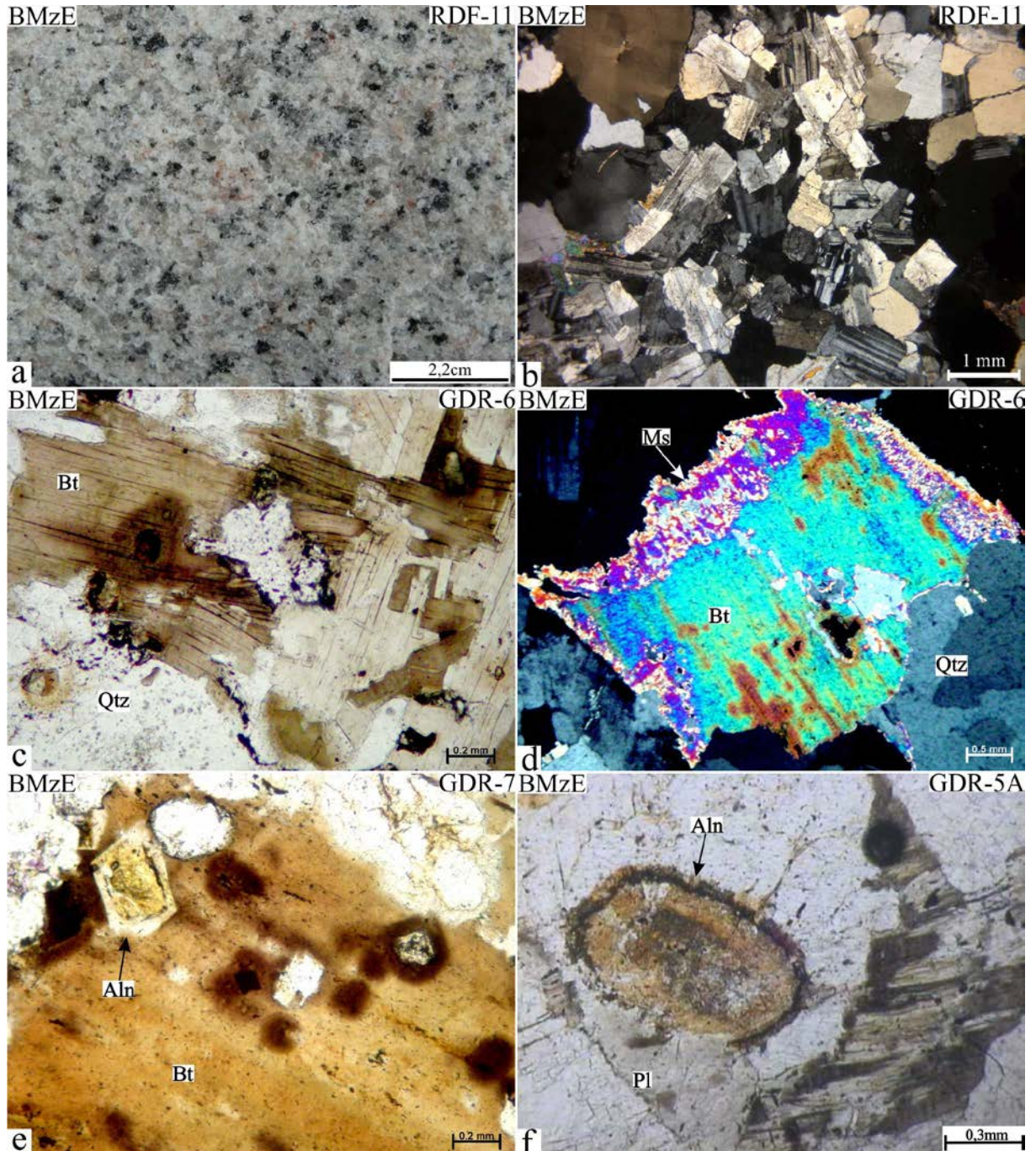


Figura 4 - Principais feições meso e microscópicas do BMzE: a) Textura fanerítica; b) Textura equigranular média; c) Lamelas de biotita interpenetradas com quartzo; d) Borda de biotita corroída e alterada para muscovita; e) Biotita com inclusão de minerais acessórios; f) Allanita metamictizada zonada. Abreviações dos minerais conforme Siivola & Schmid (2007).

#### 4.3.2 Fácies BMzH

A fácies BMzH distingue-se do BMzE por possuir um caráter heterogranular e granulação comparativamente mais grossa, resultando em aspectos texturais bastante contrastantes entre as duas variedades (Figura 5a). Em amostras de mão, o BMzH apresenta uma coloração rosada com porções esbranquiçadas e, assim como na fácies anterior, possui aspecto isotrópico. Apresenta uma textura heterogranular hipidiomórfica média a grossa com

uma passagem gradual entre as distintas frações de cristais. A fração predominante exibe granulação média, dimensões variáveis entre 2,0 e 5,0 mm e é composta pelos minerais essenciais e biotita. A outra fração possui granulação grossa (dimensões entre 7 e 15 mm) e é constituída essencialmente por microclina e, subordinadamente, por plagioclásio (Figura 5b). Localmente, observa-se a ocorrência de finos cristais de molibdenita disseminados (Figura 5a) e feições do tipo rapakivi (Figura 5c).

Dentre os minerais félsicos, observa-se um maior desenvolvimento da microclina (Figura 5b), que atinge dimensões de até 35 mm. A microclina varia de pertítica (lamelas sódicas em veios e filmes) a mesopertítica (lamelas em manchas disformes macladas – *patches*) e, por vezes, nos contatos Mc/Mc há desenvolvimento de albita intergranular ou em coroas trocadas (Smith, 1974). Esta se apresenta na forma de agregados de pequenos grãos de albita maclados ou não (Figura 5d). Os contatos Mc/Pl são marcados pela formação de auréolas albiticas, acompanhadas ou não de mirmequitas (Figura 5e). Englobam inclusões de biotita, plagioclásio e, mais raramente, titanita, zircão e opacos. Nesta fácies são marcantes também as transformações das fases feldspáticas, com a formação de albita em tabuleiro xadrez sobre a microclina primária (*albita chess board*; Smith 1974) (Figura 5e). Cristais finos de microclina (Mc<sub>2</sub>), com dimensões em torno de 2 mm, também são frequentes nestas rochas, assemelhando-se texturalmente aos cristais descritos na fácies BMzE. Nestas fácies não há evidências de corrosão do quartzo e os intercrescimentos granofíricos entre microclina e quartzo não são frequentes.

O plagioclásio se assemelha composicionalmente e em certos aspectos texturais, com o descrito na fácies BMzE, embora nesta fácies, seus cristais alcancem maiores dimensões (em torno de 7 mm). Sua composição varia, em geral, de oligoclásio sódico a albita (An<sub>14-9</sub>), podendo chegar a oligoclásio sódico (An<sub>18-16</sub>) nas porções mais centrais, até albita (An<sub>8</sub> até An<sub>0</sub>), nas bordas. Os núcleos mais cálcicos ocupam boa parte dos cristais e mostram contornos irregulares (Figura 5b), enquanto que as zonas de oligoclásio sódico-albita são mais estreitas, regulares e costumam apresentar um caráter intersticial. São comuns seções mostrando *patchy zoning* (Vance, 1965), com bordas sódicas irregulares invadindo o núcleo mais cálcico do cristal (Figura 5e). O plagioclásio também é frequente como inclusões na microclina, onde aparece em cristais de menores dimensões (1,0 a 2,0 mm). Tem-se localmente, texturas rapakivi (Figura 5c) e “anti-rapakivi”. Este plagioclásio apresenta-se também bastante transformado (descalcificado), especialmente os cristais próximos aos agregados de minerais máficos, havendo o desenvolvimento no seu interior de sericita (muscovita), epidoto, argilo-minerais e, por vezes, fluorita.

O quartzo ( $Qz_1$ ) forma cristais com dimensões análogas, porém geralmente um pouco inferiores às dos feldspatos. Seus cristais são sub- a automorfos, muitas vezes fornecendo seções grosseiramente rômbricas ou hexagonais. Seus contatos com os feldspatos são geralmente retilíneos e interpenetrados com os minerais máficos. Localmente possui pequenas inclusões de feldspatos, biotita, muscovita e acessórios. O  $Qz_1$  constitui a quase totalidade do quartzo presente nesta fácies, enquanto que o  $Qz_2$ , embora subordinado, é mais abundante que na fácies equigranular, ocorrendo essencialmente como inclusões xeno- a subautomórficas nas porções de borda do feldspato alcalino e, mais raramente, pelo plagioclásio sódico. O  $Qz_2$  torna-se mais expressivo sobretudo nos enclaves de granito pórfiro.

A biotita, a principal fase máfica, ocorre em quantidades pouco expressivas e, bem como os minerais acessórios primários e secundários, conservam em linhas gerais as feições descritas nas fácies BMzE. No entanto, esta mostra-se intensamente transformada em clorita (Figura 5f). Também é comum o desenvolvimento de fluorita associada aos agregados máficos (Figura 5g). Além de biotita/clorita, estes agregados são constituídos por opacos (magnetita e ilmenita), fluorita e, em proporções menores, por allanita, titanita (primária), zircão e epidoto (Figura 5h).

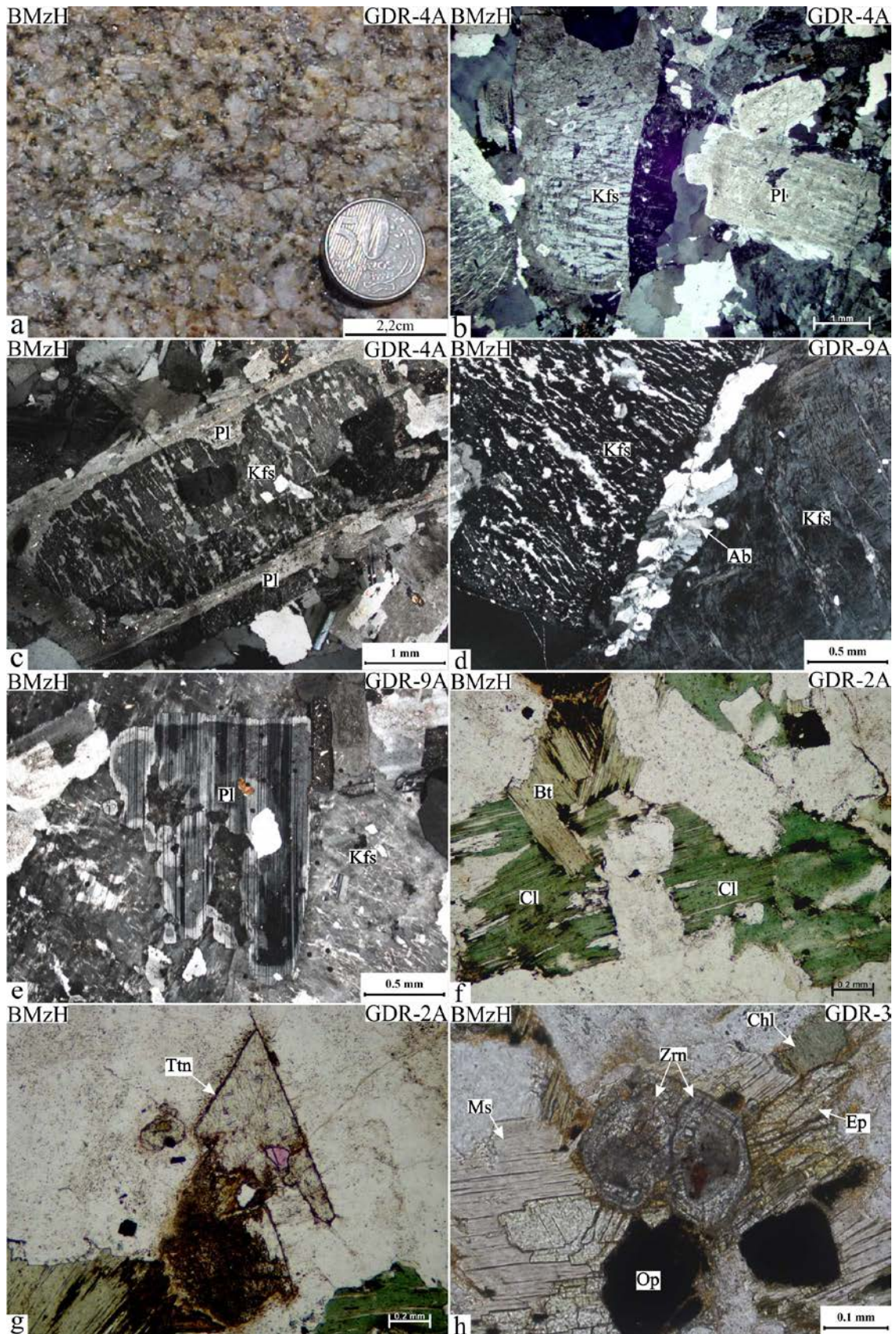


Figura 5 - Feições meso e microscópicas da fácies BMzH: a) Textura fanítica grossa com molibdenita disseminada; b) Textura hipidiomórfica heterogranular; c) Textura rapakivi; d) Albita intergranular do tipo coroa trocada; e) *patchy zoning*; f) Biotita transformada para clorita; g) e h) Principais minerais acessórios (titanita+zircão+minerais opacos+fluorita). Abreviações dos minerais conforme Siivola & Schmid (2007).

### 4.3.3 Enclaves

Os tipos texturais de *enclaves* graníticos que ocorrem no GrMj, e que são considerados como uma das variedades envolvidas na construção do plúton, ocorrem sempre associados à fácies BMzH (Figuras 2b-e). Diferem das fácies anteriormente descritas por possuírem um caráter francamente porfírico (EGp), ou mais restritamente, equigranular fino quando desprovidos de fenocristais (EMg) – Figuras 6c e 2e, respectivamente. Em termos dos minerais essenciais, isto implica na formação de um segundo tipo textural de plagioclásio ( $Pl_2$ ), bem como maior abundância de  $Mc_2$  e  $Qz_2$  (Figuras 6b e 6c). Tais *enclaves* são semelhantes aqueles encontrados em alguns corpos da Suíte Jamon, como é o caso dos maciços Musa (Gastal, 1987), Redenção (Oliveira *et al.* 2005) e Bannach (Almeida *et al.* 2006), no entanto, são de ocorrência extremamente restrita quando comparados aqueles do GrMj.

O EGp apresenta coloração cinza-escuro e típica textura porfírica com fenocristais de microclina, plagioclásio e, subordinadamente de quartzo, imersos em uma matriz de granulação fina a muito fina (<0,1mm), constituída pelos minerais essenciais e minerais máficos (Figuras 6a,b). A matriz representa cerca de 70% da rocha, e assemelha-se em termos composicionais e texturais aos EMg, divergindo apenas no conteúdo de biotita (Tabela 2 e Figura 6c). Os fenocristais de feldspatos apresentam seções retangulares com dimensões que atingem até 15 mm, excepcionalmente 35 mm, mas situam-se em geral entre 4 e 8 mm. Por sua vez, os fenocristais de quartzo possuem seções arredondadas atingindo dimensões que variam entre 2 e 6 mm, sendo comum ainda, a ocorrência em agregados formando textura glomeroporfírica.

Nesta variedade os cristais de  $Qz_1$  mostram frequentemente sinais de corrosão (Figura 6d), resultando em baías preenchidas por microclina, ocasionalmente acompanhada pela biotita. Em estágios mais avançados de desequilíbrio, os cristais de  $Qz_1$  apresentam seções grosseiramente arredondadas indicando que se tratam de xenocristais derivados do magma granítico e que foram parcialmente dissolvidos (Figura 6e). Isto sugere que processo de *magma mingling* foi envolvido na formação dos EGp. Os grãos de  $Qz_2$  ocorrem na matriz, com dimensões variando entre 0,2 e 0,5 mm, análogas às da segunda geração de feldspatos, designados  $Pl_2$  e  $Mc_2$ . Seus cristais são xenomórficos, geralmente com formas irregulares ou arredondadas. Ocorrem geralmente inclusos nos feldspatos, sendo mais frequentes nas bordas dos fenocristais de feldspatos, ou como grãos intersticiais. Estas inclusões de  $Qz_2$  fazem com que os fenocristais de microclina assumam nas bordas um aspecto poiquilítico, ou podem

ainda, ocorrer dispostas subparalelamente ao contorno dos cristais de feldspatos, marcando o crescimento dos mesmos (Figura 6b).

Os cristais plagioclásio podem ser distinguidos, com base em suas relações texturais, morfologia, maclas e inclusões, em dois tipos. Suas composições também divergem, embora possa haver passagem gradual entre eles. O plagioclásio mais precoce ( $Pl_1$ ) é mais cálcico, de composição oligoclásio cálcico ( $An_{24}$ ), podendo chegar à andesina sódica ( $An_{30}$ ) nas porções mais centrais, e de oligoclásio sódico ( $An_{16-11}$ ) a albita ( $An_6$  até  $An_0$ ), nas bordas. Assemelha textural e composicionalmente ao plagioclásio ( $Pl_1$ ) presente nas fácies menos evoluídas dos maciços Jamon (Dall'Agnol *et al.* 1999b), Musa (Gastal, 1987), Redenção (Oliveira *et al.* 2005, 2009) e Bannach (Almeida *et al.* 2006), embora tenda a ser um pouco mais sódico e os agregados sejam menos frequentes. Os cristais de plagioclásio desses agregados mostram contornos irregulares e bordas corroídas, e frequentemente relações que podem ser interpretadas como feições de *synneusis* (Vance, 1969) ou de *epitaxia* (Dowty, 1980) (Figura 6f), além daquelas do tipo *rapakivi*. Tais cristais geralmente encontram-se intensamente transformados, observando-se o desenvolvimento de sericita-muscovita, com formação restrita de epidoto e fluorita. Por vezes a alteração diferenciada deixa transparecer um zoneamento oscilatório. É marcante também a associação destes agregados com as maiores concentrações de minerais máficos e, em especial, com biotita. Nestes agregados máficos observa-se uma intensa cloritização da biotita, presença expressiva de fluorita, maior desenvolvimento dos opacos e maior quantidade de zircão.

O  $Pl_2$  está presente apenas na matriz. Sua composição é de oligoclásio sódico ( $An_{13}$ ) na maior parte do cristal e varia para albita ( $An_{9,3}$ ) nos bordos, podendo chegar até  $An_0$ . Sua composição é próxima do plagioclásio que ocorre nas fácies BMzH e BMzE. Localmente pode apresentar núcleos algo mais cálcicos que, quando presentes, são pequenos e regulares. O zoneamento é menos evidente que no tipo precedente. Seus cristais possuem dimensões variando entre 0,2 e 1,2 mm, podendo atingir até 2 mm, nitidamente inferiores às do *tipo I*. Os cristais do *tipo II* são subautomorfos a xenomórficos, fornecendo seções retangulares curtas ou de forma irregular, onde a geminação polissintética segundo a lei da albita é nítida e amplamente dominante sobre os tipos Carlsbad e albita-Carlsbad.

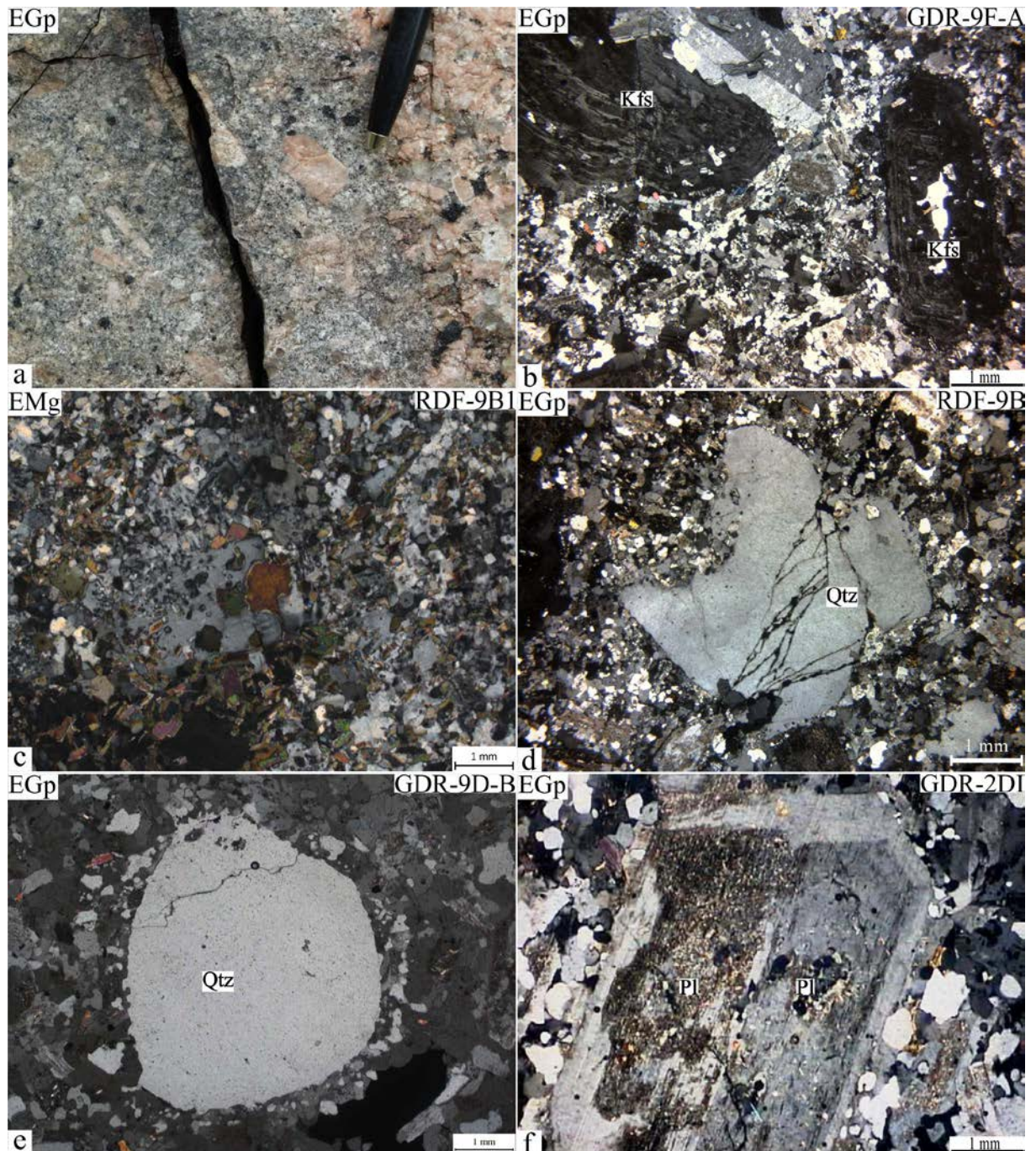


Figura 6 - Aspectos meso e microscópicos dos *enclaves* microgranulares e porfíricos: a) *Enclave* porfírico com fenocristais de feldspatos mostrando evidências de interação com o magma BMzH; b) Fenocristais de feldspatos com linhas de crescimento e com inúmeras inclusões quartzo nas zonas mais externas; c) Aspecto geral do EMg onde destaca-se a granulação fina e a maior concentração de biotita em relação aos EGp; d) Quartzo parcialmente corroído com desenvolvimento de baías preenchidas por microclina; e) Xenocristal de quartzo provavelmente derivado do magma granítico parcialmente dissolvido; f) Plagioclásios com feições de syneusis (Vance, 1969) ou de epitaxia (Dowty, 1980).



## 5 GEOQUÍMICA

### 5.1 INTRODUÇÃO

Os resultados geoquímicos discutidos a seguir foram obtidos a partir da análise química em rocha total de 19 amostras representativas das diferentes fácies do GrMj (Tabela 3). As análises foram realizadas no Laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTDA, onde os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES enquanto que os elementos traço e terras raras foram analisados por ICP-MS. Erros analíticos e procedimentos detalhados podem ser consultados no site da empresa (<http://acmelab.com>).

Para efeito de comparação e melhor compreensão da origem dos enclaves associados ao Granito Marajoara, foram plotados dados dos enclaves microgranulares do Granito Qianshan localizado no nordeste do Cráton China na Península Liaodong (Yang *et al.* 2006). Eles são representantes de um magmatismo máfico ligados ao granito tipo-A Qianshan assim como o Granito Marajoara.

### 5.2 ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

As rochas que constituem o GrMj mostram uma ampla variação no conteúdo de SiO<sub>2</sub> (Figura 7), cujos valores ficam entre 62,88 e 76,27% (Tabela 3). Nota-se a partir disto, que as amostras pertencentes aos *enclaves* são as mais empobrecidas em sílica, onde os conteúdos mais baixos de SiO<sub>2</sub> são encontrados nas rochas de EMg (62,88 - 68,24%), enquanto que naquelas do EGp são claramente superiores (70,92 - 72,96%). Nas demais fácies os conteúdos de SiO<sub>2</sub> apresentam menor variação e valores significativamente mais elevados [BMzH (72,97–74,64%) e BMzE (75,26 - 76,27%)]. Verifica-se paralelamente ao aumento de SiO<sub>2</sub>, *trends* com nítida diminuição dos teores de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, MgO e CaO (Figuras 7a-e), o que é compatível, em geral, com a diminuição dos conteúdos de minerais máficos e da razão plagioclásio/microclina a partir dos *enclaves* em direção às variedades BMzH e BMzE. Os conteúdos desses óxidos são mais elevados nas amostras do EMg [TiO<sub>2</sub> (0,18 - 0,29%); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,60 - 18,30%); Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (2,88–3,96%); MgO (1,28–1,81%); CaO (1,05–1,56%)], e decrescem no sentido das amostras de EGp [TiO<sub>2</sub> (0,22 - 0,27%); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,45 - 14,16%); Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (1,73 - 2,20%); MgO (0,30–0,43%); CaO (1,17–1,42%)], passando por aquelas da fácies BMzH [TiO<sub>2</sub> (0,15 - 0,17%); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,84 - 13,77%); Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (1,35 - 1,44%); MgO (0,18 - 0,21%); CaO (0,81 - 0,93%)] até às rochas da variedade BMzE [TiO<sub>2</sub> (0,05%); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,56 - 13,10%); Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (0,76 - 0,88%); MgO (0,02%); CaO (0,11 -

0,41%)]. Já para a razão  $K_2O/Na_2O$  (Figura 7f), seus valores são baixos para os EMg (0,87 – 1,21), moderados para os EGp (1,15 – 1,26) e elevados para as amostras da variedade BMzH (1,28 – 1,41), de onde nota-se um acentuado decréscimo até a fácies BMzE (1,0 – 1,10). Apesar da definição aparente de um único *trend* colinear para o comportamento da maioria destes óxidos, observa-se que existem intervalos ou *gaps* composicionais que separam todas

Tabela 3 - Composição química do Granito Marajoara e *enclaves* associados. Elementos maiores % em peso; Elementos traços e terra-rara em ppm.

Amostras	EMg			EGp						BMzH					BMzE				
	RDF 9B2	RDF 9BL2	RDF 9B1	GDR 9B	RDF 14BL	GDR 2D	RDF 14B	RDF 9BL3	RDF 9BL1	GDR 9A	GDR 3	GDR 2A	RDF 8	RDF 9A	GDR 7	GDR 6	RDF 11	GDR 5A	RDF 2
SiO <sub>2</sub>	62,88	65,41	68,24	70,92	72,05	72,27	72,33	72,51	72,96	72,97	73,21	73,65	73,69	74,64	75,26	75,46	75,72	76,00	76,27
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,29	0,18	0,25	0,26	0,22	0,27	0,25	0,24	0,17	0,15	0,17	0,17	0,15	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,30	16,64	15,60	13,89	14,16	13,45	13,95	13,73	13,70	12,96	13,03	12,84	13,77	13,03	12,78	12,95	13,10	12,56	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96	4,03	2,88	1,97	2,02	1,73	2,20	2,11	2,12	1,44	1,35	1,44	1,36	1,44	0,80	0,76	0,88	0,78	0,80
MnO	0,14	0,16	0,11	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05
MgO	1,81	1,59	1,28	0,38	0,38	0,30	0,43	0,39	0,38	0,20	0,18	0,21	0,19	0,20	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	1,56	1,32	1,05	1,33	1,32	1,17	1,42	1,26	1,32	0,87	0,81	0,92	0,87	0,93	0,39	0,12	0,41	0,11	0,30
Na <sub>2</sub> O	5,63	4,74	4,44	3,82	3,96	3,69	3,89	3,78	3,69	3,65	3,51	3,61	3,84	3,75	4,03	3,98	4,39	3,90	4,13
K <sub>2</sub> O	4,91	4,82	5,37	4,64	4,90	4,51	4,48	4,76	4,61	4,68	4,94	4,59	4,92	4,91	4,31	3,99	4,43	4,29	4,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,08	0,05	0,07	0,07	0,06	0,07	0,08	0,07	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
PF	0,30	0,80	0,60	1,70	0,60	1,50	0,70	0,90	0,60	1,70	1,50	1,30	1,00	0,70	1,10	1,30	0,80	1,10	0,70
Total	99,82	99,88	99,80	99,04	99,79	98,96	99,81	99,84	99,76	98,72	98,77	98,82	99,88	99,82	98,82	98,72	99,88	98,86	99,89
Ba	300,0	322,0	249,0	609,2	709,0	561,5	569,0	671,0	672,0	401,9	430,7	414,7	463,0	415,0	16,4	15,4	18,0	23,4	20,0
Rb	707,0	763,1	725,8	579,3	487,9	634,2	515,1	506,5	523,4	470,1	594,8	547,9	505,0	456,4	893,2	841,9	746,5	912,1	782,2
Sr	145,0	85,5	118,9	135,8	134,8	108,8	140,8	133,1	139,7	78,5	81,8	91,3	83,2	77,2	5,6	3,8	4,9	5,2	4,4
Zr	173,4	193,2	131,1	174,4	175,4	172,5	187,2	184,7	186,5	146,5	133,7	147,2	126,0	128,9	100,0	103,5	89,6	112,9	87,6
Nb	14,6	29,0	12,6	24,1	19,0	30,2	17,6	17,5	18,0	33,4	31,7	30,7	29,9	29,0	57,1	70,9	60,9	69,5	56,7
Y	18,3	29,3	17,3	42,3	35,5	48,4	27,8	30,4	28,4	72,0	66,4	51,3	90,0	47,5	104,4	29,2	99,7	26,3	52,7
Ga	18,7	22,0	14,4	21,4	17,9	23,5	18,6	17,7	18,6	22,9	23,4	23,1	20,8	19,0	29,1	29,2	24,7	30,5	25,2
Sc	4,0	7,0	3,0	5,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	5,0	5,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Th	14,4	28,9	12,7	28,0	25,0	29,9	23,6	24,7	26,1	31,6	37,5	33,3	27,3	35,0	51,6	43,8	39,2	47,1	44,2
U	6,9	9,6	5,4	7,4	4,7	7,2	4,3	6,5	6,1	9,3	9,7	8,0	10,3	13,2	12,4	12,6	15,7	15,6	14,2
V	21,0	16,0	20,0	16,0	20,0	13,0	21,0	15,0	18,0	9,0	8,0	10,0	19,0	<8	<5	<5	<8	<5	<8
Cs	12,5	14,1	12,0	4,4	4,1	7,2	4,1	5,2	5,2	3,5	8,2	5,9	4,1	3,8	11,7	13,1	15,5	9,5	9,6
La	53,3	43,0	37,4	48,9	50,3	51,9	53,6	48,0	50,6	43,4	40,8	37,3	79,6	38,6	19,3	9,1	20,8	7,8	14,0
Ce	90,5	73,8	65,0	104,9	97,4	111,7	105,8	96,3	98,0	89,8	89,8	79,4	127,5	78,2	45,8	22,4	45,9	48,3	33,0
Pr	9,2	7,5	6,5	11,2	10,4	11,7	11,2	9,8	10,5	9,8	9,6	8,6	18,5	8,3	5,6	2,1	5,6	2,1	3,7
Nd	30,2	25,6	21,7	37,9	35,0	42,1	36,4	32,5	36,4	34,2	34,8	30,4	63,1	28,4	20,1	5,8	20,4	6,7	12,3
Sm	4,2	3,8	3,1	6,7	5,7	7,4	5,8	32,5	6,0	6,9	6,9	6,3	12,2	5,7	5,3	1,3	4,8	1,5	2,8
Eu	0,7	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	1,0	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Gd	3,2	3,4	2,7	5,0	4,9	5,9	4,5	4,3	4,6	7,1	6,0	5,3	10,8	5,2	5,5	1,4	5,9	1,3	3,4
Tb	0,5	0,5	0,4	1,0	0,8	1,0	0,7	0,7	0,7	1,3	1,2	1,0	1,9	1,0	1,2	0,4	1,2	0,4	0,7
Dy	2,4	3,2	2,1	5,3	4,5	6,2	3,9	4,0	4,2	8,7	7,7	6,6	11,3	6,3	8,6	2,9	8,7	3,0	5,3
Ho	0,5	0,8	0,4	1,1	1,0	1,3	0,8	0,9	0,9	2,1	1,7	1,5	2,5	1,5	2,2	0,8	2,2	0,8	1,4
Er	1,5	2,7	1,3	3,8	3,3	4,6	2,6	2,8	2,7	7,1	6,0	5,0	7,9	4,9	8,8	3,2	8,4	3,4	5,5
Tm	0,3	0,5	0,3	0,6	0,6	0,7	0,4	0,5	0,5	1,2	1,0	0,9	1,4	0,9	1,7	0,7	1,6	0,7	1,1
Yb	2,0	3,6	1,9	4,2	3,7	5,0	2,9	3,3	3,3	7,9	7,1	6,4	10,2	6,2	12,9	5,2	13,2	5,2	8,3
Lu	0,4	0,6	0,3	0,7	0,6	0,8	0,5	0,5	0,5	1,3	1,2	1,0	1,6	1,1	2,2	1,0	2,3	0,9	1,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	3,96	4,03	2,88	1,97	2,02	1,73	2,20	2,11	2,12	1,44	1,35	1,44	1,36	1,44	0,80	0,76	0,88	0,78	0,80
FeOt/FeOt+MgO	0,66	0,70	0,67	0,82	0,83	0,84	0,82	0,83	0,83	0,87	0,87	0,86	0,87	0,87	0,97	0,97	0,98	0,97	0,97
A/CNK	1,05	1,08	1,04	1,01	1,00	1,03	1,01	1,01	1,02	1,02	1,03	1,02	1,04	0,99	1,06	1,17	1,03	1,12	1,06
Ga/Al	1,93	2,50	1,74	2,91	2,39	3,30	2,52	2,44	2,57	3,34	3,39	3,40	2,85	2,76	4,30	4,26	3,56	4,59	3,65
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	10,54	9,56	9,81	8,46	8,86	8,20	8,37	8,54	8,30	8,33	8,45	8,20	8,76	8,66	8,34	7,97	8,82	8,19	8,66
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,87	1,02	1,21	1,21	1,24	1,22	1,15	1,26	1,25	1,28	1,41	1,27	1,28	1,31	1,07	1,00	1,01	1,10	1,10
Rb/Sr	4,88	8,93	6,10	4,27	3,62	5,83	3,66	3,81	3,75	5,99	7,27	6,00	6,07	5,91	159,5	221,5	152,3	175,4	177,8
(La/Yb) N	17,72	8,02	13,50	7,86	9,10	7,02	12,48	9,94	10,38	3,69	3,88	3,96	5,29	4,20	1,01	1,18	1,07	1,02	1,14
#Mg	47,50	43,90	46,80	34,60	35,30	36,20	36,00	35,90	36,10	35,50	34,70	34,70	33,70	34,30	33,10	33,50	33,10	33,90	34,70
ΣETR	198,7	169,4	143,5	231,9	218,7	251,0	229,9	236,6	219,6	221,3	214,2	190,1	349,5	186,7	139,4	56,24	141,2	82,17	93,02
Eu/Eu*	0,55	0,42	0,61	0,36	0,36	0,30	0,38	0,09	0,39	0,27	0,25	0,25	0,27	0,25	0,07	0,11	0,06	0,15	0,08

as variedades identificadas. Tal aspecto indica que a evolução do GrMj não se deu por cristalização fracionada a partir de um único magma, e sim, por processos mais complexos em que sua origem estaria relacionada a variações significativas nas composições de seus protólitos e/ou condições de formação (parâmetros intensivos: P, T e  $fO_2$ ).

Comportamento similar também é observado para os elementos traços, onde há um decréscimo acentuado nos conteúdos de Sr, Ba e Zr com o aumento de  $SiO_2$  (Figuras 8b-d). As amostras pertencentes aos EGp mostram sempre os valores mais elevados para estes elementos [Sr (108,80 - 140,80 ppm); Ba (561,50 - 709,0 ppm); Zr (172,50 - 187,20 ppm) ] em relação às variedades mais evoluídas {BMzH [Sr (77,20 - 91,30 ppm); Ba (401,90 - 463,00 ppm); Zr (126,0 - 147,20 ppm) ] e BMzE [Sr (3,80 - 5,60 ppm); Ba (15,40 - 23,40 ppm); Zr (87,60 - 112,90 ppm) ]}. Já os EMg apresentam valores elevados de Zr (131,10 - 193,20 ppm) e Sr (85,50 - 145,0 ppm), coincidentes ou ligeiramente superiores aqueles identificados nos EGp, enquanto que para o Ba (249,0 - 322,0 ppm), os EMg apresentam conteúdos significativamente inferiores aos do EGp, e situam-se entre aqueles das fácies BMzH e BMzE (Figura 8c).

Rb, Y e Nb apresentam comportamento contrário ao daquele discutido acima para Ba, Sr e Zr, onde nota-se um aumento de seus conteúdos no sentido das rochas mais evoluídas. O Rb apresenta os conteúdos mais baixos, em geral coincidentes, tanto na variedade BMzH (456,40 - 594,80 ppm) quanto nos EGp (487,90 a 634,20 ppm), enriquecendo-se acentuadamente nas rochas da fácies BMzE (746,50 - 912,10 ppm) e moderadamente nos EMg (707,0 - 763,10 ppm) (Figura 8a). Por sua vez, os *enclaves* são mais empobrecidos em Y [EMg (17,30 - 29,30 ppm) e EGp (27,80 - 48,40 ppm) ] e Nb [EMg (12,60 - 29,0 ppm) e EGp (17,50 - 24,10 ppm) ] em relação à variedade BMzH [Y (47,50 - 72,0 ppm) e Nb (29,0 - 33,40 ppm) ] (Figuras 8e,f). Nesta direção, a variedade BMzE apresenta valores ainda mais elevados para Nb (56,70 - 70,90 ppm) e uma significativa dispersão de suas amostras para valores de Y (26,30 - 104,40 ppm), onde pode ser distinguido um grupo com conteúdo elevado (99,70 - 104,40 ppm) e outro com valores próximos daqueles atribuídos aos *enclaves* (26,30 - 52,70 ppm).

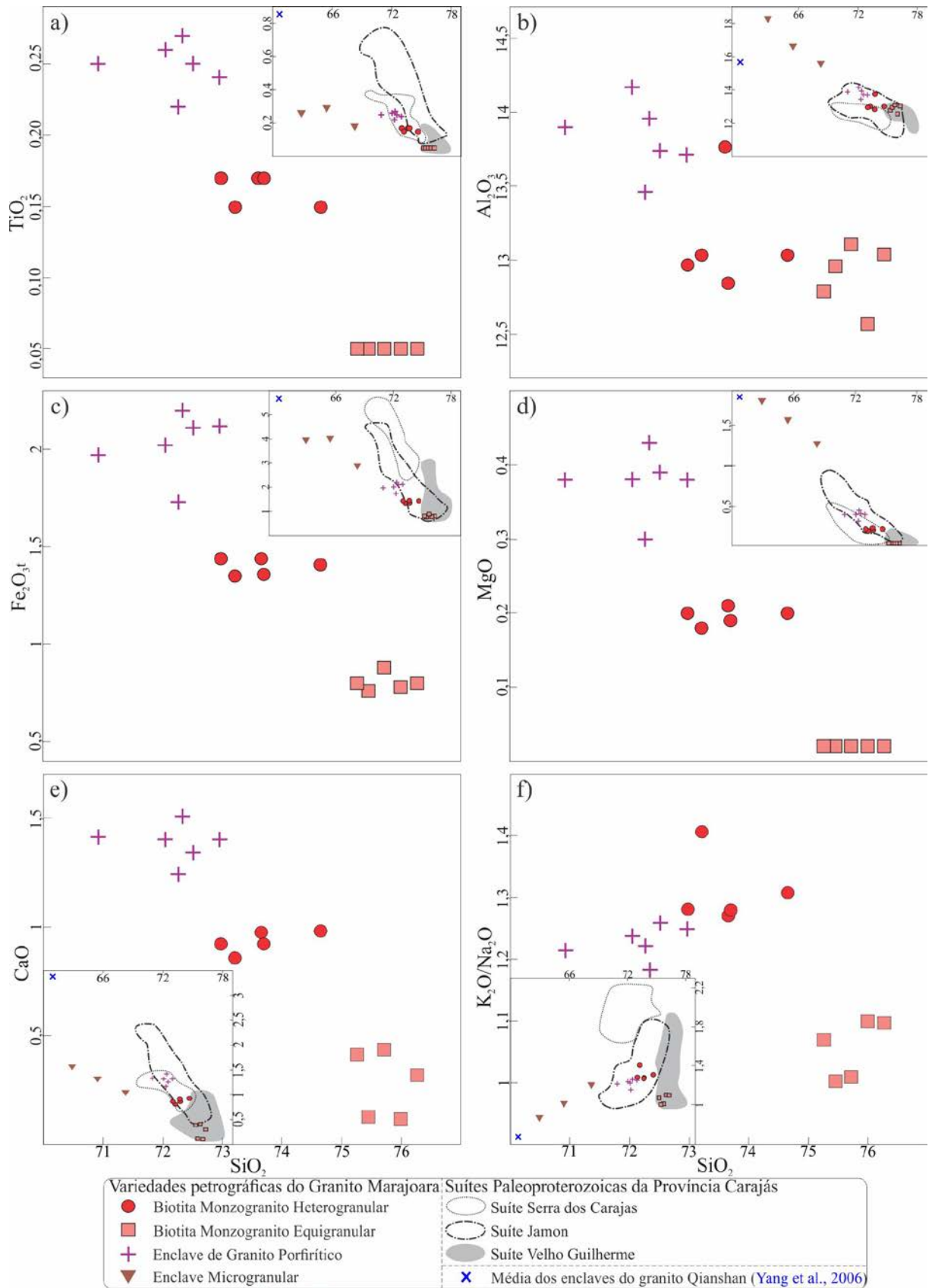


Figura 7 - Diagrama de Harker dos elementos maiores do Granito Marajoara. O encarte de cada diagrama ilustra a amplitude de todas as amostras além de campos comparativos referentes às rochas das diferentes suítes paleoproterozoicas da Província Carajás.

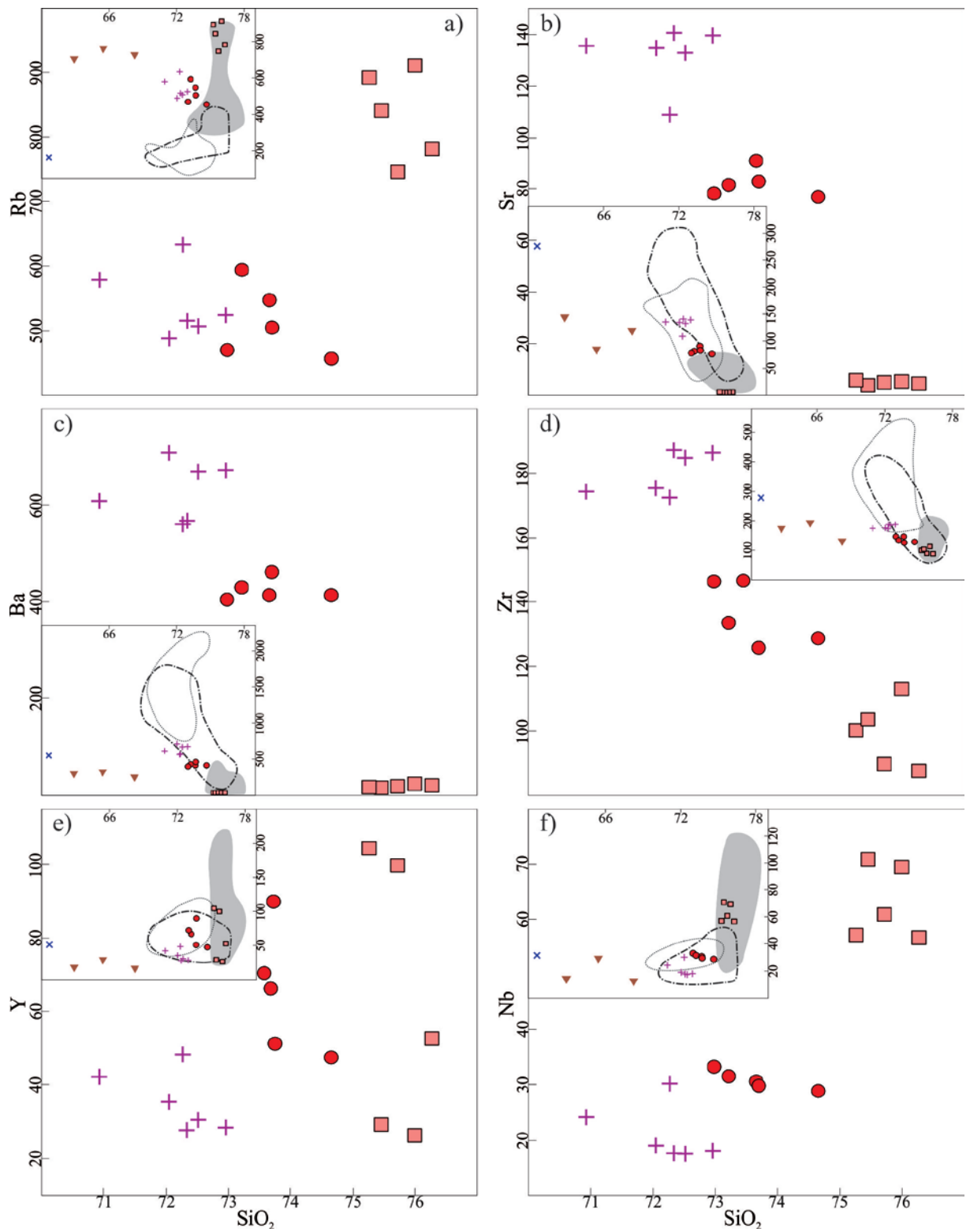


Figura 8 - Diagrama de Harker dos elementos traços do Granito Marajoara. Encartes e símbolos assim como na Figura 7.

### 5.3 ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os dados analíticos dos elementos terras raras e suas plotagens correspondentes mostram que as principais variedades que constituem o GrMj apresentam pouco ou nenhum fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) resultando em padrões horizontalizados (Figura 9a) e baixas razões  $La/Yb_N$ , as quais aumentam ligeiramente da fácies BMzE (1,01-1,18) para as amostras BMzH (3,69-5,29) (Tabela 3). No entanto, a primeira fácies mostra um padrão mais fracionado com uma acentuada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^*=0,06-0,15$ ), enquanto que esta última possui anomalia de Eu moderada ( $Eu/Eu^*=0,25-0,27$ ). Os *enclaves* apresentam um maior fracionamento de ETRP quando comparados às variedades graníticas, sendo que o empobrecimento em ETRP é mais acentuado nos EMg ( $La/Yb_N = 13,08$ ) em relação aos EGp ( $La/Yb_N = 9,46$ ) (Figura 9c). O padrão menos fracionado destes *enclaves* é corroborado pela presença de anomalias negativas de Eu menos pronunciadas do que aquelas observadas nas variedades monzograníticas, que passam de discretas nos EMg ( $Eu/Eu^*=0,53$ ) à moderadas nos EGp ( $Eu/Eu^*=0,31$ ). Nos diagramas multielementos observa-se que todas as variedades mencionadas anteriormente apresentam anomalias negativas para Ba, Nb, Sr, P e Ti (Figuras 9b,d). No entanto, estas são mais discretas nas amostras pertencentes aos *enclaves*, e com exceção do Nb, tornam-se mais expressivas na variedade mais evoluída (BMzE), enquanto nas rochas BMzH tais anomalias tendem a apresentar comportamento transicional, porém mais próximo daqueles identificados nos *enclaves*.

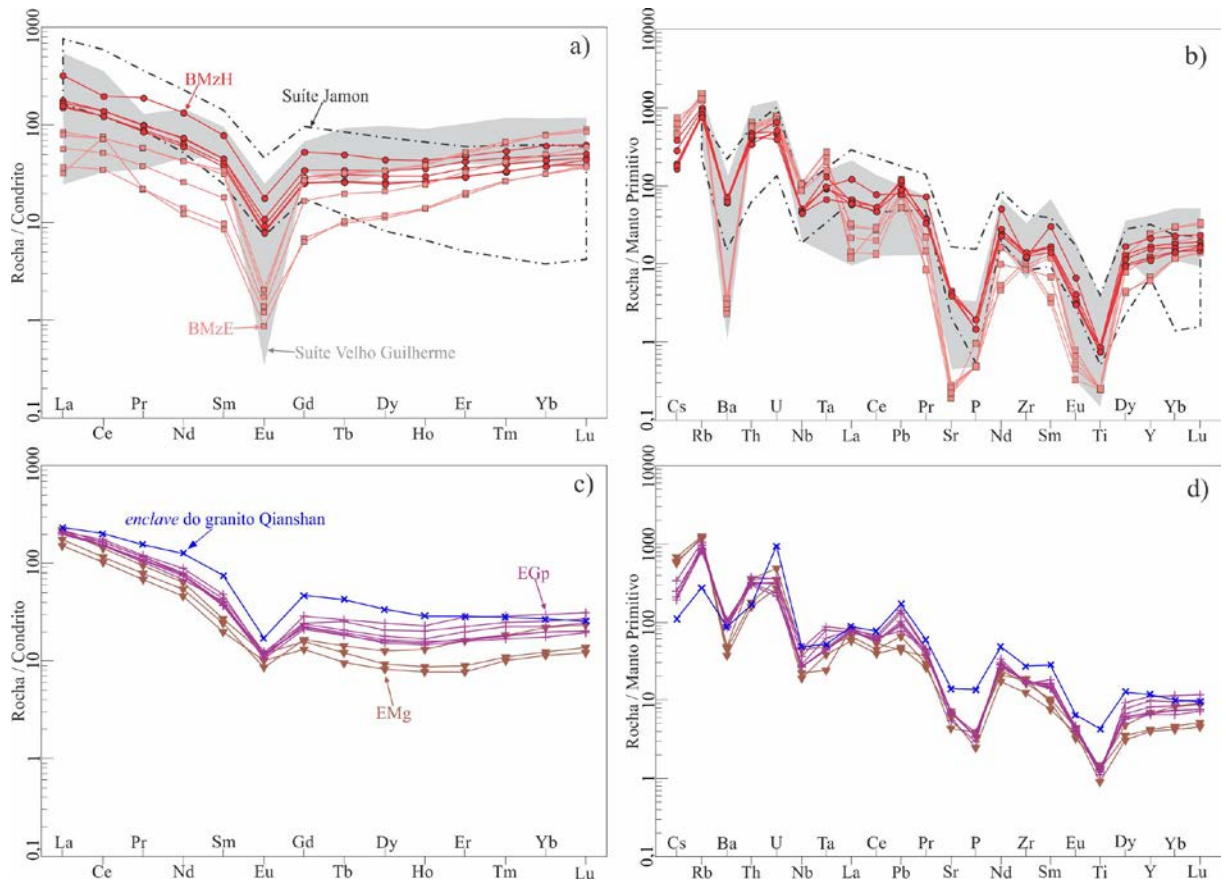


Figura 9 - Diagrama de elementos terra-rara do Granito Marajoara: a) e c) normalizados de acordo com o condrito de Evensen *et al.* (1978); b) e d) diagramas de multielementos normalizados pelos valores do Manto Primitivo de MacDonough & Sun (1995). Símbolos assim como na Figura 7.



## 6 GEOCROLOGIA U-Pb

### 6.1 INTRODUÇÃO

Para obtenção da idade de cristalização do GrMj foi selecionada a amostra GDR-9F pertencente à variedade BMzH, a qual foi analisada na microsonda SHRIMP II (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da Universidade de São Paulo (USP) com os procedimentos analíticos e parte das reduções conduzidas de acordo com Sato *et al.* (2008), Willians (1998) e Stern (1998). As rochas foram trituradas e os minerais pesados foram separados do pó de rocha usando líquidos pesados (TBE-tetrabromoetano) e um separador magnético Frantz. Os zircões foram selecionados a mão e colocados em uma montagem de epóxi, que foi polida para expor uma seção transversal dos cristais. Foram selecionados e analisados 18 cristais dos quais 5 forneceram resultados para o cálculo da idade. As concentrações de U, Pb e Th foram calibradas de acordo com o zircão padrão Temora (Black *et al.* 2003). As imagens de catodoluminescência (CL) (Figura 10a), foram obtidos no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB), no Centro de Pesquisas Geológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As imagens fornecem informações importantes sobre a morfologia do zircão e a estrutura interna, permitindo a seleção dos melhores locais para análises pontuais, e também representam uma ajuda importante na interpretação dos resultados.

### 6.2 RESULTADOS

Os dados foram plotados no diagrama de concórdia (Figura 10b) usando o software ISOPLOT 4 (Ludwig 2003, 2009), sendo que a seleção de cristais considerou o máximo conteúdo de chumbo comum de 1,5% e o erro da razão individual abaixo de 7% além da baixa discordância entre grãos (até 5%), uma vez que a discordância que é comumente observada em diagramas de concordia demonstra que todos os zircões em uma dada rocha não podem ser tratados como um único sistema fechado em relação ao sistema U-Pb. Esta pode ser explicada pela perda de Pb (ou, menos provável, perda de U ou aumento de U ou Pb) por difusão (por exemplo, Tilton 1960, Wasserburg 1963, Wetherill 1956a, b) ou que as populações são misturas, incluindo zircões de mais de uma idade (por exemplo, Gebauer & Grünenfelder 1979, Sommerauer 1974, Steiger & Wasserburg 1966) ou ainda que os grãos individuais são compostos, incluindo zonas que cresceram em duas ou mais vezes (por exemplo, Black *et al.* 1986, Kinny *et al.* 1988). As imagens de catodoluminescência dos cristais utilizados para o método U-Pb SHRIMP, mostram fraturas e pequenas inclusões

irregulares, a maioria dos grãos exibe zoneamento oscilatório concêntrico, embora o zoneamento do setor seja relativamente comum. As imagens mostraram também que os mesmos não apresentam núcleos herdados onde os grãos de zircão são euédricos a subédricos, de médio a longo, com terminações piramidais que por vezes podem ser arredondados e tamanhos variáveis em torno de 70-300  $\mu\text{m}$  de comprimento e 40-200  $\mu\text{m}$  de largura, além disso a faixa restrita de razões Th/U, combinada com a concordância ou a quase concordância das análises é uma forte evidência de que esses zircões permaneceram como sistemas químicos fechados desde a cristalização, permitindo dessa forma interpretar as idades obtidas como sendo de cristalização desse magma. O diagrama concórdia mostra uma idade de intercepto superior de  $1885 \pm 6$  Ma com MSWD de 0,15, e que é coincidente com as idades de cristalização dos demais granitos paleoproterozóicos da Província Carajás, em especial daqueles da Suíte Jamon (Tabela 4 e Figura 10).

Tabela 4 - Dados de U-Pb SHRIMP para cristais de zircão da amostra GDR-9F do GrMj.

Furo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb206 (comm) %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	err(%) 1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	err(%) 1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err(%) 1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	err(%) 1 $\sigma$
(2.1)	25	30	1,25	-0,1888	0,3470	1,6	5,73	2,3	0,1198	1,6	1953	29
(8.1)	27	38	1,44	0,3236	0,3492	1,6	5,63	2,4	0,1153	0,6	1910	31
(10.1)	101	123	1,25	0,0033	0,3436	1,2	5,51	1,6	0,1162	0,9	1889	17
(16.1)	72	69	0,99	0,1461	0,3380	1,3	5,33	1,8	0,1144	1,1	1871	21
(19.1)	317	230	0,75	0,0828	0,3331	1,1	5,27	1,2	0,1147	0,5	1875	9

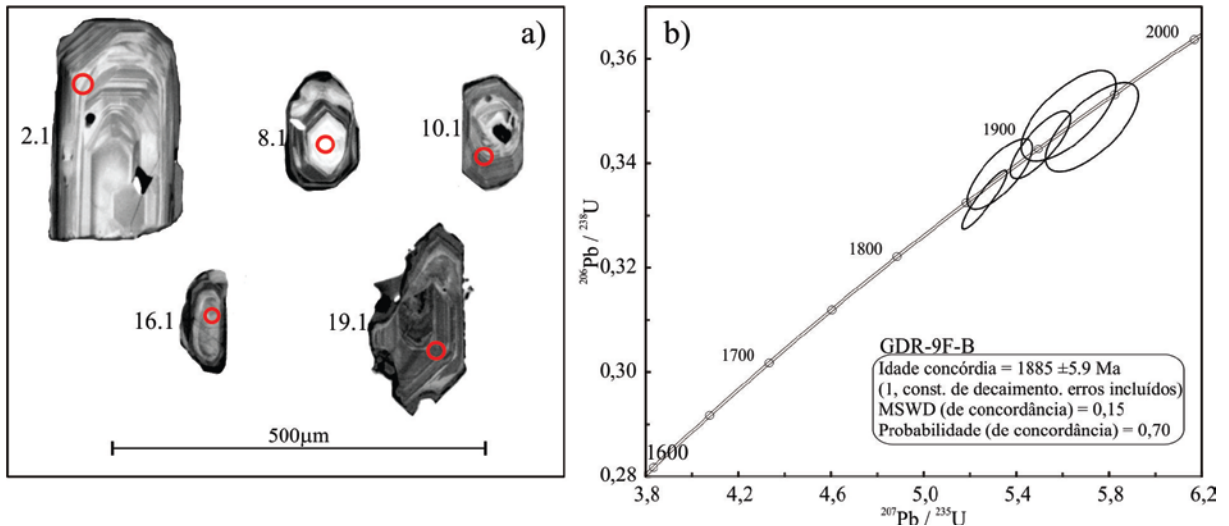


Figura 10 - a) Imagens por catodoluminescência (CL) mostrando estruturas internas dos cristais de zircão, pontos analisados em círculo vermelho; b) Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  com os grãos de zircão datados da amostra.

## 7 DISCUSSÕES

### 7.1 CLASSIFICAÇÃO E TIPOLOGIA

As duas principais variedades petrográficas identificadas no GrMj possuem, em geral, teores elevados de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (7,97 – 8,76%), HFSE [Y (26,30 – 104,40 ppm) e Nb (29,0 – 70,90 ppm)], assim como altas razões  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{Mg})$  (0,86 – 0,98) e  $\text{Ga}/\text{Al}$  (2,76 – 4,59), e baixas concentrações de CaO (0,11 – 0,93%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,56 – 13,77%) e Sr (3,80 – 91,30 ppm). Diferentemente destas, as amostras dos EMg são marcadas pelas mais baixas concentrações de Y (17,30 – 29,30 ppm) e Nb (12,60 – 29,0), baixas razões  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{Mg})$  (0,66 - 0,70) e teores mais elevados de CaO (1,05–1,56%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15,60 – 18,30%) e Sr (85,50 – 145,0 ppm); nas amostras pertencentes aos EGp estes valores são intermediários entre os dois grupos de rocha.

A classificação química das rochas do GrMj mostra que elas são saturadas em sílica. No diagrama P – Q (Debon & Le Fort 1983), conforme Figura 11a, estas alinham-se paralelamente ao *trend* subalcalino e plotam nos campos dos adamelitos (monzogranitos), com exceção das amostras representativas dos EMg, que em geral, apresentam composição entre (quartzo) monzonítica, indicando seu caráter menos evoluído (Figura 11a). No diagrama A-B (Debon & Le Fort 1983), nota-se que tais variedades são essencialmente peraluminosas, com exceção de duas amostras, uma da variedade BMzH e outra do EGp, que apresentam leve tendência metaluminosa (Figura 11b). Nota-se ainda que as amostras dos EMg apresentam a somatória  $\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$  claramente superior àquelas das demais fácies. Os valores médios da razão  $A/\text{CNK}$  nos *enclaves* variam de 1,06 (EMg) a 1,01 (EGp), já nas demais variedades graníticas estão entre 1,02 (BMzH) e 1,09 (BMzE) - Tabela 3. No diagrama de definições de series magmáticas  $100*(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO})/(\text{FeO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  de Sylvester (1989), para amostras com conteúdo de  $\text{SiO}_2$  superiores a 68%, aquelas que formam o GrMj demonstram afinidade com rochas alcalinas e cálcico-alcalinas fortemente fracionadas (Figura 11c).

Os diagramas que utilizam padrões de distribuição para elementos traços são utilizados para discriminação de ambientes tectônicos de rochas graníticas. Neste caso, utilizando o parâmetro de Pearce *et al.* (1984), com a relação Nb – Y (Figura 12a), nota-se que as amostras das fácies do GrMj concentram-se exclusivamente no campo definido para granitos de ambiente intraplaca (WPG). No entanto, algumas amostras dos *enclaves* incidem no campo dos granitos de arco ou sin-colisionais (VAG e syn-COLG) como consequência de seus teores relativamente mais baixos para esses elementos. Seus conteúdos relativamente

elevados de  $\text{SiO}_2$  ( $> 70\%$ ), Zr, Nb, Y, Ga, ETR, e da razão Fe/Mg, assim como seus baixos conteúdos de CaO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , MgO, Ba e Sr, os aproximam dos granitos do Tipo-A de Whalen *et al.* (1987), como pode ser visto no diagrama que relaciona a razão  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  e a somatória  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Figura 12b). As amostras do EGp e da fácies BMzH apresentam maior variação nas razões Ga/Al, resultando em um comportamento transicional entre o campo dos granitos tipo-A e aqueles do tipo I e S. No diagrama Nb-Y-3Ga de Eby (1992), que é utilizado para discriminar a afinidade em relação à fonte de granitos, nota-se que o GrMj é afim daqueles do subtipo A2 (Figura 12c). Segundo Eby (2006) granitos do subtipo A2 podem ser formados por diferenciação de toleíta continental, com graus variáveis de interação crustal ou por fusão direta de uma fonte crustal (*undeplating*). A maioria das amostras BMzE incidem no campo dos granitos do subtipo A1 por serem comparativamente mais enriquecidas em Nb.

Na classificação proposta por Frost *et al.* (2001), que utiliza índice de  $\text{Fe}^*$  para distinguir granitos ferrosos daqueles de afinidade magnésiana, o comportamento da razão  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  permite classificar as fácies petrográficas do GrMj, assim como os EGp, como afins dos granitos ferrosos, enquanto que as amostras dos EMg incidem no campo dos granitos magnésianos (Figura 11d). No entanto, nota-se dentre as variedades afins dos granitos ferrosos, uma ampla variação nos valores desta razão, os quais são mais elevados na fácies BMzE ( $\geq 0,97$ ) e mais baixos nas amostras de EGp ( $\geq 0,82$ ), enquanto que a fácies BMzH apresenta valores intermediários (0,86 - 0,87). Diferentemente do que é observado nestas variedades, as amostras pertencentes ao EMg apresentam valores da razão  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  significativamente mais baixos ( $\leq 0,70$ ). Esta razão também foi utilizada por Dall'Agnol & Oliveira (2007) para distinguir granitos tipo-A de granitos cálcico-alcalinos, bem como granitos de natureza oxidada daqueles reduzidos. Na Figura 11d, o comportamento distinto para a razão  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  das amostras analisadas permitem distingui-las como: as rochas pertencentes à facies BMzE mostram um caráter francamente reduzido, enquanto que aquelas referentes à variedade BMzH são afins dos granitos oxidados, que são menos ferrosos e mais magnésianos do que o primeiro tipo. Apesar das amostras dos EGp incidirem no campo dos granitos tipo-A oxidados, mostram também afinidades com o *trend* dos granitos cálcico-alcalinos fracionados; por sua vez, os EMg são claramente de tendência cálcico-alcalina.

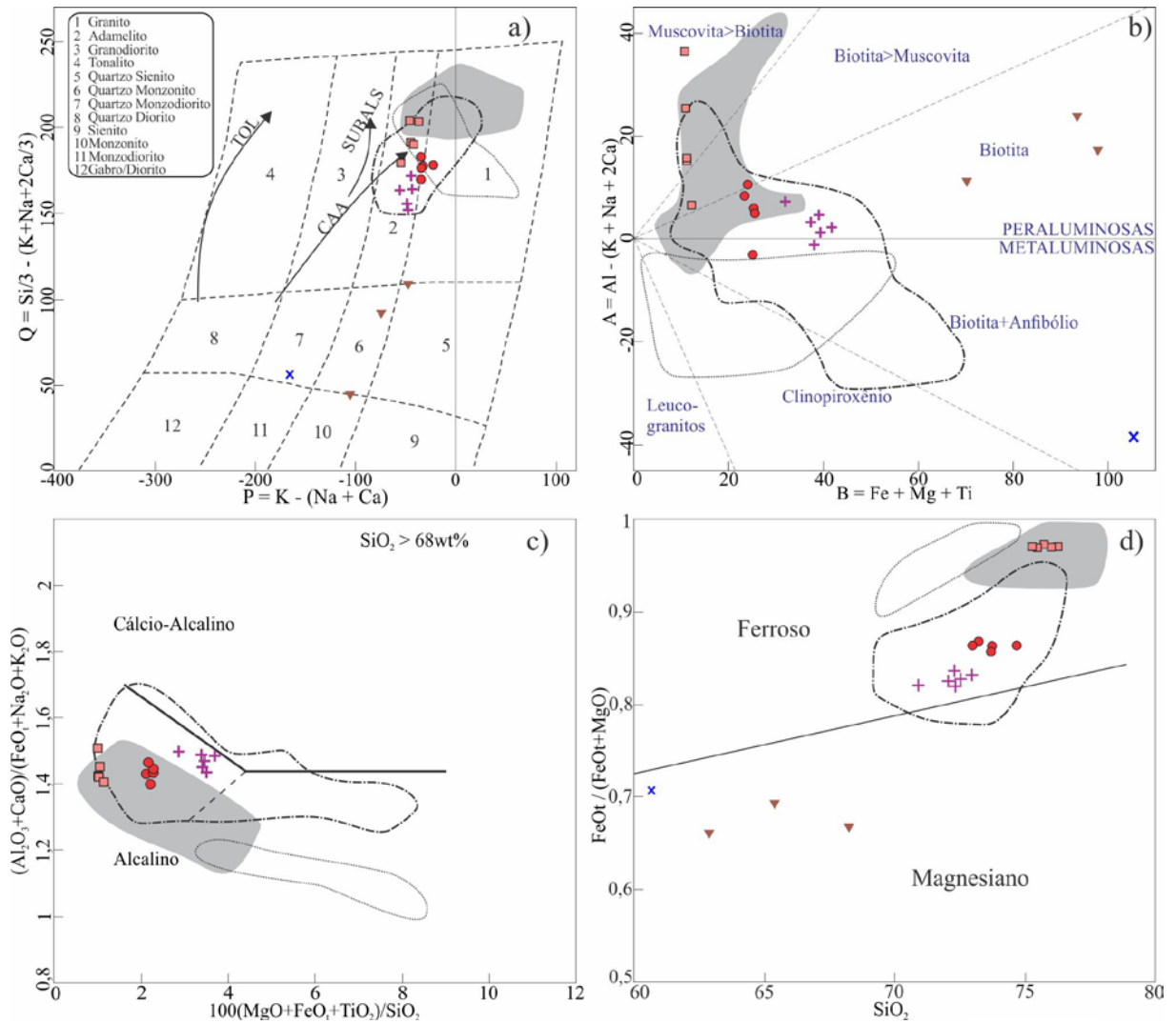


Figura 11 - Classificação geoquímica do Granito Marajoara. a) Diagrama P – Q de Debon & Le Fort (1983), CAA – Cálculo-alcalino, SUBALS – Subalcalino Sódico, TOL - Toleítico; b) Diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983); c) Diagrama de definições de series magmáticas de Sylvester (1989); d) Diagrama de Frost *et al.* (2001) que distingue granitos ferrosos de magnesianos. Símbolos assim como na Figura 7.

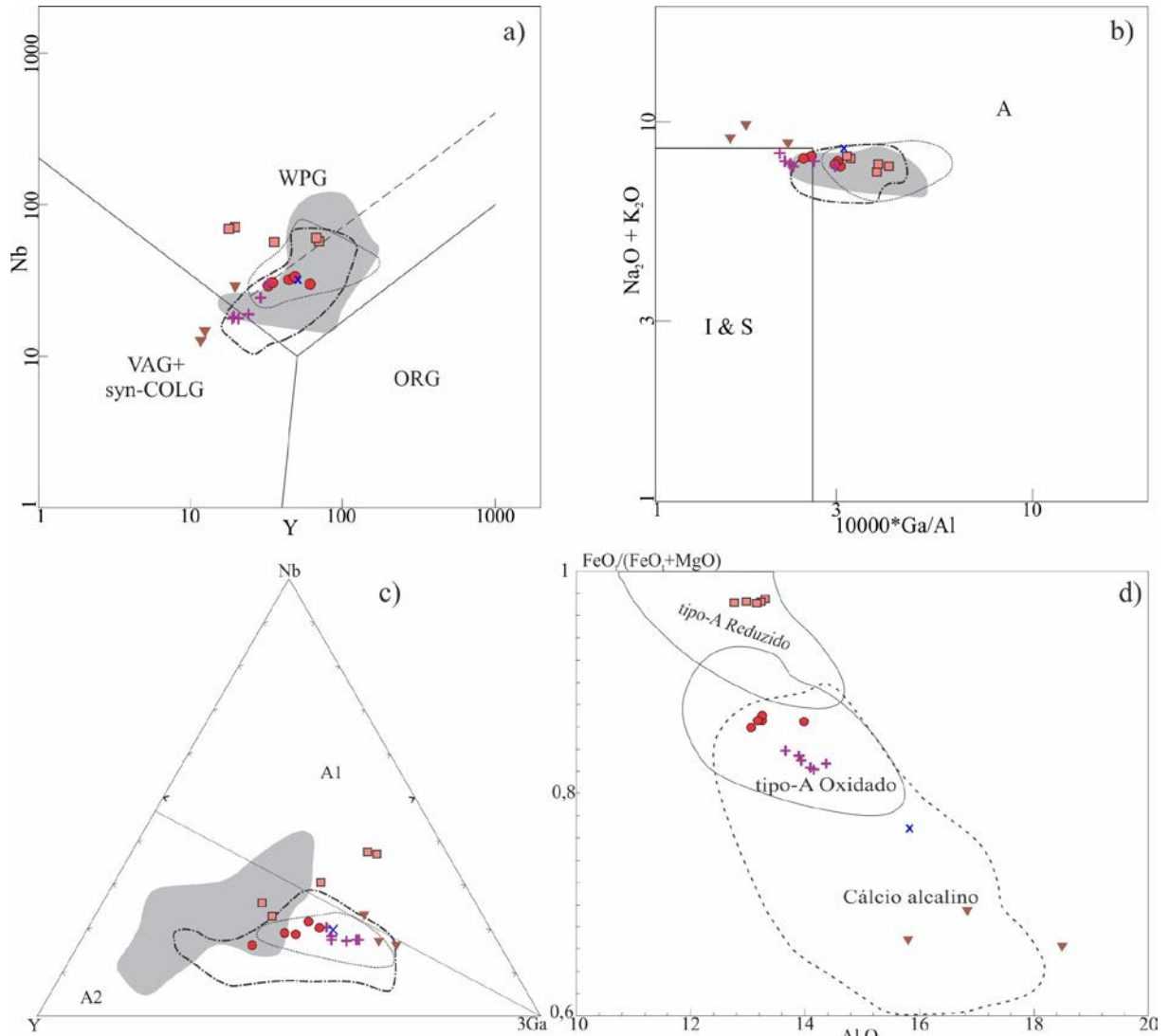


Figura 12 - Classificação tectônica do Granito Marajoara: a) Pearce *et al.* (1984); b) Whalen *et al.* (1987); c) Eby (1992); d) Dall'Agnol & Oliveira (2007). Símbolos assim como na Figura 7.

### 7.1.1 Comparações com corpos análogos da Província Carajás

Assim como apontado pelos dados geoquímicos, o plúton Marajoara mostra fortes afinidades mineralógicas e texturais com os demais granitos paleoproterozoicos da Província Carajás. Em termos petrográficos, são formados por rochas monzograníticas com conteúdo de minerais máficos, em sua maioria, inferiores a 5%. Suas fácies apresentam ainda, conteúdos significativos de fluorita e allanita, e ausência de anfibólio e escassez de titanita magmática. Sob tais aspectos, os plútons estudados mostram fortes afinidades com os granitos das suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás, onde nos primeiros não ocorre titanita magmática e há um enriquecimento em fluorita e topázio, e nos últimos, a titanita é rara ou ausente, sendo fluorita e allanita mais frequentes (Dall'Agnol & Oliveira 2007). Com respeito aos granitos oxidados da Suíte Jamon, divergem sobretudo de suas fácies menos evoluídas as quais são

marcadas pela presença frequente de anfibólio e conteúdo de minerais ferromagnesianos elevados, entre 5 e 20%, onde a titanita magmática é uma fase comum, juntamente com zircão, apatita, magnetita, ilmenita e allanita (Oliveira *et al.* 2009). No entanto, a ocorrência expressiva de magnetita nas rochas pertencentes à fácies BMzH e a maior escassez deste mineral na variedade BMzE do GrMj, assim como naquelas dos demais corpos das suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás, aproxima as primeiras das variedades que representam os estágios finais de construção dos plutons da Suíte Jamon, onde a biotita é o principal mineral ferromagnesiano.

Anderson & Morrison (2005) estabeleceram que a razão  $\text{FeOt}/(\text{MgO}+\text{FeOt})$  em rocha total nos granitos da série magnetita de Laurentia tipicamente variam entre 0,80 e 0,88, enquanto que naqueles pertencentes à série ilmenita são mais elevadas ( $>0,88$ ). Com base nisto, nota-se nos diagramas que utilizam o índice de  $\text{Fe}^*$  [ $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ ] como parâmetro de classificação de granitos, como aqueles de Frost *et al.* (2001) e Dall'Agnol & Oliveira (2007), que as amostras estudadas incidem tanto no campo dos granitos ferrosos reduzidos (fácies BMzE com  $\text{Fe}^* \geq 0,97$ ) quanto naquele dos granitos ferrosos oxidados (fácies BMzH com  $\text{Fe}^*$  entre 0,86 e 0,87), atestando suas afinidades pelos granitos da série ilmenita das suítes Velho Guilherme/Serra dos Carajás ( $\text{Fe}^*$  de 0,89 a 0,99) e aqueles da série magnetita da Suíte Jamon ( $\text{Fe}^*$  entre 0,83 e 0,94), respectivamente (Figuras 11d e 12d). Além disso, as afinidades entre estes grupos de rochas se dá também pelos aspectos mais evoluídos dos granitos reduzidos, os quais apresentam teores, em geral, mais baixos de Ca, Sr, Ti, Zr, Ba e da razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  e elevados de Rb, Nb, Y e Ga em relação aqueles de caráter oxidado (Figuras 7 e 9). Neste sentido, no que se refere à amplitude das anomalias negativas de Eu apresentadas pelos corpos das suítes paleoproterozoicas de Carajás, aquelas de amplitude moderada presentes do GrMj pertencem exclusivamente às rochas da variedade BMzH e são coincidentes com aquelas apresentadas pelos corpos oxidados da Suíte Jamon, as quais são bastante distintas daquelas de amplitude acentuada apresentadas pela fácies BMzE do GrMj, e que se assemelham, neste aspecto, àquelas atribuídas aos corpos da Suíte Velho Guilherme (Figura 9a). Tal correlação também é mantida pela variação de magnitude das anomalias negativas Ba, Sr, P e Ti das fácies do GrMj (Figura 9b).

Dados de susceptibilidade magnética (SM) e de caracterização de minerais óxidos de Fe-Ti foram obtidos nas principais variedades que constituem o GrMj, com intuito de reforçar suas afinidades petrológicas. Tais informações estão sumarizadas no quadro e histograma de frequência da Figura 13, juntamente com as demais informações sobre as assinaturas magnéticas das suítes paleoproterozoicas de Carajás. Os valores de SM estão relacionados,

sobretudo, ao conteúdo modal de magnetita, e que sob estes aspectos, foi possível distinguir tais suítes com base no grau de oxidação de seus magmas geradores (Dall'Agnoll *et al.* 2005). Estes decrescem da suíte oxidada Jamon ( $1,05 \times 10^{-3}$  a  $54,73 \times 10^{-3}$  SIv) passando pela moderadamente reduzida Serra dos Carajás ( $1,0 \times 10^{-3}$  a  $5,0 \times 10^{-3}$  SIv) até aquela de caráter fortemente reduzido Velho Guilherme, que detém os valores mais baixos de SM ( $< 1,0 \times 10^{-3}$  SIv). De acordo com a terminologia de Ishihara (1977), os granitos da Suíte Jamon pertencem à série magnetita, onde os conteúdos modais de minerais de óxidos de Fe-Ti estão entre 0,5 e 2% e a magnetita é dominante sobre a ilmenita. Nos granitos das suítes moderada e fortemente reduzidas estas concentrações são inferiores a 1 e 0,7%, respectivamente, com magnetita escassa. Em especial, nas variedades sienogranítica da Suíte Velho Guilherme, o conteúdo de minerais opacos é normalmente inferior a 0,1%, a magnetita é ausente, e são classificadas como da série ilmenita.

O estudo de petrologia magnética aplicado às rochas do GrMj mostrou que os valores de SM são variáveis (entre  $1,23 \times 10^{-5}$  e  $6,46 \times 10^{-3}$  SIv), no entanto, nota-se que suas fácies apresentam um padrão no comportamento de SM contrastantes (distribuição bimodal): na variedade BMzH os valores de SM ficam entre  $2,46 \times 10^{-4}$  e  $6,46 \times 10^{-3}$ , enquanto que nas rochas BMzE estes valores são extremamente baixos, entre  $1,23 \times 10^{-5}$  e  $2,67 \times 10^{-5}$ . Neste sentido, fica claro no histograma de frequência da Figura 13, que apesar de não existir uma total coincidência entre os limites de seus valores de SM, que o comportamento magnético do GrMj se aproxima tanto daquele dos granitos oxidados da Suíte Jamon e das variedades mais magnéticas da Suíte Serra dos Carajás (fácies BMzH), quanto dos corpos formados em condições mais reduzidas da Suíte Velho Guilherme (Fácies BMzE). Nota-se nas rochas do GrMj um aumento nos valores de SM com o acréscimo do conteúdo de minerais opacos, onde a variedade BMzH apresenta as maiores concentrações ( $\geq 0,8\%$ ), e a magnetita é amplamente dominante com ilmenita subordinada; por outro lado, as rochas BMzE apresentam baixos conteúdos de minerais opacos ( $\leq 0,5\%$ ), assim como ausência de magnetita, tendo a ilmenita como o único mineral óxido de Fe-Ti. Tais aspectos sugerem que o GrMj é um plúton formado por injeções de magmas de naturezas distintas, afins dos granitos reduzidos da série ilmenita e daqueles formados em condições oxidadas, da série magnetita.



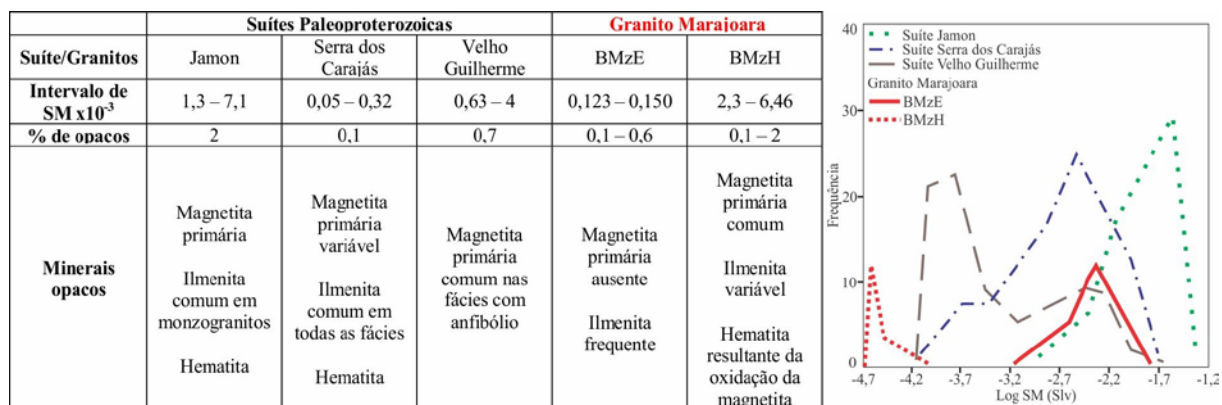


Figura 13 - Quadro e histograma de frequência comparativos mostrando as principais características em termos de SM e minerais óxidos de Fe-Ti de cada fácies do GrMj em relação às demais suítes da Província Carajás. SM em Sistema Internacional de unidades de volume.

## 7.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DO GRANITO MARAJOARA

Diversos modelos petrogenéticos têm sido propostos para a geração de granitos tipo-A onde sua origem estaria geralmente associada à anatexia crustal provocada por *underplating* máfico (Dall’Agnol *et al.* 1999a, Huppert & SParks 1988, Rämö & Happala 1995). Tais modelos adotam diferentes fontes ligadas a processos que variam desde fusão parcial de tonalitos, granodioritos (Anderson 1983, Anderson & Bender 1989, Creaser *et al.* 1991, King *et al.* 2001) e quartzo-dioritos (Dall’Agnol *et al.* 1999c) até diferenciação de basaltos toleíticos (Frost & Frost 1997). Cristalização fracionada de basaltos alcalinos (Eby, 1992) ou de outro magma derivado do manto (Bonin, 1986), e fusão de fontes granulíticas residuais (Clemens *et al.* 1986, Collins *et al.* 1982) também têm sido proposto para origem de granitos tipo-A. Embora o modelo de fonte residual possa explicar algumas características dos granitos tipo-A, rochas empobrecidas (granulitos) não teriam composições adequadas para gerar este tipo de magma (altos conteúdos de LILE (Ba), HFSE e das razões Fe/Mg e K+Na/Ca), para as quais seria esperado uma assembleia mineral contendo quartzo, biotita, K-feldspato e plagioclásio na fonte (Creaser *et al.* 1991). Da mesma forma, o modelo de um magma máfico como precursor não parece ser o mais adequado para explicar a origem dos granitos tipo-A, uma vez que suas rochas-fonte deveriam conter minerais acessórios como apatita, zircão e titanita (King *et al.* 2001). Neste sentido, basaltos toleíticos não podem explicar a origem de granitos oxidados tipo-A da série magnetita (Anderson & Bender 1989, Anderson & Morrison 2005, Dall’Agnol *et al.* 2005), uma vez que a partir da cristalização fracionada de fundidos toleíticos ricos em Fe será produzido magmas reduzidos, por onde seria teoricamente possível explicar a baixa  $fO_2$  e as razões Fe/Mg mais elevadas dos granitos rapakivi da série ilmenita (Frost & Frost 1997, Frost *et al.* 1999).

Um modelo alternativo adotado para a origem de magmas com conteúdo de H<sub>2</sub>O e características geoquímicas compatíveis com aquelas de granitos tipo-A, envolve a fusão parcial de granitoides cálcico-alcálicos a uma taxa de ~ 15% a 40% (Creaser *et al.* 1991). Experimentos de fusão-desidratação com ganisses tonalíticos magnesianos contendo diferentes proporções de biotita e anfibólio apontam que granitos ferrosos podem ser originados somente em níveis crustais rasos (4kbar, 950° C), que por outro lado, em condições de pressões mais elevadas (8 kbar), o *melt* produzido é magnesiano e fortemente peraluminoso (Bogaerts 2006, Patiño Dulce 1997, Skjerlie & Johnston 1993). Para os granitos tipo-A paleoproterozoicos da Província Carajás, Dall’Agnol *et al.* (2005) propuseram modelos análogos a este, e que de um modo geral, adotam fontes crustais arqueanas para as três suítes mencionadas anteriormente. Para os granitos oxidados da série magnetita da Suíte Jamon foi proposto uma fonte quartzo diorítica com 25 – 30% de fusão (Dall’Agnol *et al.* 1999c), enquanto que para magma formador da Suíte Velho Guilherme admite-se uma fonte mais enriquecida em K-feldspato, podendo incluir componentes de rochas sedimentares; para os plútons da Suíte Serra dos Carajás atribui-se uma fonte quartzo-feldspática de composição intermediária àquelas das demais suítes, ou ainda, podendo ser similar à fonte da Suíte Velho Guilherme, porém mais máfica, ou resultado de maior grau de fusão parcial.

Os dados petrográficos, geoquímicos, e, sobretudo aqueles de petrologia magnética obtidos para o GrMj, indicam que este apresenta fortes afinidades petrogenéticas tanto com os plútons de caráter reduzido da Suíte Velho Guilherme quanto com os oxidados da Suíte Jamon. A natureza distinta dos magmas formadores das variedades petrográficas que constituem o GrMj traduz tal ambiguidade. A presença marcante de *gaps* composicionais entre seus conjuntos de amostras indicam que tais variedades representam líquidos distintos e que não evoluíram por cristalização fracionada (Figuras 7 e 8). Neste sentido, a fácies BMzH possui características de granito oxidado coincidentes com aquelas atribuídas aos plútons da Suíte Jamon. Seus magmas iniciaram cristalização sob uma temperatura de ~870°C e pressão relativamente alta (>6 kbar), que decrescem gradualmente para temperaturas de ~700°C e pressão  $3,2 \pm 0,7$  kbar nos estágios finais de cristalização/colocação. Estes apresentam ainda conteúdos elevados de H<sub>2</sub>O (4,5 a 6,5%) e uma evolução em condições de  $fO_2$  relativamente oxidante (~NNO + 0,5) (Dall’Agnol *et al.* 1999b). Os valores elevados de SM (Figura 13) observados na variedade BMzH do GrMj, aliado à presença no estágio magmático da paragênese titanita (idiomórfica) + magnetita + quartzo, indicam que as condições elevadas de  $fO_2$  próximas às do tampão HITMQ devem ter reinado durante a formação de tais rochas. As transformações pós-magmáticas destes óxidos, em particular o processo de martitização da

magnetita e a exsolução de hematita nos cristais de ilmenita, sugerem que a  $fO_2$  deva ter crescido durante o estágio *subsolidus*. Desse modo, condições acima do tampão HM foram atingidas localmente para que se alcançassem os parâmetros físico-químicos para o início de tais reações.

A variedade BMzE do GrMj possui fortes afinidades composicionais com os granitos evoluídos da Suíte Velho Guilherme, e que claramente as distinguem das demais suítes paleoproterozoicas. Apresentam as mais altas razões  $FeOt/(MgO+FeOt)$  ( $\geq 0,97$ ), ocorrência expressiva de ilmenita e escassez de magnetita, assim como baixos valores de SM, indicando que seus magmas foram gerados em condições mais redutoras do que aquelas atribuídas aos corpos da Suíte Jamon, provavelmente um pouco abaixo do tampão FMQ ( $fO_2 \sim NNO -1,5$ ; Dall'Agnol *et al.* 1999b). Tais rochas foram provavelmente derivadas de líquidos com temperaturas inferiores ( $<800^\circ C$ ) àquelas das variedades portadoras de anfibólio da Suíte Velho Guilherme, para as quais estima-se que seus magmas tiveram início de cristalização em  $\sim 850^\circ C$  com conteúdo de  $H_2O$  entre 4 e 5% e colocação sob condições de baixa pressão, da ordem de  $1,0 \pm 0,5$  kbar (Dall'Agnol *et al.* 2005). O caráter reduzido essencialmente peraluminoso, o padrão horizontalizado dos ETRP e as proeminentes anomalias negativas de Eu das amostras BMzE, as quais são inteiramente coincidentes com aquelas desenhadas pelas rochas da Suíte Velho Guilherme, indicam além de um importante fracionamento de feldspato, que a fonte de seu magma foi mais enriquecida em k-feldspato e mais radiogênica ( $\pm$  pelítica) do que aquela atribuída às rochas do Granito Jamon (quartzo-diorito pobre em si).

As restrições mineralógicas e geoquímicas envolvidas no modelo de uma fonte granulítica empobrecida, os magmas formadores das suítes paleoproterozoicas de Carajás são relativamente enriquecidos em  $H_2O$  (4 a 6%), tornando improvável a hipótese de que a origem das rochas do GrMj possa estar ligada a uma fonte residual. Alternativamente, entretanto, seria possível ainda explicar a baixa  $fO_2$  da variedade BMzE, bom como daquelas de caráter reduzido da Suíte Velho Guilherme, a partir da diferenciação de basaltos toleíticos. No entanto, excetuando a ocorrência de diques associados às suítes paleoproterozoicas, rochas máficas e intermediárias de mesma idade não têm sido descritas em Carajás, que aliado à ausência de faialita e clinopiroxênio nestas rochas, contrasta com o modelo toleítico proposto para explicar a origem dos granitos rapakivi do SW dos Estados Unidos (Batólito Shermam), para os quais é atribuído uma temperatura de cristalização de  $\sim 900^\circ C$  (Frost *et al.* 1999). A alta  $fO_2$  atribuída à variedade BMzH, análoga àquela dos granitos da série magnetita, sugere que a mesma foi gerada a partir da fusão parcial de rochas cálcico-alcálicas de natureza

oxidada, capaz de produzir líquidos tipo-A em condições acima do tampão FMQ (Skerjlie & Johnston's 1993).

### 7.2.1 Origem dos enclaves pórfiros (EGp)

O GrMj apresenta uma restrita variação composicional, cujos valores de SiO<sub>2</sub> (entre 72,97 e 76,27%) são coincidentes com aqueles das fácies mais evoluídas das demais suítes paleoproterozoicas. Por outro lado, as amostras pertencentes aos *enclaves* são as mais empobrecidas em sílica, sendo que naquelas pertencentes aos EGp os conteúdos de SiO<sub>2</sub> são ligeiramente inferiores (70,92 – 72,96%) ao da fácies BMzH (72,97 – 74,64%), enquanto que os conteúdos significativamente mais baixos deste óxido são encontrados nas rochas de EMg (62,88 - 68,24%). Tal comportamento também é acompanhado pela variação no conteúdo dos demais elementos maiores e traços nestas rochas, produzindo *trends* lineares, porém descontínuos entre todos os grupos (Figuras 7 e 8). Tais *gaps* composicionais excluem qualquer relação comagmática entre estas variedades, sugerindo que as mesmas não evoluíram por cristalização fracionada, mas que poderiam ser derivadas de líquidos distintos, ou ainda serem produtos de diferentes graus de fusão a partir de uma mesma fonte. Uma hipótese alternativa seria admitir a influência de processos mais complexos na evolução magmática de algumas variedades, como acumulação e/ou magma *mixing* (Oliveira *et al.* 2009). Contudo, é provável que as variedades BMzE e BMzH sejam produtos de pulsos magmáticos independentes com fontes de natureza distintas. Neste sentido, o contraste composicional apresentado pelas amostras dos EMg em relação às variedades supracitadas, assim como aos demais granitos tipo-A da Província Carajás, é marcado por seus teores elevados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MgO que definem sua afinidade com os granitos cálcico-alcalinos magnesianos. Por sua vez, os EGp apresentam para estes óxidos conteúdos intermediários entre aqueles dos EMg e da variedade BMzH, permitindo que os mesmos sejam definidos como granitos levemente ferrosos de afinidade tipo-A oxidado e/ou cálcico-alcalinos fracionados (Figura 12d).

O Comportamento geoquímico ambíguo dos EGp pode ser atribuído à influência de processos análogos aqueles que envolvem interação de magmas de naturezas distintas (Perugini & Poli 2012). Neste sentido, as evidências texturais (desequilíbrio) observadas nestes *enclaves* (ferrosos) sugerem que houve significativa interação entre o magma de afinidade cálcico-alcalina, representado pelos *enclaves* microgranulares (EMg), com o líquido formador da variedade BMzH. Além disso, alguns fenocristais de feldspatos encontrados nos domínios internos dos EGp provêm do granito hospedeiro (variedade BMzH), através de um

processo de transferência sugerindo, portanto, um processo de *magma mingling* (Figuras 2d e 6b). Feições deste tipo são encontradas com relativa frequência na porção central do corpo, indicando coexistência de dois magmas de composições distintas. A ocorrência de *enclaves* desprovidos de tais feições (EMg), também indicam que a atuação de processos de misturas de magmas não foi muito efetiva.

Em ambiente magmático plutônico os *enclaves* são um dos indicadores mais importantes da ocorrência de interação magmática. No entanto, para testar a hipótese de origem dos EGp do GrMj a partir da mistura entre os EMg e o líquido BMzH, utilizamos a equação a linear descrita por De Paolo (1981), que do ponto de vista geoquímico, a mistura de magmas deve produzir *trends* lineares para qualquer par de elementos maiores ou traços. Para isso:

$$X_M = X_A \cdot f + X_B \cdot (1 - f) \quad (1)$$

Onde,  $X_A$  e  $X_B$  são as concentrações dos elementos nos membros finais da mistura;  $X_M$  a concentração dos elementos traços do magma misturado; e  $f$  um índice descrito por  $(A/(A+B))$ .

A partir da equação apresentada acima, foram geradas curvas de mistura tendo como membro final  $X_A$ , os EMg, que interagem em diferentes proporções com o membro final  $X_B$  (granito BMzH), em intervalos de 10%. Nos diagramas La/Yb vs. Y/Nb e Ga/Al vs. Y/Nb (Figuras 14a e b), nota-se uma relação clara entre os dados dos EGp com a curva de *mixing* modelada, onde os mesmos são coincidentes com uma origem a partir de um processo de mistura com diferentes proporções dos membros finais. Um modelo baseado em mistura binária foi utilizado para explicar a origem dos EGp e pode ser visto através dos diagramas de ETR e multielementar normalizados (Figuras 14c e d), onde são mostradas as composições dos *enclaves* e da variedade BMzH. Utilizando-se da equação mencionada acima, foi possível determinar o grau de mistura ( $f$ ) capaz de gerar um líquido de composição próxima daquela dos EGp. O líquido gerado que mostra maior afinidade com os padrões composicionais dos EGp, possui  $f = 0,6$ , que significa uma origem a partir da mistura de 60% do componente EMg e 40% do BMzH, indicando maior contribuição do magma magnesiano na formação dessas rochas.

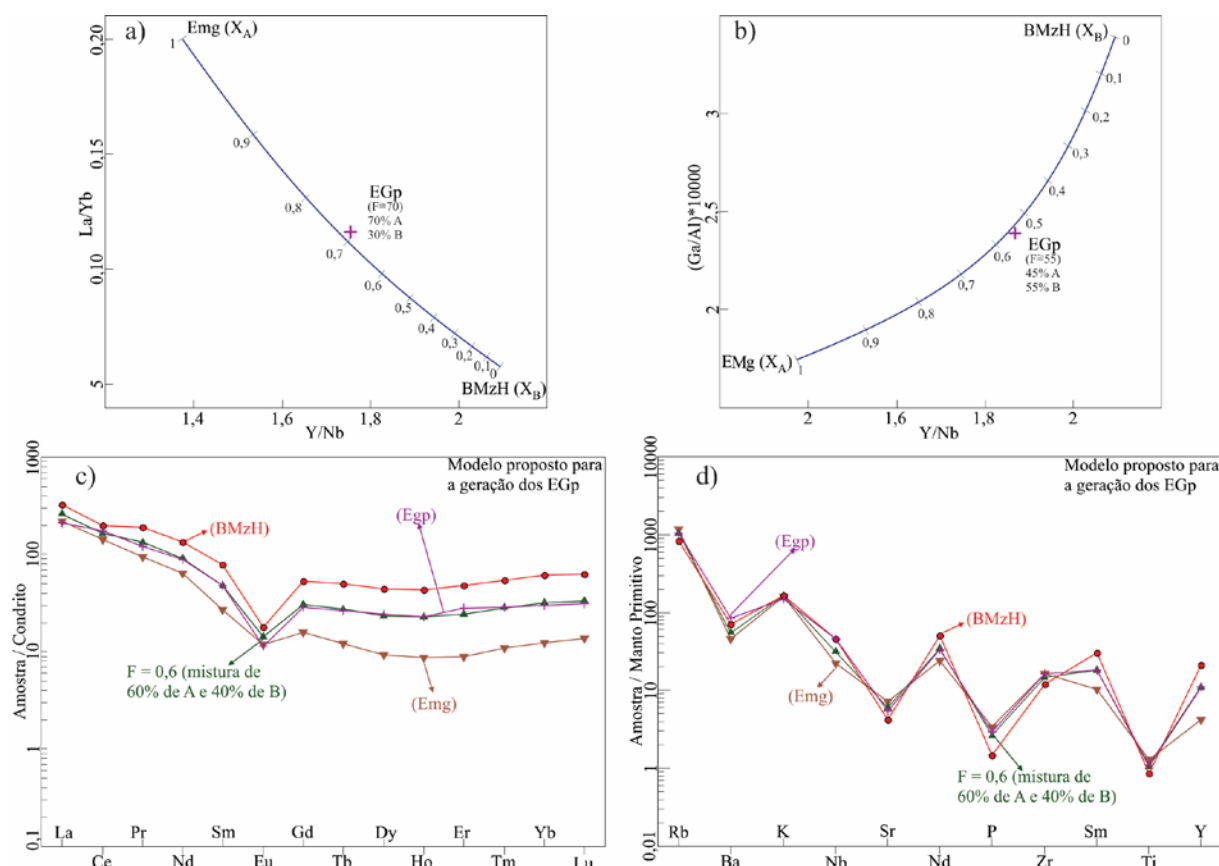


Figura 14 - Quantificação da mistura entre os enclaves microgranulares e o Granito Marajoara: a) e b) Diagramas de variação mostrando a curva em diferentes graus de mistura entre EMg e BMzH; c) e d) Diagramas de ETR normalizados de acordo com o condrito de Evensen *et al.* (1978) e de multielementos normalizado pelos valores do Manto Primitivo de MacDonough & Sun (1995) indicando a mistura com contribuição de 60% dos EMg e 40% dos BMzH. Símbolos assim como na Figura 7.

Dados petrográficos e de modelamento geoquímico discutidos acima sustentam a hipótese de que EGp foram originados a partir da interação entre porções do líquido formador dos EMg com o magma granítico que encontrava-se em estágio mais avançado de cristalização. No entanto, a origem do magma formador dos EMg, pode estar relacionado a processos de reaquecimento associados à chegada de novos pulsos de um magma mais máfico a porções mais profundas da câmara magmática. Por possuir temperatura do *solidus* mais elevada, o magma mais máfico pode ter provocado fusão e/ou remobilização dos constituintes menos refratários do *mush* granítico, possibilitando a interação destes magmas em diferentes níveis, como evidenciado pela presença de feições texturais compatíveis com hibridização (desequilíbrio) nos EGp, em um modelo análogo ao sugerido por Paterson *et al.* (2004).

### 7.2.2 Significado petrológico dos enclaves microgranulares (EMg)

*Enclaves* magmáticos microgranulares são amplamente distribuídos em plútons graníticos e determinam os fatores condicionantes sobre o papel dos magmas derivados do manto na gênese e evolução de corpos granitoides. Com base nisso, alguns modelos têm sido

propostos para a origem de *enclaves* microgranulares: i) mistura entre fusões derivadas do manto e da crosta, a partir da injeção de magma básico em câmaras magmáticas graníticas (Barbarin & Didier 1992, Didier 1973); ii) representantes de uma porção não hibridizada da fonte do granito, ou do resíduo de uma fonte metamáfica (modelo de restito) (White *et al.* 1999); e iii) representantes de cristais cumulados (Dahlquist 2002, Donaire *et al.* 2005). Por outro lado, alguns trabalhos referentes ao estudo sistemático de *enclaves* microgranulares têm revelado que parte destes, a composição não é normalmente básica, onde o contraste composicional com o granito hospedeiro pode ser caracterizado como mínimo. Neste caso, a origem admitida para os *enclaves* microgranulares félsicos é distinta: Babarin e Didier (1992) sugerem que estes corpos seriam fragmentos pertencentes à borda resfriada do plúton (autólito). Trabalhos mais recentes têm mostrado que estes podem ser utilizados para uma compreensão mais complexa da dinâmica de câmaras magmáticas graníticas do que anteriormente admitido, uma vez que estes podem representar líquidos composicionalmente modificados durante a interação entre magmas félsico e máfico (Hibbard 1995, Waight *et al.* 2007).

Os EMg do GrMj se assemelham petrograficamente à matriz dos EGp, principalmente em porções onde esta é mais homogênea e apresenta poucos xenocristais. No entanto, os primeiros são mais primitivos do que os EGp e o granito hospedeiro, distinguindo-se destes últimos por apresentar variação composicional mais restrita, maiores porcentuais modais de biotita, e conseqüentemente, dos óxidos de Ti, Ca, Fe e Mg. As texturas ígneas indicativas de resfriamento rápido observadas nos *enclaves* do GrMj, além da presença de bordas de resfriamento definindo o contorno dos mesmos e a ocorrência de “megacristais” de bordas corroídas (assimilação) de composição e dimensões análogas às do granito hospedeiro, são evidências consistentes com o mecanismo de injeções de líquidos mais primitivos em câmaras graníticas (Didier, 1973). Tais feições sugerem que estes pulsos de magma máfico por possuírem temperaturas na curva do *solidus* mais elevadas (~1200°C) em relação ao líquido granítico (~700°C), se solidificaram rapidamente (*chilling*) dentro do *mush* granítico, e se fragmentaram formando bolhas (*enclaves*). No caso dos EMg, ao contrário do que ocorre nos EGp, a presença de contatos bruscos e a ausência de xenocristais pertencente ao granito hospedeiro aparentemente sugere que não houve reações em estado líquido entre ambos. Neste caso, o fato dos dois tipos de *enclaves* identificados no GrMj ocorrerem exclusivamente associados à sua fácies principal (BMzH), indicam que os EMg corresponderiam à porções isoladas do mesmo magma que originou a matriz dos EGp.

Os EMg apresentam número de Mg (Mg#) relativamente elevados (47,5 – 43,8) e são mais empobrecidos em SiO<sub>2</sub> (62,8 – 68,2%), além de possuírem discretas anomalias negativas de Ba, Sr e Eu, em relação ao granito hospedeiro (Tabela 3 e Figura 8a-d). Isto indica que um componente com alto conteúdo de MgO e baixas concentrações SiO<sub>2</sub> esteve envolvido na gênese destes *enclaves*. Tais aspectos geoquímicos são similares ao que é observado nos *enclaves* microgranulares que ocorrem alojados no Granito Qianshan de afinidade Tipo-A do NE da china (Yang *et al.* 2006). Estes apresentam valores de Mg# (19.7 – 54.0) e conteúdo de SiO<sub>2</sub> (57.5 – 67.0%), em geral, coincidentes com aqueles encontrados nos *enclaves* do GrMj. Tal afinidade também é apontada pelo comportamento dos demais elementos maiores, pelas fortes coincidências de seus padrões ETR (Figura 9c), empobrecimento em HFSE (Y, Ga, Nb) e enriquecimento em Rb e Zr. Estas características geoquímicas sugerem que o magma que originou os *enclaves* microgranulares associados ao Granito de Qianshan foram derivados do manto litosférico enriquecido e modificado por processos de *mixing* com magmas crustais (Yang *et al.* 2006). Admitindo-se um modelo análogo para a origem dos EMg do GrMj, podemos sugerir que a evolução de um sistema progressivo com misturas do tipo *mixing* e *mingling*, resultou na formação de granitoides híbridos ricos em minerais máficos (biotita), que gradaram para termos mais evoluídos e com xenocristais de feldspatos. Nesse modelo, o magma máfico é introduzido antes do início da cristalização do magma félsico, onde completo *mixing* pode ocorrer em profundidade e favorecido por convecção, resultando em rochas híbridas homogêneas cálcico-alcálicas onde os dois componentes originais são indistinguíveis. Processo similar é assumido para a origem dos granitos cálcico-alcálicos de Sierra Nevada (Barbarin, 2005). O maior enriquecimento em Rb dos EMg do GrMj em relação aqueles do Granito Qianshan indicam que o processo de contaminação foi mais significativo nos primeiros e que, conseqüentemente, também seria responsável por seu caráter peraluminoso.

### 7.3 CONSTRUÇÃO DO GRANITO MARAJOARA

#### 7.3.1 Modelo e critérios de ascensão

A baixa profundidade (ambiente epizonal) em que se deu a colocação dos magmas formadores do GrMj é atestada pelas diferenças de idades entre as rochas encaixantes (2,87 – 2,93 Ga) e o granito (1,88 Ga) e pelo fato do plúton truncar abruptamente as foliações regionais, cujos padrões E-W não parecem ser influenciados pelo mesmo, o que revela um comportamento rígido das rochas encaixantes e demonstra o elevado contraste de viscosidade



com o magma granítico quando de sua colocação. Além desses aspectos, a forma angulosa dos *xenólitos* relacionados ao Tonalito Arco Verde e a ausência de orientação tanto do conjunto de *enclaves*, como nas principais variedades graníticas, refletem a ausência de esforços regionais quando da colocação do magma e confirmam tal contraste. Desse modo, é lógico supor um magma ainda com baixa razão cristal/líquido quando da colocação, comportando-se como um fluido, estando, portanto, em estado físico e térmico distinto das suas rochas encaixantes.

Apesar da forma grosseiramente circular do GrMj, os contatos, ocasionalmente, em extensos segmentos retilíneos, com algumas reentrâncias angulares sugerem que o controle de colocação do mesmo se fez por fraturas anteriores à intrusão. Este controle na estruturação do corpo é reforçado pela coincidência das direções dos principais sistemas de fraturas em seu interior com os principais sistemas de lineamento regionais dominantes (NW, N-S e NE), que muito provavelmente controlaram a sua intrusão. Os dados obtidos sugerem, ainda, que os principais sistemas de fraturamentos estiveram ativos até o final da colocação do maciço servindo como condutos para líquidos tardios mais evoluídos, responsáveis pela formação de diques félsicos e veios de quartzo.

A controvérsia relacionada ao transporte de magmas félsicos teve início quando alguns trabalhos restringiram a atuação do diapirismo, até então tido como principal (ou único) mecanismo de ascensão, em função de alguns parâmetros físicos limitantes (Cruden 2005, Olivera *et al.* 2010, Petford 1996, Petford *et al.* 2000). Os argumentos defendem que o diapirismo na crosta era um processo inviável, limitado pela condutibilidade térmica do magma e velocidade excessivamente baixa dos diápiros, necessitando considerar uma crosta anormalmente quente para tornar o processo eficiente (Mahon *et al.* 1988, Marsh 1982). Considerando suas restrições, o diapirismo parece constituir um mecanismo inviável em crosta rasa, uma vez que as estruturas dúcteis observadas nas rochas encaixantes em torno do plúton não se ajustam àquelas geradas pela passagem de um diápiro em modelos experimentais.

As relações de contato do GrMj com suas rochas encaixantes são análogas àquelas descritas para os demais corpos da Suíte Jamon. A disposição dos plútons graníticos paleoproterozoicos de Carajás ao longo de um cinturão que segue o *trend* geral definido pelos enxames de diques de diabásio e granito pórfiro, de orientação WNW-ESE a NNW-SSE e coexistentes com os plútons tipo-A, indicam que os mesmos foram colocados em um ambiente de tectônica extensional com o esforço seguindo o *trend* NNE-SSW a ENE-WSW. Conciliando a geometria tabular (lacólitos) inferida aos batólitos da Suíte Jamon (Oliveira *et*

al. 2008), ao comportamento reológico das rochas encaixantes e a influência reduzida ou nula dos esforços regionais durante a colocação do GrMj, é admitido que o transporte do magma se deu através de diques. Falhas profundas serviram como canal para ascensão do magma e as descontinuidades tectônicas representariam zonas de fraqueza que favoreceram a colocação em níveis crustais rasos. A tectônica extensional admitida para a colocação do GrMj, assim como para os demais granitos tipo-A da Província Carajás, pode ser interpretada como consequência da fragmentação de um supercontinente paleoproterozoicos em ~2.0 Ga associado a *underplating* de magmas mantélicos (Dall’Agnol *et al.* 2005, Rämö *et al.* 2002).

### 7.3.2 Dinâmica da câmara magmática

A disposição espacial das variedades petrográficas no interior do GrMj mostra uma zonalidade concêntrica similar a estruturas observada em alguns maciços circunscritos, como o de Rosses (Pitcher & Berger 1972), da Sierra Nevada (Bateman & Chappell 1979), Galloway (Stephens & Halliday 1979), Ambalavayal (Rajesh, 2000) e dos maciços Jamon, Musa e Serra dos Carajás do Cráton Amazônico (Dall’Agnol *et al.* 1999b, Paradella *et al.* 1998). Na concepção de alguns autores, os plútons zonados resultam da colocação de uma fase magmática móvel tardia cortando os termos precoces (Oliveira *et al.* 2008, 2010). No caso dos plútons Redenção e Bannach da Província Carajás, estes autores consideram que a evolução destes corpos se deu através da amalgamação de pulsos (tabulares) de magmas e enfatizam a participação de processos de *magma mingling* na origem deste plútons e que a cristalização fracionada *in situ* não é o mecanismo dominante para o desenvolvimento do zoneamento. O modelo de reconstrução destes plútons parte da colocação inicial de um pulso de magma formador das variedades monzograníticas equigranulares, que foi seccionado por granitos anelares esparsamente e densamente porfiríticos (textura seriada). A forma final dos plútons foi adquirida após a colocação e expansão de *stocks* leucograníticos centrais que originou o padrão concêntrico das fácies (Oliveira *et al.* 2010).

Dentro do modelo de derivação do corpo a partir de dois líquidos distintos, as principais elevações do GrMj, constituídas pela variedade BMzH, representaria o produto de uma intrusão separada daquela que gerou a variedade BMzE, e que apesar de configurarem a estruturação concêntrica do plúton, não sugerem o mesmo padrão de zoneamento mostrado nos demais plútons da Suíte Jamon, onde a porção central dos mesmos é ocupada por líquidos mais evoluídos. No caso do GrMj, a fácies BMzE, que ocupa as bordas do corpo, representariam injeções de um líquido mais evoluído, derivado de uma fonte mais radiogênica, enquanto que a fácies BMzH, de caráter menos evoluídos, ocorreria na porção

central do mesmo. A disposição desta última, que na porção centro-sul do plúton ocorre como um corpo de forma semicircular que indica a ocorrência de estruturas anelares, sugere que ela foi alojada ao longo de descontinuidades pré-existentes e, como sugere a forma, posteriormente à colocação das fácies BMzE. Em referência ao modelo de construção do plúton Redenção, a variedade BMzH possui notável afinidade petrográfica com a fácies densamente porfirítica (textura seriada) identificada neste maciço, e que delinea estruturas anelares na porção central do batólito (Oliveira *et al.* 2009), ao mesmo tempo que os aspectos texturais da fácies BMzE são análogos aos daqueles identificados na fácies mais evoluídas (LMzE) dos granitos Bannach (Almeida *et al.* 2006) e Redenção (Oliveira *et al.* 2009). Estas foram interpretadas como líquidos independentes e tardios, colocados em níveis crustais rasos ( $\sim 1,0 \pm 0,5$  kbar) em um sistema de alimentação por diques e construção de plútons tabulares por injeções múltiplas de magma (Oliveira *et al.* 2010).

Levando em consideração os critérios estabelecidos acima para assumir um modelo de ascensão por diques, podemos sugerir que a construção do GrMj, bem como a disposição de suas fácies, são resultado de: (a) ascensão vertical de magmas através de fraturas e acomodação pela translação ao longo dos planos da foliação regional E-W; (b) posterior mudança do fluxo vertical para um espalhamento lateral do magma que seria responsável pela forma tabular do plúton, com subsidência do assoalho criando espaço para injeção de pulsos magmáticos sucessivos; e (c) expansão *in situ* da câmara magmática (líquido BMzE parcialmente cristalizado) em resposta à colocação da variedade BMzH na porção central do corpo. Se a criação do espaço por deslocamento lateral foi ineficiente para acomodar novos pulsos de magma, o aumento da pressão na câmara magmática poderia resultar no fraturamento da cúpula da intrusão, com desenvolvimento de fraturas anelares acompanhadas de injeções (expulsão) do magma residente, dando origem à estrutura em forma de arco associada ao líquido BMzH na porção sul do corpo, como resposta à tensão radial (esforço coaxial) induzida pela colocação da variedade BMzH. As injeções de magma máfico, responsáveis pela origem dos *enclaves*, se deu durante diferentes fases de cristalização do magma granítico. Os EGp indicam que o magma máfico é introduzido logo após o início da cristalização do granito BMzH, onde o contraste de viscosidade pode ser suficientemente diferente para permitir somente a mistura parcial (*mingling*). A ausência de tais feições nos EMg, é indicativo de que o magma máfico é introduzido quando o magma félsico encontra-se em um estágio mais avançado de cristalização, onde o primeiro foi canalizado para as fraturas precoces. Neste caso, os EMg representariam partes de diques fragmentados formado por um líquido já hibridizado (*mixing*) em profundidade.

A ocorrência de cristais disseminados de molibdenita na variedade BMzH, assim como as ocorrências das paragêneses de alteração hidrotermal dos tipos quartzo-sericítica (sericita + clorita + quartzo + pirita + fluorita) e argílica (sericita + hematita + quartzo + argilo-minerais), parece ser resultado da concentração de elementos litófilos na cúpula do GrMj e transferência do magma resultante rico em sílica e voláteis para as estruturas anelares mais rasas durante os últimos estágios de colocação/construção do corpo.

## 8 CONCLUSÕES

As rochas que constituem o GrMj possuem composição essencialmente monzogranítica, excetuando-se seus *enclaves*. Os EGp apresentam uma composição transicional entre o campo do granodiorito e aquele do monzogranito, enquanto que os EMg são essencialmente granodiríticos. O GrMj é formado por duas fácies petrográficas, onde a biotita ocorre como único mineral ferromagnésiano varietal, dispostas em um arranjo concêntrico, como as rochas mais leucocrática situando-se na periferia do corpo, e aquela de caráter menos evoluído e hospedeira dos *enclaves*, ocupando a porção central do plúton. Tal disposição seria inconsistente com uma evolução por cristalização fracionada (zonemamento normal), como é observada em alguns plútons da Suíte Jamon. Ocasionalmente a variedade BMzH forma estruturas anelares. A idade U-Pb (SHRIMP) de  $1885 \pm 5.9$  Ma é interpretada como a idade de cristalização do granito Marajoara, a qual é concordante com aquela obtida para os demais granitos paleoproterozoicos da Província Carajás.

O GrMj possui assinatura geoquímica de granitos intraplaca tipo-A, no entanto seus magmas apresentam natureza claramente distintas. A ocorrência de magnetita e titanita, bem como os altos valores de SM demonstra que a variedade BMzH foi formada em condições oxidantes e apresenta afinidades com os granitos da série magnetita e demais granitos tipo-A oxidados da Suíte Jamom. A variedade BMzE apresenta a ilmenita como único mineral óxido de Fe-Ti, valores ligeiramente mais altos da razão  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  e padrão ETR com acentuado fracionamento de Eu, que a distingue dos granitos tipo-A oxidados. Tais rochas são afins dos granitos da série ilmenita e daqueles tipo-A reduzidos da Suíte Velho Guilherme. As rochas monzograníticas possuem altas razões de  $\text{FeO}_v/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  e  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , baixos valores de CaO e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e elevados de Y e Nb comparado aos *enclaves*, sobretudo daqueles desprovidos de feições de *mingling* e que apresentam assinatura de magma cálcio-alcálico. A origem destes *enclaves* envolve magmas máficos derivados do manto litosférico enriquecido ligado ao processo de *underplating*, contaminados por magmas crustais durante sua ascensão e posterior colocação na câmara magmática.

A tectônica extensional e o transporte de magma por diques envolvidos na ascensão e colocação do GrMj em níveis crustais rasos, podem ser determinados a partir dos seguintes critérios: (i) diferença de idade entre o granito e suas rochas encaixantes ( $\sim 1$  Ga); (ii) alto contraste de viscosidade indicado pela presença de xenólitos angulosos da rocha encaixante no plúton e pelo fato do mesmo truncar as estruturas dúcteis de suas rochas encaixantes; (iii) influência reduzida ou nula dos esforços regionais durante a colocação do plúton sugerido

pela ausência de deformação no granito e de orientação do conjunto de *enclaves*; (iv) disposição dos plútons graníticos paleoproterozoicos de Carajás coincidente com o *trend* geral definido pelos enxames de diques; e (v) geometria tabular inferida para os batólitos da Suíte Jamon.

Dentro do modelo de construção de plútons tabulares por injeções múltiplas de magma, as variedades BMzH e BMzE do GrMj foram interpretadas como magmas independentes, colocados em níveis crustais rasos ( $\sim 1,0 \pm 0,5$  kbar) em um sistema de alimentação por diques. Admite-se, a partir disto, que a formação deste plúton resultou de: (a) ascensão vertical de magmas através de fraturas e acomodação ao longo dos planos da foliação regional E-W; (b) posterior mudança do fluxo vertical para um espalhamento lateral do magma que seria responsável pela forma tabular do plúton, com subsidência do assoalho criando espaço para injeção de pulsos magmáticos sucessivos; e (c) expansão *in situ* da câmara magmática (líquido BMzE parcialmente cristalizado) em resposta à colocação da variedade BMzH na porção central do corpo. O aumento da pressão na câmara magmática resultaria no desenvolvimento de fraturas anelares acompanhadas de injeções (expulsão) do magma residente (BMzH), assim como das ocorrências de cristais de molibdenita na cúpula do GrMj durante os últimos estágios de construção do corpo. As injeções de magma máfico, responsáveis pela origem dos *enclaves*, se deu durante diferentes fases de cristalização do magma granítico. Os EGp indicam que o magma máfico foi introduzido logo após o início da cristalização do granito BMzH. A ausência de feições de *mingling* nos EMg, é indicativo de que o magma máfico foi introduzido quando o magma félsico encontra-se em um estágio mais avançado de cristalização. Estes últimos representam partes de diques fragmentados formado por um líquido já hibridizado por *mixing*.

### **Agradecimentos**

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides da Universidade Federal do Pará (GPPG-UFPA), pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo suporte técnico; à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor; e ao projeto CNPq Universal (Proc. 485806/2013-4) e ao convênio Vale/FAPESPA edital 01/2010, ICAAF: 053/2011 pelo apoio financeiro. Este trabalho é uma contribuição para o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) de Geociências da Amazônia (GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA – Processo no 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(2): 282-295.
- Almeida J.A.C. Guimarães F.V. Dall'Agnol R. 2007. Petrologia magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 17-36.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103-126.
- Anderson J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: Medaris L.G., Mickelson D.M., Byers C.W., Shanks W.C. Eds. , *Proterozoic Geology. Geol. Soc. Am. Mem*, **161**: 133–154.
- Anderson J.L., Bender E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**(1-2): 19–52.
- Anderson J.L., Morrison J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, **80**(1-4): 45-60.
- Arndt N.T., 2013. The formation and evolution of the continental crust: *Geochemical Perspectives*, **2**(3): 405–533.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**(3): 605–626.
- Barbarin B., Didier J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **83**(1-2): 145– 153.
- Barbarin B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, **80**(1-4): 155–177.
- Barbosa A.A., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo Proterozoico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**: 147-164.
- Bateman P.C., Chappell B.W. 1979. Crystallization, fractionation and solidification of the Toulumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin*, **90**(5): 465-482.

- Black L.P., Williams I.S., Compston W. 1986. Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* **94**(4): 427–437.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200**(1-2): 155–170.
- Bogaerts M., Scaillet B., Auwera J.V. 2006. Phase Equilibria of the Lyngdal Granodiorite (Norway): Implications for the Origin of Metaluminous Ferroan Granitoids. *Journal of Petrology*, **47**(12): 2405–2431.
- Bonin B., 1986. *Ring complex granites and anorogenic magmatism*. BRGM, Orleans, 189 pp.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173–174.
- Chappell B.W., White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**(4): 489–499.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, **153**: 142–153.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317–324.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J., Chappell B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**(2): 189–200.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**: 199–235.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**(2): 163–166.
- Cruden A.R. 2005. Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. In: M. Brown and T. Rushmer (eds.) *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*. Cambridge University Press. Cambridge. Chapter 13, p. 455–519.
- Dahlquist J. A. (2002) Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(6): 643–655.
- Dall’Agnol R. 1982. Maciço Jamon: Evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais*. v. 2, p. 139–161.
- Dall’Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95**(1-2): 9–39.



Dall'Agnol R., Ramö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos*, **46**(3): 431-462.

Dall'Agnol R., Scaillet B., Pic0havant M. 1999c. Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11): 1673-1698.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granties of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**(1-4): 102-129.

Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S.L., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Arquean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. *In: Symposium on magmatism, crustal evolution, and matallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p 97-150.

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**(3-4): 215–233.

Debon F., Le Fort P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **73**(3): 135–149.

De La Roche H., Leterrier J., Grand Claude P., Marchal M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using RjRj-diagram and major-element analyses — its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**(1-4): 183–210.

De Paolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**(2): 189-202. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9).

Didier J. 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam. 393 pp.

Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J. L. 2005. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149**(3): 247–265.

Dowty E. 1980. Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallization. *In: Hargraves RB, ed. Physics of magmatic processes*. Princeton, NJ, Princeton University Press: 419–551.

Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**(7): 641-644.

Eby G.N. 2006. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. *In: Dall'Agnol R. et al. (eds.) Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48.

- Evensen N. M., Hamilton P. T., O'Nions R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **42**(8): 1199-1212.
- Ferreira A.T.R. 2009. *Petrografia, geoquímica e geocronologia dos diques da área de Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do Pará*. 2009. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 55 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**(11): 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R. 1997. Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection. *Geology*, **25**(7): 647–650.
- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B. 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology*, **40**(12): 1771–1802.
- Frost C.D., Frost B.R. 2013. Proterozoic ferroan feldspathic magmatism. *Precambrian Research*, **228**: 151–163, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.01.016>
- Gastal M.C.P. 1987. *Petrologia do Maciço Granítico Musa. Sudeste do Pará*. DS, Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Petrologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 316 p.
- Gastal M.C.P. 1988. Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais*. v. 3, p. 1147-1163.
- Gebauer D., Griinenfelder M. 1979. U-Pb-Th dating of minerals. In: E. Jäger and J.C. Hunziker (Editores), *Lectures in Isotope Geology*. Springer, Bedim p. 105-131.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey: 587 p.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granitogreenstone da região de Rio Maria-sul do Pará. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais*. v.3, p. 1438-1453.
- Huppert H.E., Sparks R.S. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, **29**(3): 599–624.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**(145): 293–305.
- 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**(3): 371-391.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**(4): 501–514.

- Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Ireland T.R., Compston W. 1988. Early Archean zircon ages from orthogneiss and anorthosites at Mount Nayrryer, Western Australia. *Precambrian Research*, **38**(4): 325-341.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. TS, Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.
- Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Loiselle M.C., Wones D.R. 1979. *Characteristics and origin of anorogenic granites*. Abstracts with programs-Geological Society of America 11, 468.
- Ludwig K.R. 2003. *Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, no. 1, 43 p.
- Ludwig K. R. 2009. *Isoplot v.4 for Excel 2007*, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California, 71 p.
- Macambira M.J.B. 1992. *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil*. TS, Doutorado, Montpellier, Université Montpellier II-France, 212 p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.H., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**(3-4): 329-354.
- Mahon K.I., Harrison T.M., Drew D.A. 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *Journal of Geophysics*, **93**(B2): 1174-1188.
- Marsh B.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*, **282**(6): 808-855.
- McDonough W.F., Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**(3-4): 223-253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
- 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. *Can. Mineral.*, **47**(6): 1493-1503.
- Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Barros C.E.M., Vale A.G. 2005. Geologia e Petrografia do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais*, **2**(1): 155-172.
- Oliveira D.C. *Modelos de Evolução e Colocação dos Granitos Paleoproterozoicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. 2006. TS, Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 186 p.
- Oliveira D.C., Dall'agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons:

implications for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**(1): 100–115.

Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Barros C.E.M., Oliveira M.A., 2009. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the Paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção granite of the Jamon Suite, eastern Amazon Craton, Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**(6): 1441–1468.

Oliveira D.C., Sérgio P.N., Ricardo I.F.T., Roberto D.A., Gorki M., Paulo B.C. 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type. *Tectonophysics*, **493**(1-2): 27-41.

Paiva Júnior A.L. 2009. *Geologia, petrografia, geocronologia e geoquímica do Granito anorogênico Seringa, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará*. DS, Mestrado, Instituto de geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 120 p.

Paradella W.R., *et al.* 1998. A Geological investigation based on airborne (Sarex) and spaceborne (Radarsat-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás granite area, Brazil. *Can. J. Remote Sensing. Télédétection*, **24**(4): 376-392.

Patiño Douce A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**(8): 743–746.

Patiño Douce A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds.), *Understanding Granites: New and Classical Techniques*, vol. 168. Geological Society, London, Special Publication, p. 55–75.

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.

Perugini D., Poli G. 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*, **153**: 261–277.

Petford N. 1996. Dikes or diapirs? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**(1-2): 105–114.

Petford N., Cruden A.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**(6813): 669.

Pitcher W.S., Berger A.R. 1972. The controls of contact metamorphism. In: Pitcher W.S., Beger A.R. (Ed.). *The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing*. New York: John Wiley & Sons, p. 302-327.

Pitcher W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: Hsu K.J. (Ed.), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 19–40.

Pitcher W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic and Professional, London. 312 pp.

Rajesh H. M. 2000. Characterization and origin of a compositionally zoned aluminous A-type granite from South India. *Geological Magazine*, **137**(3): 291-318.

Rämö O.T., Haapala I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, **52**(3-4): 129–185.

Rämö O.T., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Leite A.A.S., Oliveira D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton, Brazil: Positively anorogenic! *Journal of Geology*, **110**(5): 603-610.

Rivalenti G., Mazzuchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basaltic- andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*, **43**(4): 235-265.

Rocha Júnior G.L.D. 2004. *Caracterização petrográfica do Granito Paleoproterozóico Marajoara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do estado do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 45 p.

Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 2, p. 183-184.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L. A. *et al.* (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília DF. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 169-226, il.

Sato K., Basei M.A.S., Siga O.J. 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP [New techniques applied to U-Pb method at CPGeo – IgC/USP: advances in chemical digestion, mass spectrometry (TIMS) and examples of application integrated with SHRIMP]. *Geologia USP Série Científica*, **8**: 77-9.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 2000. *Folha Caracarai: Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais)*. Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Brasília, DF. 1 CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Silva Jr. R.O, Dall’Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozoicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoch. Brasiliensis*, **13**(2): 163-181.

Siivola J., Schmid R. 2007. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. Web version 01.02.07. ([http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf)) IUGS Commission on the Systematics in Petrology.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. 1993. Fluid-absent melting behavior of F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, **34**(4): 785–815.

Smith J.V. 1974. *Feldspar Minerals*. New York, Springer-Verlag. 690 p.

Sommerauer J. 1974. Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon — an application for combined electron microprobe techniques. *Electron Microsc. Soc. S. Afr., Proc.* **4**: 71–72.

Souza Z.S., Medeiros H., Althoff F.J., Dall'agnol R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. Anais. V.6, p. 2913-2928.*

Souza S.Z., R. Dall'agnol, F. J. Althoff, A. A. S. Leite & C. E. M. Barros, 1996. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. *In: SBG, Symposium on Archean Terranes of South America Platform. Brasília, DF. Extended Abstracts v. 1, p. 31-32.*

Steiger R.H., Wasserburg G.J. 1966. Systematics in the  $Pb^{208}$ - $Th^{232}$ ,  $Pb^{207}$ - $U^{235}$ , and  $Pb^{206}$ - $U^{238}$  systems. *Journal of Geophysical Research*, **71**(24): 6065-6090.

Stephens W. E., Halliday A.N. 1979. Compositional variation in the Galaway pluton. *In: Atherton M. P., Tarney J. (Ed.): Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence. Orpington, Shiva Publish. p. 9-17.*

Stern R.A. 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace isotope ratios in minerals. *In: Cabri, L.J., Vaughan, D.J (Eds). Modern approaches to ore and environmental mineralogy. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series, 27: 241-268.*

Streckeisen A. 1976. *To each plutonic rock its proper name.* Earth Science Reviews, **12**(1): 1-33.

Sylvester P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, **97**(3): 261–280.

Tassinari C.C.G., Macambira M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazonico. *In: Mantesso – Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida. São Paulo, p. 471-486.*

Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará.* TS, Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 508 p.

Tilton G.R. 1960. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research*, **65**(9): 2933-2945.

Tuttle OF., Bowen NL. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ -  $SiO_2$ - $H_2O$ . Geol. Soc. Am. Mem. 74.

Vance J.A. 1965. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *The Journal of Geology*, **73**(4): 636-651.

Waight T.E., Wiebe R.A., Krogstad E.J. 2007. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro granite, coastal Maine. *Lithos*, **93**(3-4): 234-247.

Wasserburg G.J. 1963. Diffusion processes in lead-uranium systems. *Journal of Geophysical Research*, **68**(16): 4823-4846.

Wetherill G.W. 1956a. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **9**(5): 290-292.

- Wetherill G.W. 1956b. Discordant uranium-lead ages. *I. Trans. Am. Geophys. Union*, **37**: 320-326.
- White A.J.R., Chappell B.W., Wyborn D. 1999. Application of the restite model to the Deddick Granodiorite and its enclaves - a re-interpretation of the observations and data of Maas *et al.* (1997). *Journal of Petrology*, **40**(3): 413–421.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, **95**(4): 407–419.
- Williams I. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *In*: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I., (eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Society of Economic Geologists. Short course*, **7**: 1-35.
- Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y. 2003a. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, **66**(3-4): 241–273.
- Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L., Wilde S.A., Chu M.F. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence. *Lithos*, **89**(1-2):89–106.

---

### CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

O granito Marajoara (GrMj) compõe, junto aos demais granitos paleoproterozoicos, a Suíte Intrusiva Jamon. As rochas que constituem o GrMj possuem composição fundamentalmente monzogranítica (biotita monzogranito heterogranular-BMzH) e biotita monzogranito equigranular-BMzE), excetuando-se seus *enclaves* de granito pórfiro (EGp) e os *enclaves* microgranulares (EMg). Os EGp apresentam uma composição transicional entre o campo do granodiorito e aquele do monzogranito, enquanto que os EMg são basicamente granodiríticos. O GrMj é formado por duas fácies petrográficas, na qual a biotita é o único mineral ferromagnésiano varietal, e encontram-se dispostas em um arranjo concêntrico com as rochas mais leucocrática posicionando-se na periferia do corpo, e aquela de caráter menos evoluído e hospedeira dos *enclaves*, ocupando a porção central do plúton na forma de estruturas anelares. Tal organização seria contraditória com uma evolução por cristalização fracionada (zoneamento normal), como é observada em alguns plútons da Suíte Jamon. Os dados U-Pb obtidos através da microsonda SHRIMP II (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) apontou para uma idade de  $1885 \pm 5.9$  Ma, que é interpretada como a idade de cristalização do GrMj e concordante com aquela obtida para os demais granitos paleoproterozoicos da Província Carajás.

O GrMj possui assinatura geoquímica de granitos intraplaca tipo-A, no entanto seus magmas apresentam natureza claramente distintas. A ocorrência de magnetita e titanita, bem como os altos valores de SM demonstra que a variedade BMzH foi formada em condições oxidantes e apresenta afinidades com os granitos da série magnetita e demais granitos tipo-A oxidados da Suíte Jamon. A variedade BMzE apresenta a ilmenita como único mineral óxido de Fe-Ti, valores ligeiramente mais altos da razão  $FeO_t/(FeO_t+MgO)$  e padrão ETR com acentuado fracionamento de Eu, que a distingue dos granitos tipo-A oxidados. Tais rochas são afins dos granitos da série ilmenita e daqueles tipo-A reduzidos da Suíte Velho Guilherme. As rochas monzograníticas possuem altas razões de  $FeO_t/(FeO_t+MgO)$  e  $K_2O/Na_2O$ , baixos valores de CaO e  $Al_2O_3$  e elevados de Y e Nb comparado aos *enclaves*, sobre tudo daqueles desprovidos de feições de *mingling* e que apresentam assinatura de magma cálcio-alcálico. A origem destes *enclaves* envolve magmas básicos derivados do manto litosférico enriquecido ligado ao processo de *underplating*, contaminados por magmas crustais durante sua ascensão e posterior colocação na câmara magmática.

A tectônica extensional e o transporte de magma por diques envolvidos na ascensão e colocação do GrMj em níveis crustais rasos, podem ser determinados a partir dos seguintes



critérios: (i) diferença de idade entre o granito e suas rochas encaixantes (~1 Ga); (ii) alto contraste de viscosidade indicado pela presença de xenólitos angulosos da rocha encaixante no plútons e pelo fato do mesmo truncar as estruturas dúcteis de sus rochas encaixantes; (iii) influência reduzida ou nula dos esforços regionais durante a colocação do plútons sugerido pela ausência deformação no granito e de orientação do conjunto de *enclaves*; (iv) disposição dos plútons graníticos paleoproterozoicos de Carajás coincidente com o *trend* geral definido pelos enxames de diques; e (v) geometria tabular inferida para os batólitos da Suíte Jamon. Dentro do modelo de construção de plútons tabulares por injeções múltiplas de magma, as variedades BMzH e BMzE do GrMj foram interpretadas como magmas independentes, colocados em níveis crustais rasos (~1,0±0,5 kbar) em um sistema de alimentação por diques. Admite-se que a formação deste plúton resultou de: (a) ascensão vertical de magmas através de fraturas e acomodação ao longo dos planos da foliação regional E-W; (b) posterior mudança do fluxo vertical par um espalhamento lateral do magma que seria responsável pela forma tabular do plúton, com subsidência do assoalho criando espaço para injeção de pulsos magmáticos sucessivos; e (c) expansão *in situ* da câmara magmática (líquido BMzE parcialmente cristalizado) em resposta à colocação da variedade BMzH na porção central do corpo. O aumento da pressão na câmara magmática resultaria no desenvolvimento de fraturas anelares acompanhadas de injeções (expulsão) do magma residente (BMzH), assim como das ocorrências de cristais de molibdenita na cúpula do GrMj durante os últimos estágios de construção do corpo. As injeções de magma máfico, responsáveis pela origem dos *enclaves*, se deu durante diferentes fases de cristalização do magma granítico. Os EGp indicam que o magma máfico foi introduzido logo após o início da cristalização do granito BMzH. A ausência de feições de *mingling* nos EMg, é indicativo de que o magma máfico foi introduzido quando o magma félsico encontra-se em um estágio mais avançado de cristalização. Estes últimos representam partes de diques fragmentados formado por um líquido já hibridizado (*mixing*).

Os dados geológicos obtidos neste trabalho revelaram que o GrMj possui uma evolução complexa, que envolve múltiplas injeções de magmas de naturezas distintas. No entanto, a hipótese de fontes distintas para a origem de suas variedades petrográficas ainda necessita de estudos mais aprofundados que envolvam análises isotópicas (Sm-Nd e Lu-Hf) e cálculo geoquímicos envolvendo elementos traços. Dados de química mineral em biotita fornecerão maiores informações sobre os parâmetros de cristalização das fácies do GrMj, o que possibilitará com maior confiabilidade a determinação das afinidades petrológicas do plúton estudados com os demais corpos das suítes paleoproterozoicas tipo-A de Carajás.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: The Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**(3-4): 187-206.
- Almeida J.A.C. Guimarães F.V. Dall'Agnol R. 2007. Petrologia magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 17-36.
- Almeida J.A.C. 2010. *Geologia, geoquímica, geocronologia e petrogênese das suítes TTG e dos leucogranitos arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Sudeste do Cráton Amazônico*. TS Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 208p.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103-126.
- Anderson J.L., Morrison J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, **80**(1-4): 45-60.
- Avelar V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do estado do Pará, Amazônia Oriental*. DS Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149 p.
- Azevedo R.C. 2013. *Suscetibilidade magnética e minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Marajoara, Domínio Rio Maria - Província Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 66 p.
- Barbosa A.A., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para a evolução do magmatismo Proterozoico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **7**: 147-164.
- Bard J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Tokyo, D. Reidel Publishing Company, 246 p.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **7**: 199-235.

- Dall'Agnol R. 1982. Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. *In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais.* v. 2, p. 139-161.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95**(1-2): 9-39.
- Dall'Agnol R., Ramö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos*, **46**(3): 431-462.
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999c. An experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11): 1673-1698.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**(1-4): 102-129.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S.L., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. *In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO*, p 97-150.
- 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**(3-4): 215–233.
- Debon F., Le Fort P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin on Mineralogy*, **111**(5): 493-510.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. Second Edition. London, Longmans (eds.). 696 p.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. and Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2- diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**(1-4): 183-210.
- De Paolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**(2): 189-202. doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157-185.
- Ferreira A.T.R. 2009. *Petrografia, geoquímica e geocronologia dos diques da área de Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 55 p.
- Frost B.R., Barnes C., Collins W., Arculus R., Ellis D., Frost C. 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11): 2033–2048.

Gabriel E.O. 2012. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitoides arqueanos da porção Nordeste de Água Azul do Norte (PA) – Província Carajás*. DS Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107 p.

Gastal M.C.P. 1987. *Petrologia do Maciço Granítico Musa. Sudeste do Pará*. DS Mestrado em Petrologia e Geoquímica, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade federal do Pará, Belém, 316 p.

Guimarães F.V., Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Silva A.C., Teixeira M.F.B., Santos P.A. 2012. Geologia preliminar da porção Leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás – PA. In: SBG, 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP, *Anais...* 1 CD-ROM.

Hanson G.N. 1978. The application of trace elements in the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**(1): 26-43.

Henderson P. 1984. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 510 p.

Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 587 p.

Kerr P. 1959. *Optical mineralogy*. Third Edition. New York, McGraw-Hill Book Co., 492 p.

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**(3): 371-391.

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

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

Loiselle M.C., Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America. Abstr. Prog.*, 11: 468.

Macambira M.J.B. 1992. *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L’Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil*. TS Doutorado, Montpellier, Université Montpellier II-France, 212 p.

Macambira M.J.B., Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: SBG, 3º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos Expandidos*, Belém, 49-58.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.H., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**(3-4): 329-354.

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

Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do Granito Paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. DS Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 207 p.

Oliveira D.C. *Modelos de evolução e colocação dos Granitos Paleoproterozoicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. 2006. TS Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 186 p.

Oliveira D.C., Dall'agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons: implications for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**(1): 100–115.

Oliveira D.C., Sérgio P.N., Ricardo I.F.T., Roberto D.A., Gorki M., Paulo B.C. 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): implications for the emplacement of A-type. *Tectonophysics*, **493**(1-2): 27-41.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1998. *Microtectonics*. Berlin, Springer, 289 p.

Paiva Júnior A.L. 2009. *Geologia, petrografia, geocronologia e geoquímica do Granito anorogênico Seringa, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará*. DS Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de geociências, Universidade Federal do Pará, 120 p.

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.

Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: *SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos*, p. 390-391.

Ragland P. C. 1989. *Basic analytical petrology*. 2 ed. New York, Oxford University Press.

Rivalenti G., Mazzuchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basaltic- andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*, **43**(4): 235-265.

Rocha Junior G.L.D. 2004. *Caracterização petrográfica do Granito Paleoproterozóico Marajoara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do estado do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 45 p.

Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: *SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos*, v.2, p.183-184.

Rolando A.P., Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: *4º South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Expanded Abstracts, CD-ROM*.

Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, and interpretation*. New York, Longman, 352 p.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi, L. A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, DF, CPRM- Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 2000. *Folha Caracarai: Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais)*. Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Brasília, DF. 1 CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., D'Agrella Filho M.S., Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucuma area, Carajás as province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, **75**: 95-114.

Silva Jr. R.O., Dall'Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozoicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geochimica Brasiliensis*, **13**(2): 163-181

Souza S.Z., Dall'agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. *In: SBG, Symposium on Archean Terranes of South America Platform*. Brasília, DF. *Extended Abstracts* v. 1, p. 31-32.

Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**(3): 293-315.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**(1): 1-33.

Tassinari C.C.G., Macambira M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazonico. *In: Mantesso – Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471-486.

Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. TS, Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 508 p.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions of Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Org.s) . Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG :texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.