



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 531

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES
ARQUEANOS DA ÁREA DE BANNACH (PA): UMA
REAValiaÇÃO DAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DO
TRONDHJEMITO MOGNO E GRANODIORITO RIO MARIA**

Dissertação apresentada por:

JEAN RICARDO MESQUITA MACHADO
Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira

BELÉM (PA)

2018

**Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA-Belém-PA**

M149g Machado, Jean Ricardo Mesquita.

Geologia e geoquímica dos granitóides Arqueanos da área de Bannach (PA):
uma reavaliação das áreas de ocorrência do trondhjemito mogno e granodiorito
Rio Maria / Jean Ricardo Mesquita Machado. – 2018.
xiii, 85 f. : il. ; 30 cm

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. Geoquímica – Bannach (PA). 2. Granito - Bannach (PA). 3. Geologia
estratigráfica – Arqueano. I. Título.

CDD 22. ed. - 551.9098115

Elaborada por Hélio Braga Martins - CRB-2/698



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES
ARQUEANOS DA ÁREA DE BANNACH (PA): UMA
REAValiaÇÃO DAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DO
TRONDHJEMITO MOGNO E GRANODIORITO RIO
MARIA**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

JEAN RICARDO MESQUITA MACHADO

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

Data de Aprovação: 21/08/2018

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
Orientador – UFPA

Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão
Membro – UFPA

Prof. Dr. José de Arimateia Costa de Almeida
Membro – UFPE

*Dedico aos meus pais, Emanuel e
Paula Machado e minha esposa,
Ana Carolina Machado.*

AGRADECIMENTOS

Nenhum trabalho de tamanha complexidade é possível ser realizado sem a colaboração de pessoas e instituições. Deixo aqui, meus sinceros agradecimentos.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), pelo apoio financeiro e infraestrutura.

Ao Instituto de Geociências e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, pela utilização de equipamentos e laboratórios (Microanálises, Microscopia e Sedimentologia).

À Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA), por meio do Instituto de Geociências e Engenharias na pessoa do Professor José de Arimatéia Costa de Almeida, pelo suporte com carros e materiais de campo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudos.

Ao Professor e amigo Davis Carvalho de Oliveira, pela orientação durante todas as etapas de trabalho e pela oportunidade única para meu desenvolvimento pessoal e profissional.

A todos os professores e amigos do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), pelas discussões e suporte científico ao longo desta caminhada.

À técnica em laminação Joelma Lobo, pela confecção de dezenas de lâminas e competência na execução de seu trabalho.

Ao Geólogo Pablo Leite Santos, pela amizade e incentivos iniciais nesta trajetória, além das discussões no caminhamento deste trabalho.

Aos demais colegas do GPPG pela amizade e ajuda em discussões, etapas de campo e manuseio de equipamentos: Bhrenno Marangoanha, Vinícius Oliveira, Eleilson Gabriel, Diwhemerson Souza, Luciano Ribeiro, Fernando Fernandes, Natânia Santos, Jully Milly, Williamy Felix, Raymundo Pacheco, Luana Camile, Marcela Santos, Marcelo Santos e Rodrigo Santos.

À minha amada esposa, Ana Carolina Machado, pela paciência, compreensão e companheirismo em todos os momentos de ausência nesta caminhada.

À minha família matriarcal, aos meus pais e irmão, pelos incentivos fornecidos em mais esta trajetória.

RESUMO

A área de Bannach localiza-se na porção centro-oeste do Domínio Rio Maria, Província Carajás, Cratón Amazônico. Com base em relações de campo, petrografia e comportamentos geoquímicos foi possível a individualização de seis variedades de rochas, divididas em dois grupos: (i) grupo de alta sílica e baixo Mg, representado por rochas trondhjemiticas associadas ao Trondhjemito Mogno (TdhMg), leucogranodioritos e granitoide finos e (ii) grupo de baixa sílica e alto Mg, representado pelos biotita granodioritos, tonalitos com anfibólio e biotita tonalitos (*enclaves*). Os trondhjemitos, leucogranodioritos são os batólitos mais extensos da região, com aproximadamente 90% da área de trabalho, apresentando textura heterogranular média a grossa e feições de deformação dúctil E-W a NW-SE. Os biotita granodioritos ocorrem como um pequeno *stock* no nordeste da área de trabalho, sendo formado por rochas mais enriquecidas em minerais máficos do que a variedade granodiorítica predominante. Os tonalitos com anfibólio (\pm quartzo dioritos) ocorrem alojados ao longo de zonas de cisalhamento que intersectam a porção central área, sendo mais deformados que as demais rochas e os únicos granitoides portadores de anfibólio. Em menores proporções, os biotita tonalitos representam mega-*enclaves* das rochas trondhjemiticas, enquanto que os granitoides finos intersectam as demais rochas da região. Essas variedades são divididas em dois grupos. Geoquimicamente, o grupo de alta sílica ($\text{SiO}_2 > 70\%$) apresenta altos teores de Al_2O_3 , CaO e Na_2O (especialmente os leucogranodioritos) em detrimento de Fe_2O_3 , MgO, Ni e Cr. Além disso, essas variedades apresentam altas razões La/Yb e Gd/Er, anomalias negativas de Eu discretas ou ausentes e padrão ETR fortemente fracionado. Os leucogranodioritos se destacam das demais rochas de alta sílica pelo seu enriquecimento em sódio, Ba e Sr. Por outro lado, os granitoides de baixa sílica apresentam alto conteúdo de Fe_2O_3 , MgO, Ni e Y, com destaque para os elevados teores de K-Ba-Sr dos biotita granodioritos em relação aos demais granitoides da área, além de suas moderadas a altas razões La/Yb, enquanto os demais granitoides de baixa sílica apresentam baixas razões La/Yb devido ao elevado conteúdo de ETRP, o que proporciona um padrão ETR sub-horizantalizado. Tais diferenças remontam a processos distintos de formação para os granitoides de Bannach. Apesar da formação dos trondhjemitos e leucogranodioritos ocorrer na zona de estabilidade da granada, suas diferenças químicas remontam a sensíveis diferenças em seu magma formador. A origem dos trondhjemitos é associada a fusão parcial de granadas anfibolitos, sob condições de alta pressão em ambiente de subducção. Já os leucogranodioritos, dado seu maior enriquecimento em Na, Ba e Sr, têm seu controle composicional associado a diferentes graus de fusão de basalto sob

diferentes níveis de pressão e por uma fonte mais enriquecida em sedimentos subductados da crosta oceânica para produzir magmas com composição similar ao leucogranodiorito. Sendo assim, supõe-se que essas rochas teriam se originado pela fusão de basaltos toleítos enriquecidos instalados abaixo de uma crosta TTG mais antiga que teria sido assimilada por esses fundidos. Os aspectos geoquímicos, como o alto LILE e presença elevada de elementos de afinidade mantélica (Mg, Ni e Cr) dos biotita granodioritos e tonalitos com anfibólio denunciam suas afinidades com as rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria. O caráter geoquímico ambíguo dos biotita granodioritos associados aos mais altos conteúdo de SiO₂ quando comparados aos quartzo dioritos, assim como seus teores mais elevados de Rb e Ba, Sr, Y e das razões La/Y e Sr/Y, indicam um caráter mais evoluído e condições de formação em mais alta pressão e que possui magmas parentais félsicos, bem como um componente máfico atuando em sua origem, se aproximando dos granitos tipo-*Closepet*. Desta maneira, essas afinidades composicionais indicam uma forte analogia petrogenética, com uma origem a partir de um manto enriquecido ou de uma fonte máfica de alto-K. Por sua vez, o caráter menos evoluído dos tonalitos com anfibólio, bem como as baixas razões La/Yb e Sr/Y indicam que estas possuem uma maior afinidade mantélica e que se formaram em baixas profundidades. Admite-se que a origem destas rochas teria sido a partir de um manto metassomatizado por fluidos da *slab* em um ambiente de subducção.

Palavras chave: Geoquímica. Granitoides. Bannach. Arqueano. Domínio Rio Maria.

ABSTRACT

The Bannach area is located in the center-west of Rio Maria Domain, Carajás Province, Amazonian craton. Based on field relationships, petrography and geochemical behavior, it was possible to identify six varieties that was divided into two groups: (i) high silica and low Mg group, represented by trondhjemitic rocks associated with mogno Trondhjemite (TdhMg), leucogranodiorites and fine grained granitoids and (ii) low silica and high Mg groups, represented by biotite granodiorites, amphibole bearing tonalites and biotite tonalites (enclaves). The trondhjemitic, leucogranodiorites are the most extensive batholiths of the region, covering approximately 90% of the work area, presenting medium-to-coarse heterogranular texture and E-W to NW-SE ductile deformation features. The biotite granodiorites occur as a small stock in the north-east, being formed by more enriched in mafic minerals rocks than the predominant granodioritic variety. The amphibole bearing tonalites (\pm quartz diorites) is emplaced along shear zones that intersect the central portion of the area, being more deformed than the other rocks and the only amphibole bearing granitoid. In smaller proportions, the biotite tonalites represent mega-enclaves of the trondhjemitic rocks, whereas the fine granitoids intersect the other rocks of the region. These varieties are divided into two groups. Geochemically, the group of high silica ($\text{SiO}_2 > 70\%$) presents high levels of Al_2O_3 , CaO and Na_2O (especially leucogranodiorites) in detriment of Fe_2O_3 , MgO , Ni and Cr . Moreover, these varieties have high La/Yb and Gd/Er ratios, discrete or absent Eu negative anomalies, and strongly fractionated REE patterns. On the other hand, the low silica granitoids present high content of Fe_2O_3 , MgO , Ni and Y , emphasizing the high K - Ba - Sr content of the biotite granodiorites in relation to the other granitoids in the area, in addition to their moderate to high La/Yb ratios, while the other low silica granitoids present low La/Yb ratios because of the high HREE content, which provides a sub-horizontal REE pattern. These differences trace back distinct formation processes for Bannach granitoids. Although the formation of trondhjemitic and leucogranodiorites occurs in the garnet stability zone, its chemical differences go back to sensible differences in its magma. The origin of the trondhjemitic is associated with the partial melt of garnet amphibolite, under high pressure conditions in a subduction environment. The leucogranodiorites, due to their higher sodium enrichment, Ba and Sr , have their compositional control associated to different degrees of melting of basalt under different pressure levels and by a source richer in subducted sediments of the oceanic crust to produce magmas of similar composition to the leucogranodiorite. Therefore, it is assumed that these rocks would have originated by the fusion of enriched tholeiite basalts

installed below an older TTG crust that would have been assimilated by these melts. The geochemical aspects, such as the high LILE content and even high presence of mantle affinity elements (Mg, Ni and Cr) of the biotite granodiorites and amphibole bearing tonalites may denounce their affinities with the rocks of the Sanukitoid suite of Rio Maria. The ambiguous geochemical character of the biotite granodiorites associated with the highest SiO₂ content when compared to the quartz diorites, as well as their higher levels of Rb and Ba, Sr, Y and the La/Y and Sr/Y ratios indicate a more evolved and conditions of formation in higher pressure and that has felsic parent magmas, as well as a mafic component acting in its origin, approaching the Closepet-type granites. In this way, these compositional affinities indicate a strong petrogenetic analogy, with an origin from an enriched mantle or even from a mafic source of high-K. On the other hand, the less evolved character of the amphibole tonalites, as well as the low La/Yb and Sr/Y ratios indicate that these have a higher mantle affinity and that formed at low depths. It is assumed that the origin of these rocks would have been from a metassomatized mantle by slab fluids in a subduction environment.

Keywords: Geochemistry. Granitoids. Bannach. Archean. Rio Maria Domain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo | 2 |
| Figura 2 - Mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de trabalho.. | 3 |
| Figura 3 - Mapa de amostragem da área de estudo | 12 |

CAPÍTULO 2

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Mapa geológico da Província Carajás | 23 |
| Figura 2 - Mapa geológico da área de Bannach | 25 |
| Figura 3 - Aspectos texturais mesoscópicos e microscópicos da área de Bannach..... | 27 |
| Figura 4 - Relações de campo na área estudada | 28 |
| Figura 5 - Aspectos deformacionais dos granitoides da região | 29 |
| Figura 6 - Diagramas de classificação Q-A-P e Q(A+P)M? | 32 |
| Figura 7 - Aspectos texturais das rochas da área de trabalho | 36 |
| Figura 8 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores | 41 |
| Figura 9 - Diagramas de Harker para elementos menores e traços | 42 |
| Figura 10 - Diagramas de classificação geoquímica. | 45 |
| Figura 11 - Padrões ETR e multielementos..... | 46 |
| Figura 12 - Diagramas de caracterização geoquímica..... | 49 |
| Figura 13 - Diagramas de aspectos petrogenéticos dos granitoides de Bannach. | 50 |
| Figura 14 - Diagramas de aspectos petrogenéticos e de classificação. | 55 |

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Variação das Composições modais | 32 |
| Tabela 2 - Composição química dos granitoides de Bannach. | 39 |
| Tabela 3 - Características geoquímicas dos granitoides de Bannach, Suíte Garantã e Granodiorito Rio Maria. | 51 |

SUMÁRIO

| | |
|--|------|
| DEDICATÓRIA | vi |
| AGRADECIMENTOS | v |
| RESUMO | vi |
| ABSTRACT | viii |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | x |
| LISTA DE TABELAS | xi |
| CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO | 1 |
| 1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL..... | 3 |
| 1.2.1 Domínio Rio Maria | 4 |
| 1.2.1.1 Sequencias <i>Greenstone-Belts</i> : | 4 |
| 1.2.1.2 TTG's antigos..... | 4 |
| 1.2.1.3 Granitoides de Alto-Mg (série <i>Sanukitoide</i>):..... | 5 |
| 1.2.1.4 Leucogranodioritos-Granitos (Suíte Guarantã): | 5 |
| 1.2.1.5 Leucogranitos Potássicos da Série Cálcico-Alcalina..... | 5 |
| 1.2.1.6 Sedimentos do Grupo Rio Fresco | 6 |
| 1.2.1.7 Granitos Tipo-A Paleoproterozoicos | 6 |
| 1.2.2 Domínio Sapucaia | 6 |
| 1.2.3 Domínio Canaã dos Carajás | 7 |
| 1.3 JUSTIFICATIVA | 8 |
| 1.4 OBJETIVOS..... | 9 |
| 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS..... | 9 |
| 1.5.1 Pesquisa Bibliográfica | 9 |
| 1.5.2 Mapeamento Geológico | 10 |
| 1.5.3 Petrografia | 10 |
| 1.5.4 Geoquímica | 10 |

| | |
|---|-----------|
| CAPÍTULO 2 GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E AFINIDADES TECTONO- | |
| MAGMÁTICAS DE GRANTOIDES DA ÁREA DE BANNACH, DOMÍNIO RIO | |
| MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS | 13 |
| CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS | 68 |
| REFERÊNCIAS | 71 |

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O Domínio Rio Maria, porção sul da Província Carajás (Vasquez & Rosa-Costa 2008), apresenta um quadro estratigráfico similar aos típicos terrenos arqueanos, sendo constituído por *greenstone belts* e granitoides originados no intervalo de 2,98 a 2,87 Ga, seccionados por granitos paleoproterozoicos (1,88 Ga) do tipo-A incluídos na Suíte Jamon e por um enxame de diques a eles associados.

O conhecimento geológico sobre tais rochas deve-se em grande parte pelos estudos sistemáticos realizados pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. Esses estudos se concentraram principalmente nas áreas de Xinguara, Rio Maria, Bannach e Redenção.

A área de trabalho está localizada na porção norte da cidade de Bannach, próximo ao limite sul do município de Água Azul do Norte, no sudeste do estado do Pará (Figura 1). As informações geológicas desta região, até o momento da execução desta pesquisa, eram restritas aos trabalhos em escala regional realizados pelo Serviço Geológico Brasileiro (Santos *et al.* 2000). As rochas aflorantes nesta região, careciam de estudos geológicos, petrográficos e geoquímicos mais detalhados, com o intuito de nivelar o grau de conhecimento geológico no Domínio Rio Maria, e com isto definir com maior precisão os limites deste terreno, além de estabelecer comparações com as séries granitoides aflorantes em outras porções deste domínio tectônico, contribuindo assim para entender a extensão dos principais grupos de granitoides arqueanos presentes neste domínio.

A presente dissertação de mestrado está vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará e o principal objetivo é a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica dos granitoides arqueanos aflorantes na porção norte do município de Bannach, além disso, esse estudo permitirá reavaliar as áreas de ocorrência de extensas unidades arqueanas mapeadas nesta região (Trondhjemitó Mogno, Granodiorito Rio Maria e Granito Xinguara).

A apresentação da dissertação é constituída de um capítulo introdutório, que aborda o contexto geológico regional, fazendo uma ligação com os trabalhos já realizados nas proximidades da área de estudos, além da problemática, objetivos e materiais e métodos utilizados neste trabalho. Os principais resultados serão apresentados no capítulo 2, que será apresentado na forma de artigo

científico, contendo caracterizações petrográficas e geoquímicas das rochas estudadas, além da discussão sobre a gênese e contexto tectônico dessas rochas. Por fim, no capítulo 3 serão apresentadas as conclusões do trabalho.

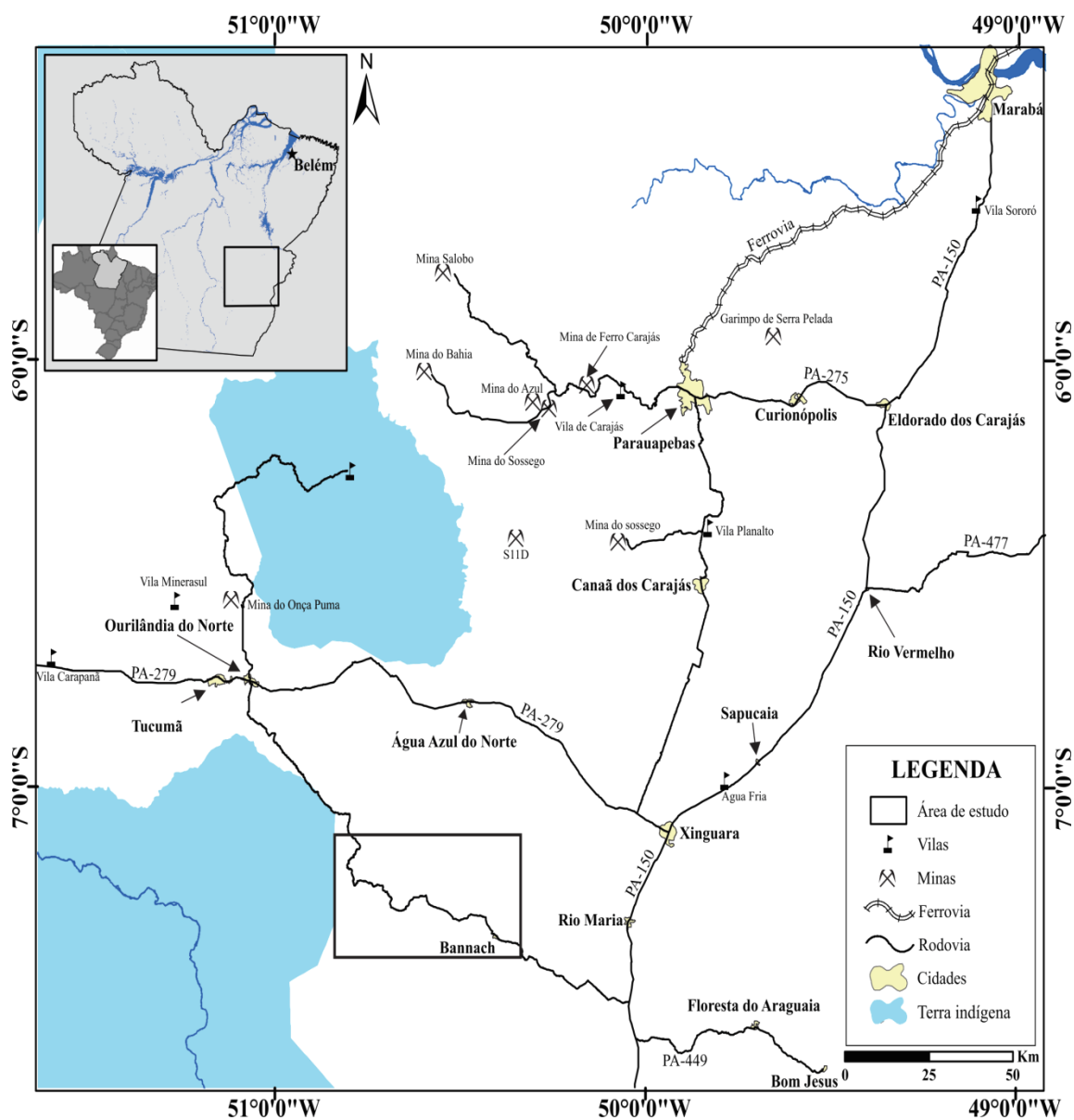


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo

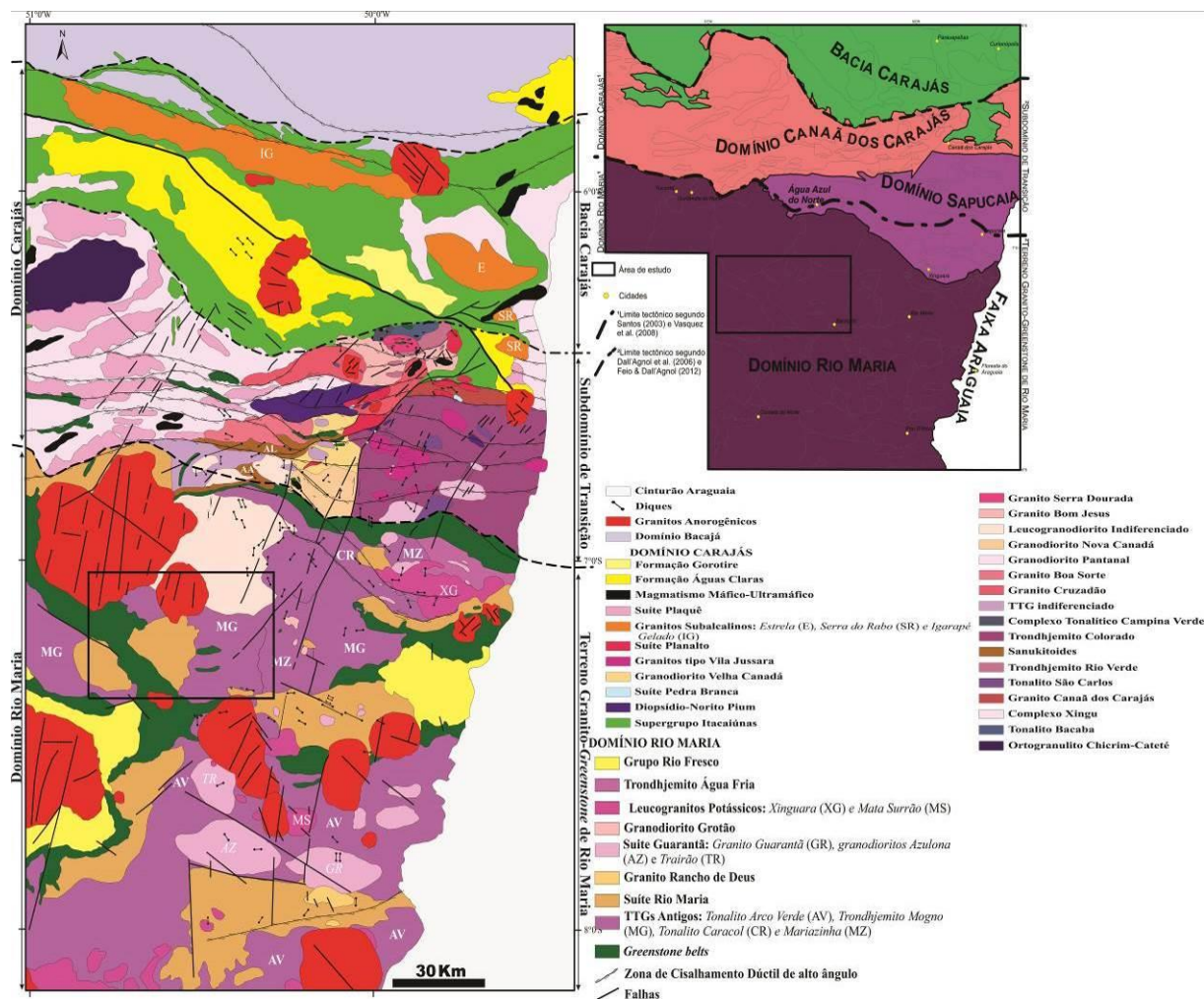


Figura 2 - Mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de trabalho, a esquerda; no canto superior direito, mapa geotectônico proposto por Dall'Agnol *et al.* 2013 com área de trabalho em destaque.

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

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sulamericana e é subdividido em seis províncias geocronológicas (figura 2a): Amazônia Central (>2.2 Ga.), Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95-1.88 Ga.), Rio-Negro-Juruema (1.8-1.55 Ga.), Rondoniana-San Ignácio (1.55-1.3 Ga) e Sunsás (1.3-1.0 Ga) (Tassinari & Macambira 2004).

A Província Carajás está situada a sudeste do Cráton Amazônico, inserida no contexto da Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004), fazendo limite com o Domínio Bacajá a norte, Domínio Santana do Araguaia a sul, com a Província Tocantins marcada pelo cavalgamento do Cinturão Araguaia, e com as rochas ígneas e sedimentares paleoproterozóicas da Província Amazônia Central.

Com base em dados geológicos inéditos e interpretações de imagens aerogeofísicas, pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides [GPPG-UFGA - Dall’Agnol *et al.* (2013)] dividiram a Província Carajás em três domínios : i) Domínio Rio Maria (DRM), (ii) Domínio Canaã dos Carajás (DCC), que seria o embasamento imediatamente a sul da Bacia Carajás e (iii) Domínio Sapucaia (DS) com fortes similaridades petrogenéticas com o DRM, porém afetado por eventos tectonotermiais neoarqueanos típicos do DC

1.2.1 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria é formado por sequências *Greenstone Belts* (Supergrupo Andorinhas) e diversos tipos de granitoides arqueanos: TTG’s antigos, representados pelos Tonalitos Arco Verde, Caracol e Mariazinha, além do Trondhjemitó Mogno; granitoides de alto Mg (*sanukitoides*), Leucogranodioritos-Granitos da Suíte Guarantã, TTG’s mais jovens (Trondhjemitó Água Fria) e séries leucograníticas cálcico-alcálicas. Tais rochas foram recobertas por sedimentos do Grupo Rio Fresco e afetadas por intrusões de Granitos Tipo-A paleoproterozoicos e diques de diferentes composições.

1.2.1.1 Sequências *Greenstone-Belts*:

Ocorrem ao longo de todo o DRM, com faixas orientadas nas seguintes direções: E-W, NW-SE e NE-SW e idades que variam de 2,97 a 2,90 (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Souza 1994), sendo compostos principalmente por rochas meta-ultramáficas (komatiitos) e metabásicas (gabros e basaltos), com presença menos marcantes de rochas intermediárias e félsicas. Esta associação agrupa rochas supracrustais dos grupos Babaçu, Lagoa Seca, Serra do Inajá, Gradaús, Sapucaia e Tucumã, incluídos dentro do Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988).

1.2.1.2 TTG’s antigos

O grupo de granitoides da série TTG mais antiga teria sido formado por dois momentos de cristalização: (1) na formação das rochas mais antigas do Tonalito Arco Verde, datadas em 2,98 Ga (Macambira & Lancelot 1996, Althoff *et al.* 1995) e do Trondhjemitó Mogno (Almeida *et al.* 2011, Cordeiro & Saueressig 1980, Huhn *et al.* 1988, DOCEGEO 1988) cuja idade obtida por Almeida *et al.* (2011) por LA-MC-ICPMS foi de $2,96 \pm 0,02$ Ga. A segunda etapa é marcada pela cristalização das rochas do Complexo Tonalítico Caracol, de idade variando entre 2,94 e 2,92 Ga

(Pb-Pb evaporação em zircão, Leite *et al.* 2004), Tonalito Mariazinha, datado por Almeida *et al.* (2011) em $2,92 \pm 0,02$ Ga pelo método LA-MC-ICPMS em zircão, além das rochas mais jovens do Tonalito Arco verde (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011) datadas em 2,93Ga (Rolando & Macambira 2003).

Segundo Almeida *et al.* (2011), estas rochas teriam sido oriundas de fontes similares aos metabasaltos do Supergrupo Andorinhas, podendo ser distintos em três grupos geoquímicos, de altas, médias e baixas razões $(La/Yb)_N$, diretamente relacionados a profundidade e pressões aos quais esses magmas foram formados.

1.2.1.3 Granitoides de Alto-Mg (série *Sanukitoide*);

A série *sanukitoide* refere-se a um conjunto de rochas que apresenta grandes variedades petrográficas dentro do contexto do Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009), além daquelas de composição diorítica, denominadas Quartzo-Diorito Parazônia (Guimarães *et al.* 2010). Tais rochas são intrusivas nos *Greenstone Belts* do Supergrupo Andorinhas, nos Tonalitos Arco Verde, Mariazinha e Caracol e no Trondhjemitito Mogno e, por sua vez, intrudidas pelos leucogranitos potássicos cálcico alcalinos, Trondhjemitito Água Fria e àqueles de idade Paleoproterozoica relacionados a Suíte Jamon.

1.2.1.4 Leucogranodioritos-Granitos (Suíte Guarantã):

Na Suíte Guarantã (2875 ± 8 e 2872 ± 7 Ma; Almeida *et al.* 2013, 2017), foram individualizados três grupos de granitos arqueanos, o Granito Guarantã e os Granodioritos Azulona e Trairão (Dias 2009, Almeida *et al.* 2010, 2013), intrusivos no Tonalito Arco Verde, sendo similares em termos geológicos, petrográficos e geoquímicos. Almeida *et al.* (2010) sugerem que essas rochas sejam produto de mistura em diferentes graus de fusão de líquidos trondhjemitíticos e graníticos, com altos conteúdos de Ba e Sr, de afinidade *sanukitoide*.

1.2.1.5 Leucogranitos Potássicos da Série Cálcico-Alcalina

Essas rochas são caracterizadas pelos monzo-sienogranitos do Granito Xinguara (datado em 2865 ± 1 Ma por Leite *et al.* 2004) e pelo Granito Mata Surrão (de idade 2872 ± 10 Ma, segundo Rodrigues *et al.* 1992). De acordo com Leite (2001), as rochas do Granito Xinguara teriam sido originadas a partir da fusão parcial de rochas TTG antigas.

1.2.1.6 Sedimentos do Grupo Rio Fresco

Recobrando parte do embasamento arqueano do Domínio Rio Maria, representam uma sequência de sistema transgressivo com clastos grossos na base e finos no topo (DOCEGEO 1988).

1.2.1.7 Granitos Tipo-A Paleoproterozoicos

Depois de período de aproximadamente 1 Ga de estabilidade tectônica, as rochas arqueanas do Domínio Rio Maria foram afetadas por intrusões de Granitos Anorogênicos de composição sienogranítica a monzogranítica (Dall’Agnol *et al.* 2005). Esses corpos foram datados em 1,88 Ga (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Barbosa *et al.* 1995) e são representados pelos granitos Seringa, Gradaús, São João e àqueles que compõem a Suíte Jamon [Musa (Gastal, 1987); Jamon (Dall’Agnol *et al.* 1999), Marajoara (Rocha Jr. 2004), Manda Saia (Leite 2001), Bannach (Almeida, 2005, Almeida *et al.* 2006; Mesquita *et al.* 2018) e Redenção (Oliveira 2006, Oliveira *et al.* 2008)]. Contemporaneamente, há ocorrência de diques félsicos e máficos (Silva *et al.* 2016).

1.2.2 Domínio Sapucaia

A primeira referência ao Domínio Sapucaia, anteriormente inserido dentro do contexto tectônico do Domínio Carajás, foi estabelecida por Hirata *et al.* (1982), onde descreveram metaperidotitos de textura *spinifex* e, a primeira denominação formal foi dada ao conjunto de metamafitos, metaultramafitos e metassedimentares de que compõem sequências *Greenstone Belts* retrabalhadas em regime dúctil no final do arqueano (DOCEGEO 1988, Costa *et al.* 1994, Sousa *et al.* 2013). Além disso, são encontradas lascas isoladas de rochas supracrustais deformadas e metamorfizadas correlacionadas a esse grupo (Oliveira D.C. *et al.* 2010, Feio *et al.* 2013).

Neste domínio são descritas rochas quimicamente semelhantes ao Domínio Rio Maria, porém afetadas por eventos tectonotermiais neoarqueanos. No mesoarqueano, são registrados TTG's antigos (Tonalitos Caracol e um corpo tonalítico análogo ao Tonalito Mariazinha) de idade entre 2,94 - 2,92 Ga. (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011), sanukitoides (Granodioritos Água Limpa e Água Azul) de aproximadamente 2,88 Ga. (Gabriel *et al.* 2010, Souza *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013), TTG's jovens (Trondhjemitos Colorado e Água Fria), datados entre 2,87 - 2,84 (Leite *et al.* 2004, Silva *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011) e Granito Xinguara de 2,86 Ga. (Leite *et al.* 2004). Novos eventos produziram magmatismo neoarqueano, onde foram diferenciadas a Suíte Planalto com idades entre 2,75 - 2,74 Ga. (Sousa *et al.* 2010, Silva *et al.* 2010) e o Leucogranodiorito Velha

Canadá de idade entre 2,74-2,73 Ga. (Santos, *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010, Leite-Santos & Oliveira 2016).

1.2.3 Domínio Canaã dos Carajás

A mais antiga unidade deste domínio são as rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté, com idades variando entre 3,0 - 2,85 Ga. (Piedgon *et al.* 2000), sendo seguidos por tonalitos de granulação fina, ricos em hornblenda denominados de Tonalito Bacaba, de idade entre 3,0 - 2,99 Ga (Moreto *et al.* 2011). Seguidamente, ainda no mesoarqueano, este domínio é caracterizado pelo Granito Canaã dos Carajás, descrito por Feio *et al.* (2013), que consiste de rochas hololeucocráticas fortemente deformadas, dobradas e milonitizadas, cuja idade varia entre 2,95 - 2,92 Ga. (Sardinha 2004, Feio *et al.* 2013). Geoquimicamente similares aos TTG's arqueanos, o Trondhjemitito Rio Verde é composto essencialmente por trondhjemitos texturalmente homogêneos e fortemente foliados, cuja idade varia de 2,93 a 2,87 Ga (Feio *et al.* 2013). O Complexo Tonalítico Campina Verde possui duas associações de rochas distintas que diferem dos típicos TTG's arqueanos e a idade desta unidade varia de 2,87 a 2,84 Ga (Feio *et al.* 2013). Os Leucogranitos cálcico-alcálicos são típicos granitos *strictu sensu* com idade de cristalização entre 2,87 e 2,83 Ga (Feio *et al.* 2013).

O Neoarqueano é marcado por uma sequência de rochas metavulcanossedimentares de natureza que varia de máfica a ácida, com idades em torno de 2,77 - 2,73 Ga. (Wirth *et al.* 1986; Machado *et al.* 1991, Tallarico *et al.* 2005). O Diopsídio-Norito Pium, eram relacionados equivocadamente ao embasamento mesoarqueano da Província Carajás (Hirata *et al.* 1982, Araújo *et al.* 1988, Araújo & Maia 1991). Santos *et al.* (2013) obtiveram ainda idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,75 Ga e, idades modelos T_{DM} de 3,14 e 3,06 Ga obtidas por Galarza Toro *et al.* (2012), sugerem que os gabros Pium tiveram sua derivação a partir de fontes mantélicas em cerca de 3,1 Ga, confirmando a existência de um importante período de formação de crosta durante o mesoarqueano na PC. Os granitoides neoarqueanos incluem: (i) granitos sódicos de assinatura toleítica representados pela Suíte Pedra Branca (2,75 Ga – Feio *et al.* 2013); (ii) granitos subalcalinos neoarqueanos de idades que variam entre 2,76 e 2,73 Ga (Sardinha 2002, Barros *et al.* 2009); (iii) granitos exibindo características geoquímicas típicas de Granito Tipo-A, alguns pertencentes a Suíte Planalto cuja idade obtida varia de 2,74 a 2,70 Ga. (Huhn *et al.* 1999, Sardinha 2002, Santos R.V *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012, Feio *et al.* 2013); (iv) granitos

anteriormente interpretados como granitos à duas micas da Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991), mas posteriormente caracterizados como granitos *strictu sensu* e agrupados por Feio *et al.* (2012) na Suíte Planalo; (v) rochas *charnockíticas* caracterizadas por trondhjemitos com ortopiroxênio datados em 2,75 Ga (Gabriel *et al.* 2010) e que ocorrem associados aos gabros do Diopsídio-Norito Pium; (vi) leucogranitos peraluminosos da suíte Plaquê, datados em 2,73 Ga (Avelar *et al.* 1993) e interpretados como retrabalhamento crustal.

Sotopostas ao embasamento do Domínio Canaã dos Carajás, ocorrem as rochas da Formação Águas Claras, divida estratigraficamente com base nas diferenças litológicas e ambientes de formação (Nogueira *et al.* 1995): (i) membro inferior que é formado por pelitos, siltitos e arenitos, possivelmente depositados em plataforma marinha; e (ii) membro superior, caracterizado por arenitos litorâneos (parte inferior), e fluviais (parte superior). A unidade é considerada do Arqueano, sendo posicionada no topo do Grupo Grão-Pará (Pinheiro & Holdsworth 2000). Baseados em proveniência em zircões detríticos e relações de campo de diques que cortam esses arenitos, Mougeot *et al.* (1996) admitem o intervalo de 2778 a 2708 Ma como sendo o de deposição dessa unidade.

O último magmatismo ocorrente no Domínio Canaã dos Carajás pertence a Suíte Serra dos Carajás representada pelos Granitos Central Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco (Dall'Agnol *et al.* 2006). Apresenta muitas similaridades com os granitos da Província Amazônia Central, porém, mostrando diferenças texturais e geoquímicas que apontam importantes particularidades nas fontes dos magmas e cristalização (Dall'Agnol *et al.* 1994).

1.3 JUSTIFICATIVA

O conhecimento geológico da área situada a norte da cidade de Bannach é mínimo quando comparado com outras áreas adjacentes pertencentes ao Domínio Rio Maria. Mapas geológicos em escalas regionais (P. ex. Santos *et al.* 2000) apontam que esta área é amplamente dominada por granitoides arqueanos englobados nas unidades: Trondhjemitos Mogno, Granodiorito Rio Maria e Granito Xinguara. Deste modo, tais unidades não foram estudadas em detalhe e outras ainda não foram cartografadas em maior escala, ocasionando uma série de questões ainda sem resposta.

Portanto, a utilização de técnicas de mapeamento geológico em escala de semi-detalhe (1:100.000), associada a estudos petrográficos e geoquímicos torna-se necessário nesta área, com intuito de reavaliarmos domínios de ocorrência dos granitoides já identificados em trabalhos

anteriores, além de classificar aqueles ainda não diferenciados, definindo as suas relações de contato e variedades petrográficas, permitindo dessa forma, uma discussão sobre suas variações composicionais, suas afinidades e séries magmáticas, assim como seus principais aspectos evolutivos, contribuindo dessa forma para o avanço na compreensão do magmatismo arqueano da área, e conseqüentemente da evolução geológica e tectônica do Domínio Rio Maria. Isto permitirá que alguns questionamentos específicos sejam respondidos, tais como: Qual é a fonte dessas rochas? Quais as principais séries magmáticas e tipologias encontradas na região? Em que contexto tectônico regional estas rochas estão inseridas?

1.4 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é refinar a geologia e os aspectos petrográficos dos principais litotipos encontrados ao norte da cidade de Bannach, assim como caracterizar geoquimicamente os diversos tipos de granitoides passíveis de individualização. Para isso, serão seguidos os seguintes objetivos específicos:

i) classificar os principais litotipos, definindo suas variedades petrográficas com base nas composições modais, análise textural e mineralógica, discutindo feições magmáticas e deformacionais presentes nas rochas;

ii) identificar as relações de contato entre as unidades e o arranjo espacial de suas estruturas, redefinindo, caso necessário, as unidades descritas pela CPRM;

iii) definir as principais séries e tipologias magmáticas ocorrentes, a fim de um amplo entendimento da evolução magmática da área de estudo;

iv) comparar as principais características geológicas, petrográficas e geoquímicas das rochas estudadas com as séries granitoides do Domínio Rio Maria;

v) elaborar uma coluna estratigráfica para as rochas arqueanas ali encontradas;

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Pesquisa Bibliográfica

Esta fase consistiu de um levantamento bibliográfico com ênfase na geologia regional e no magmatismo granítico do Domínio Rio Maria, bem como a análise minuciosa de artigos científicos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, com temas específicos, concernentes à geologia de terrenos arqueanos com enfoque em evolução crustal, petrografia, geoquímica, gênese de rochas graníticas.

1.5.2 Mapeamento Geológico

Realizou-se três etapas de campo entre os anos de 2015 e 2016 obedecendo a escala de 1:100.000 (figura 3) com foco na descrição de afloramentos em seus principais aspectos litológicos, estruturais e de susceptibilidade magnética, enfatizando-se as principais relações de contato entre esses granitoides, acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geoquímicos em 136 pontos. 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

Esta etapa do trabalho consistiu na análise macroscópica das amostras, seguido de estudo em microscópio petrográfico em 105 lâminas delgadas, utilizando as técnicas de luz transmitida, envolvendo (i) a identificação de minerais (Kerr 1959, Deer *et al.* 1992) e sua descrição sistemática; (ii) o estudo das texturas magmáticas e de alteração (Bard 1980, Mackenzie *et al.* 1982, Hibbard 1995, Passchier & Trouw 1996); (iii) obtenção de composições modais (Chayes 1956, Hutchison 1974) com contador automático de pontos *Stageledge*, da marca *Endeoper* (2000 pontos por amostra) em mais de 40 lâminas e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Le Maitre 2002).

1.5.4 Geoquímica

Com base no estudo petrográficos, 45 amostras representativas das unidades mapeadas foram selecionadas para o estudo geoquímico. Na primeira etapa, de pulverização das amostras, foi utilizado os trituradores de mandíbula grande e pequena da Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) a fim de chegar em uma granulação suficiente para iniciar a segunda etapa, que consistiu de 20 minutos de pulverização em um grau de ágata mecânico, a fim de chegar em uma granulação propícia para análise química nos principais laboratórios disponíveis. A partir disso, foram realizadas nesse material análises químicas em rocha total, pela ACME- Analytical Laboratories Ltda (pacotes 4a e 4b) e ALS Minerals Ltda. (pacote ME-MS81d+ME-4ACD81). Para quantificar os conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 , PF) foi usado o método ICP-ES, e, os elementos traços (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), foram analisados por ICP-MS.

A caracterização geoquímica destas rochas teve como base os princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993) onde se baseia na avaliação dos seguintes elementos:

(I) Elementos maiores e menores: utilização de diagramas de variação, classificação e tipologia (Pearce 1968, Irvine & Baragar 1971, Cox *et al.* 1979);

(II) Elementos-traço: diagramas de variação e discriminantes de ambientes geotectônicos (Frost *et al.* 2001, Halla *et al.* 2009, Heilimo *et al.* 2010, Laurent *et al.* 2014); avaliação de possíveis processos magmáticos; e

(III) Elementos Terras Raras: possíveis fases fracionadas durante a geração do magma ou de seu processo de cristalização.

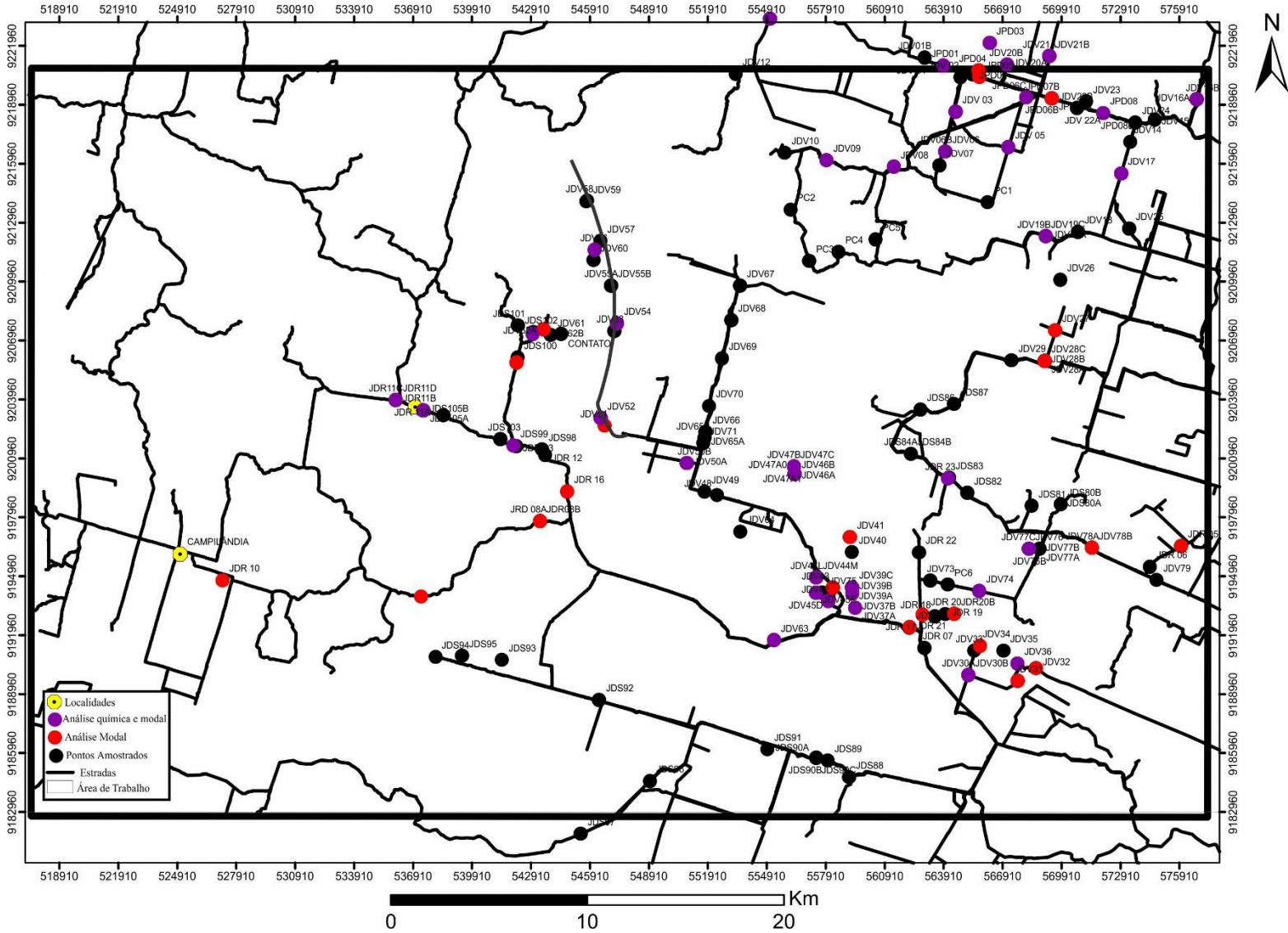


Figura 3 - Mapa de amostragem da área de estudo

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E AFINIDADES TECTONO-MAGMÁTICAS DE GRANTOIDES DA ÁREA DE BANNACH, DOMÍNIO RIO MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Jean Ricardo Mesquita Machado ^{1,2} (jeanmachado@ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira ^{1,2} (davis@ufpa.br)

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), Endereço, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brasil.

²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), IG, UFPA, Brasil.

RESUMO

O mapeamento geológico associado com estudos petrográficos e geoquímicos dos granitoides da área a norte da cidade de Bannach (PA), permitiu o reconhecimento de seis variedades: (i) rochas trondhjemiticas associadas ao Trondhjemitito Mogno (TdhMg), (ii) leucogranodioritos sódicos, (iii), biotita granodioritos, (iv) tonalitos com anfibólio (\pm quartzo dioritos), (v) biotita tonalitos (*enclaves*) e (vi) granitoides finos. Essas rochas formam grupos de alta e baixa sílica com padrões geoquímicos diferentes entre si. O grupo de alta sílica ($>70\%$ SiO₂), representado pelos trondhjemitos, leucogranodioritos e granitoides finos apresentam altos teores de Al₂O₃, CaO e Na₂O (especialmente os leucogranodioritos) em detrimento de Fe₂O₃, MgO, Ni e Cr. Além disso, apresentam altas razões La/Yb e Gd/Er, anomalias negativas de Eu discretas ou ausentes e padrão ETR fortemente fracionado. Os leucogranodioritos apresentam maior enriquecimento em Na₂O, Ba e Sr. Os granitoides de baixa sílica, representados pelos biotita granodiorito, tonalito com anfibólio e *enclaves* tonalíticos apresentam alto conteúdo de Fe₂O₃, MgO, Ni e Y. Os biotita granodioritos apresentam altos teores de Ba-Sr-K e moderadas a altas razões La/Yb, enquanto os demais apresentam baixas razões La/Yb com padrão ETR sub-horizontalizado. Essas diferenças remontam a processos distintos de formação dessas rochas. A origem dos trondhjemitos é associada a fusão parcial de granada anfibolitos, sob condições de alta pressão em ambiente de subducção. Já os leucogranodioritos, dado seu maior enriquecimento em sódio, Ba e Sr, têm seu controle composicional associado a diferentes graus de fusão de basalto sob diferentes níveis de pressão e por uma fonte mais enriquecida em sedimentos subductados da crosta oceânica para gerar magmas com composição similar ao leucogranodiorito. Sendo assim, essas rochas teriam se originado pela fusão de basaltos toleítos enriquecidos instalados abaixo de uma crosta TTG mais antiga que teria

sido assimilada por esses fundidos. Os aspectos geoquímicos, como o alto conteúdo de LILE, Mg, Cr e Ni e presença elevada de elementos de afinidade mantélica (Mg, Ni e Cr) dos biotita granodioritos e tonalitos com anfibólio denunciam suas afinidades com as rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria. O caráter geoquímico ambíguo dos biotita granodioritos e os mais altos conteúdo de SiO₂ quando comparados aos quartzo dioritos, assim como seus teores mais elevados de Rb, Ba, Sr e Y e das razões La/Y e Sr/Y, indicam um caráter mais evoluído e condições de formação em mais alta pressão e que possui magmas parentais félsicos, bem como um componente máfico atuando em sua origem, se aproximando dos granitos tipo-Closepet. Tais afinidades composicionais indicam uma forte analogia petrogenética, com uma origem a partir de um manto enriquecido ou de uma fonte máfica de alto-K. Por sua vez, o caráter menos evoluído dos tonalitos com anfibólio, bem como as baixas razões La/Yb e Sr/Y indicam que estas possuem afinidade mantélica, e formação a baixas profundidades. Admite-se que a origem destas rochas teria sido a partir de um manto metassomatizado por fluidos da *slab* em um ambiente de subducção.

Palavras-Chave: Domínio Rio Maria, Arqueano, Geoquímica, Granitoides, Bannach.

ABSTRACT

The geological mapping associated with petrographic and geochemical studies in the northern of Bannach city, northern Brazil, allowed the recognition of six varieties: (i) trondhjemitic rocks associated with Mogno Trondhjemite (TdhMg), (ii) sodic leucogranodiorites, (iii), biotite granodiorites, (iv) amphibole bearing tonalites (\pm quartz diorites), (v) biotite tonalites (enclaves) and (vi) fine grained granitoids. These rocks form groups of high and low silica with different geochemical patterns. The high silica group ($> 70\%$ SiO₂), represented by the trondhjemites, leucogranodiorites and fine granitoids present high levels of Al₂O₃, CaO and Na₂O (especially the leucogranodiorites) in detriment of Fe₂O₃, MgO, Ni and Cr. In addition, they present high La/Yb and Gd/Er ratios, discrete or absent Eu negative anomalies, and strongly fractioned REE pattern. Leucogranodiorites present greater enrichment in Na₂O, Ba and Sr. The low silica granites, represented by the biotite granodiorite, amphibole bearing tonalite and tonalite enclaves present high Fe₂O₃, MgO, Ni and Y contents. The biotite granodiorite present high levels of Ba-Sr-K and moderate to high La/Yb ratios, while the others have low La/Yb ratios with sub-horizontal REE pattern. These differences trace back distinct formation processes for these rocks. The origin of the trondhjemites is associated with the partial melt of garnet amphibolite, under high pressure conditions in a subduction environment. The leucogranodiorites, due to their higher sodium enrichment, Ba and Sr, have their compositional control associated to different degrees of melting of basalt under different pressure levels and by a source richer in subducted sediments of the oceanic crust to generate magmas with similar composition to the leucogranodiorite. Therefore, these rocks would have originated by the fusion of enriched toleite basalts installed below an older TTG crust that would have been assimilated by these melts. The geochemical aspects of biotite granodiorites and amphibole bearing tonalites, such as the high LILE, Mg, Cr and Ni, high presence of mantle affinity elements (Mg, Ni and Cr) may denounce their affinities with the rocks of the Sanukitoid suite of Rio Maria. The ambiguous geochemical character of the biotite granodiorites and the higher SiO₂ content when compared to quartz diorites, as well as their higher Rb and Ba, Sr, Y and La/Y and Sr/Y ratios indicate a more evolved conditions of formation in higher pressure and that has felsic parent magmas, as well as a mafic component acting in its origin, approaching to the Closepet-type granites. Such compositional affinities indicate a strong petrogenetic analogy, with an origin from an enriched mantle or from a mafic high-K source. On the other hand, the less evolved character of amphibole bearing tonalites as well as the low La/Yb and Sr/Y ratios indicate

that these have a higher mantle affinity and that formed at low depths. It is assumed that the origin of these rocks would have been from a mantle metassomatized by slab fluids in a subduction environment.

Keywords: Rio Maria Domain, Archean, Geochemistry, Granitoids, Bannach

1 - INTRODUÇÃO

A granitogênese arqueana do Domínio Rio Maria, porção sudeste do Estado do Pará (Fig. 1), apresenta idade concentrada no intervalo entre 2,98 e 2,86 Ga, e suas rochas são análogas aquelas que ocorrem em típicos terrenos arqueanos, sendo constituídas por suítes TTGs (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011, Almeida *et al.* 2017), sanukitoides (Oliveira *et al.* 2009, Oliveira *et al.* 2011), leucogranitos cálcico-alcálicos (Leite *et al.* 2001, Almeida *et al.* 2013) e TTGs transicionais (Almeida *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2017).

Suítes TTGs constituem os granitoides mais volumosos do Domínio Rio Maria, onde o Trondhjemitó Mogno destaca-se como um dos principais batólitos. Dados geocronológicos obtidos por Almeida *et al.* (2011) revelaram idade de $2,96 \pm 0,02$ Ga para esta unidade. Guimarães *et al.* (2010) através de trabalhos de campo, associados a estudos petrográficos e geoquímicos reconheceram plutons TTGs (Tonalito Mariazinha) e *stocks* de rochas sanukitoides e de leucogranitos intrusivos na porção leste do batólito Mogno. Já a porção oeste do Trondhjemitó Mogno, foi pouco estudada, dispondo apenas de mapeamento geológico em escala regional, o que reflete na necessidade de estudos mais detalhados nesta área.

Levando-se em consideração a escassez de dados geológicos existentes na área de Bannach, a presente pesquisa visa a caracterização geológica, petrográfica, e geoquímica da porção oeste do Trondhjemitó Mogno, além de corpos anteriormente associados ao Granodiorito Rio Maria (porção central da área, intrusivo no Trondhjemitó Mogno) e Granito Xinguara (porção norte da área de trabalho), buscando com isso equalizar o nível de conhecimento na área de ocorrência destas unidades, além disso, estabelecer comparações com os granitoides arqueanos aflorantes em suas áreas-tipo do terreno de Rio Maria. Os resultados alcançados permitirão um avanço no conhecimento geológico da área, e contribuirão para o melhor entendimento sobre a evolução geológica do Domínio Rio Maria.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás (Figura 1), situada no sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), tem sido incluída na Província Amazônia Central por Tassinari e Macambira (2004) ou considerada como uma província tectônica independente (Santos, 2003). Três domínios distintos foram distinguidos: (i) Domínio Rio Maria – DRM (Mesoarqueano, 3,0-2,4 Ga), (ii) Domínio Sapucaia (DS) e (iii) Domínio Canaã dos Carajás (DCC), Mesoarqueano ao Neoarqueano (Dall’Agnol *et al.* 2013).

O DRM é caracterizado por associações *Greentone Belts* (3,0-2,9 Ga) e uma variedade de granitoides arqueanos: (i) TTG’s antigos (2,96 – 2,93 Ga), representados pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemitito Mogno e Tonalito Mariazinha (Huhn *et al.* 1988, Macambira & Lafon, 1995, Rolando & Macambira, 2003, Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011, Guimarães *et al.* 2010); (ii) rochas *sanukitoides* (~2,87Ga), representados pelo Granodiorito Rio Maria e rochas intermediárias associadas (Medeiros & Dall’Agnol 1988, Oliveira *et al.* 2009); (iii) Leucogranodioritos-Granitos (Almeida *et al.* 2010 e 2013); (iv) Leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica, representados pelo granito Mata Surrão (Almeida *et al.* 2013) e Xinguara (Leite *et al.* 2004). Posteriormente, essas rochas são sobrepostas por rochas sedimentares do Grupo Rio Fresco e intrudidas por granitos Paleoproterozoicos tipo-A e diques associados (Dall’Agnol *et al.* 2005, Silva, *et al.* 2016).

O DS consiste de: (i) *greenstone Belts* do Supergrupo Sapucaia; (ii) rochas TTG’s, representadas pelos Trondhjemitos Colorado (2,87Ga) e Água Fria (2,86Ga); (iii) Tonalitos com anfibólio representados pelo Tonalito São Carlos; (iv) Granodioritos de alto-Mg formados pelos Granodioritos Água Azul e Água Limpa (2,87Ga); (v) Granitos cálcico alcalinos de alto-K, representados pelo Leucogranodiorito Velha Canadá (Santos *et al.* 2013, Teixeira *et al.* 2013, Silva *et al.* 2014, Gabriel & Oliveira 2014, Oliveira *et al.* 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016).

O Domínio Canaã dos Carajás possui idade variando de mesoarqueana a neoarqueana, sendo caracterizado por uma grande variedade de rochas: (i) ortogranulito ChicrimCateté (3,0 Ga); (i) Complexo Xingu (2,87 – 2,86 Ga), que tem sua extensão territorial reduzida com a individualização de novos granitoides; (iii) Diopsídio Norito Pium (2,74 Ga), além de seis associações granitoides: (1) Tonalito com anfibólio e Tonalito Bacaba (3, Ga); (2) associação TTG, representada pelo Trondhjemitito Rio Verde (2,93Ga); (3) Granito Canaã dos Carajás (2,95 – 2,93 Ga); (4) Suíte Pedra

Branca (2,75Ga), (5) Suíte Planalto e (6) rochas associadas a Charnockitos (2,73Ga) (Feio *et al.* 2012, Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014).

3 - GRANITOIDES ARQUEANOS AOS ARREDORES DE BANNACH E A CARACTERIZAÇÃO DA PROBLEMÁTICA

Nos mapas geológicos em escala de 1:250.000 da Companhia de Produção de Recursos Minerais (CPRM – Santos *et al.* 2000), o Trondhjemitó Mogno é um extenso batólito homogêneo que aflora ao norte das cidades de Rio Maria e Bannach apresentando *trend* estrutural NE-SW, discordante da estruturação regional arqueana E-W. Datações obtidas pelos métodos U-Pb em titanita (Pimentel & Machado 1994) e Pb-Pb em zircão (Macambira *et al.* 2000) indicaram idades, respectivamente, de 2871 Ma e 2857 ± 13 Ma. Almeida *et al.* (2011), através de dados geocronológicos robustos, utilizando métodos de datação U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e Pb-Pb em zircão, aliados a estudos geológicos, petrográficos e geoquímicos, definiram que o Trondhjemitó Mogno, juntamente com os granitoides mais antigos do Tonalito Arco Verde, foram formados no intervalo entre 2.98-2.94 Ga, representando o primeiro episódio de magmatismo félsico do Domínio Rio Maria.

Mapeamento geológico em escala de 1:100.000 (Guimarães *et al.* 2010) na porção leste do batólito Mogno, permitiu reconhecer granitoides diversos e concluir que esta área não era homogênea como anteriormente se admitia. O Trondhjemitó Mogno apresenta trama estrutural NW-SE e é seccionado na sua porção central pelo Tonalito Mariazinha ($\approx 2,92$ Ga) com *trend* NE-SW discordante, além de *stocks* de rochas sanukitóides e de leucogranitos (Guimarães *et al.* 2010). Enclaves de rochas máficas, provavelmente dos metabasaltos do Supergrupo Andorinhas, são comumente encontradas no Trondhjemitó Mogno.

Além desses TTG's, aos arredores da área de trabalho foram identificados: (i) rochas *sanukitóides* do Granodiorito Rio Maria e intermediárias associadas, que ocorrem intrusivas em *Greentone Belts* do Supergrupo Andorinhas e nos TTG's antigos (Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol) e são cortadas por leucogranitos potássicos arqueanos, TTG's jovens e granitos paleoproterozoicos do Tipo-A; (ii) leucogranodioritos potássicos, representados pelos granitos Xinguara e Mata Surrão, que mostram alto conteúdo de SiO₂, K₂O e Rb, moderado fracionamento ETR e pronunciada anomalia negativa de Eu (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2010, 2013); (iii) Leucogranodioritos-Granitos de alto Ba-Sr, representados pela Suíte Garantã (Almeida *et al.* 2010), que mostram altos conteúdos de Na₂O, SiO₂ e baixo teor de elementos ferromagnesianos,

forte fracionamento nos padrões ETR e fraca ou ausente anomalia de Eu (Almeida *et al.* 2010 e 2013).

Em contraste a sua porção leste, a porção norte do município de Bannach foi pouco estudada, dispondo apenas de mapeamento geológico a nível regional, em escala de 1:250.000, permanecendo dúvidas quanto a existência de outros granitoides e/ou um comportamento estrutural diferenciado do Trondhjemito Mogno nesta área. Desta maneira, esta pesquisa exibirá os resultados do mapeamento geológico e estudos petrográfico e geoquímico da porção oeste do Trondhjemito Mogno, bem como uma melhor caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Rio Maria e Granito Xinguara, além de uma reavaliação da disposição espacial destes corpos.

4 - GEOLOGIA DOS GRANITOIDES DA ÁREA DE BANNACH

Com base nas características geológicas, petrográficas e geoquímicas foi possível a identificação de seis variedades de rochas: (i) Trondhjemito Mogno; (ii) Leucogranodiorito; (iii) Biotita-granodiorito (iv) Granitoides com anfibólio; (v) *enclaves* tonalíticos a dioríticos (vi) Granitoides finos. Esses dados, aliados àqueles de caráter estrutural, possibilitaram a construção de um mapa geológico na escala de 1:100.000 (Figura 2).

4.1 - ASPECTOS GERAIS E RELAÇÕES DE CAMPO

Estas rochas foram individualizadas de acordo com observações de campo e critérios meso- e microscópicos, os quais baseiam-se nas proporções entre os conteúdos modais dos minerais essenciais e de máficos (M) (Figura 6 e Tabela 1), além do grau de saussuritização do plagioclásio e intensidade da deformação que as mesmas foram submetidas. A área de ocorrência das rochas trondhjemíticas relacionadas ao Trondhjemito Mogno são amplamente dominantes na área estudada, apresentam trama dúctil E-W com variações para NW-SE, e são seccionadas pelos demais granitoides (Figuras 2 e 4d). Estas rochas são hololeucocráticas ($M < 11,7\%$) (Figura 3a) e apresentam forte saussuritização dos cristais de plagioclásio, onde é marcante o desenvolvimento de epidoto secundário (1-3%) (Figura 3b). Possuem ainda como minerais acessórios muscovita, allanita, apatita, zircão, titanita e opacos, além de ocorrência restrita de epidoto magmático.

Na porção central da área, extensas zonas de cisalhamento de direção NW-SE afetam todas as unidades arqueanas mapeadas, e são deslocadas por falhas N-S. Diques máficos e félsicos são

expressivos e apresentam direção predominante NW-SE (Figura 2). As rochas do Trondhjemitó Mogno exibem menor grau de deformação quando comparadas àquelas estudadas por [Guimarães et al. \(2010\)](#) na porção leste do batólito (área de Rio Maria) (Figura 3a), entretanto, é comum a ocorrência de megaenclaves de composição tonalítica, fortemente deformados e enriquecidos em biotita (7,0-9,7%) e epidoto magmático (2,1–3,8%) (Figuras 3c e 3d). O contato entre estas variedades é brusco e marcado por injeções leucograníticas (Figuras 4a e 4b). Dados petrográficos e geoquímicos destas rochas também serão abordados neste trabalho. Outros *enclaves* de composição máfica (diorítica), também foram observados durante o mapeamento geológico. Estes apresentam forma de amêndoa e estão parcialmente digeridos pelo magma trondhjemitico, atribuindo finas bandas máficas a este último (Figura 4c).

Os Leucogranodioritos mostram características estruturais similares as do Trondhjemitó Mogno. São intrusivos neste último e seccionados por intrusões paleoproterozóicas. As rochas desta variedade são hololeucocráticas ($M_{\text{médio}}$ entre 0,8 e 4,6%), e mostram textura heterogranular formada por cristais médios de feldspatos e quartzo e grossos de K-feldspato (>50mm), por vezes, imersos em uma matriz quartzo-feldspática (Figura 3e). Variações nas proporções destes minerais (razões plagioclásio/K-feldspato entre 2,4 a 34,7) permitem que algumas de suas amostras sejam classificadas como trondhjemitó (Figura 6), onde os minerais máficos (biotita \pm tintanita) são escassos e os cristais de plagioclásio incipientemente saussuritizados (Figura 3f). Estes são ainda cortados por leucogranodioritos finos, hololeucocrático (M entre 0,8 e 2,2%) e incipientemente deformados (Figuras 3g e 3h), que ocorrem próximo à zona de cisalhamento da porção central da área, onde é frequente a presença de *enclaves* angulosos de composição leucogranodiorítica (Figura 4e). Assim como na variedade anterior, os leucogranodioritos tardios apresentam mineralogia similar e ampla variação na razão plagioclásio/K-feldspato (Tabela 1), fazendo com que duas amostras incidam no campo dos trondhjemitos (Figura 6). Ainda na porção norte da área, ocorrem pequenos *stocks* orientados (NW-SE) de biotita granodioritos, formados por rochas leucocráticas mais enriquecidas em minerais máficos (5,8 – 12,2%) e mais empobrecidas em quartzo (15,9 a 28,5%) do que a variedade granodiorítica dominante. São fracamente deformadas e possuem textura equigranular a esparsamente porfirítica (Figura 3i), com raros fenocristais de K-feldspato inseridos em uma matriz de granulação média quartzo-feldspática (Figura 3j). Biotita (4,5 – 11,2%) e epidoto primário (<1,4%) ocorrem como as principais fases máficas, e titanita, alanita e opacos como minerais acessórios.

Os granitoides portadores de anfibólio apresentam área de ocorrência restrita, os quais, de modo geral, estão inseridos no domínio definido para as rochas do Granodiorito Rio Maria de Santos *et al.* (2000). Estes são classificados como tonalitos e dioritos associados, onde ambos apresentam teores elevados de minerais máficos (11,3 – 19,2% e 17,4 - 23%, respectivamente) e diferem entre si, sobretudo, no que se refere ao conteúdo modal de quartzo (25,9 – 32,1% e 14,5 – 22,6%, respectivamente) (Figuras 3k e 3m). Configuram um corpo alongado de estruturação NW-SE alojado na extensa zona de cisalhamento dextral da porção central da área (Figura 2), a qual seria responsável pelo padrão deformacional mais intenso observado nestas rochas em relação aquele identificado nas variedades anteriores (Figura 3n). Tais rochas apresentam moderado grau de saussuritização do plagioclásio e presença marcante de epidoto magmático (0,7-3,5%) (Figura 3l), além de *enclaves* máficos.

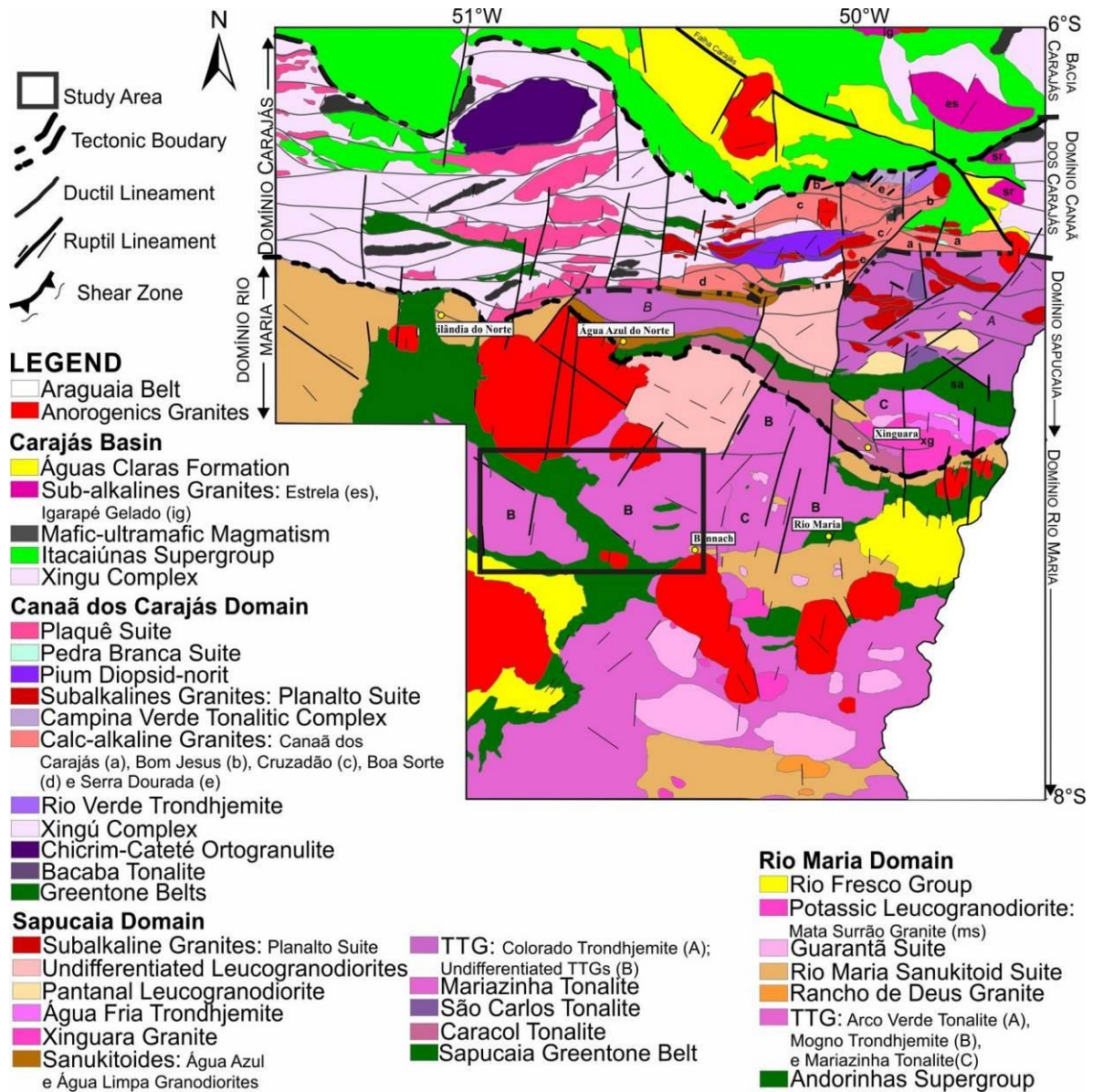


Figura 1 - Mapa geológico da Província Carajás [modificado de Vasquez & Rosa-Costa (2008), Oliveira *et al.* (2010), Feio *et al.* (2013), Santos & Oliveira (2012), Gabriel (2012)].

4.2 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

Os granitoides estudados mostram caráter ígneo bem preservado, entretanto, são afetados por deformação heterogênea. As rochas em áreas de baixo *Strain* mostram uma foliação espaçada, principalmente NW-SE, definidas por uma orientação preferencial dos feldspatos e micas (Figura 5a), sendo comum ainda, a presença de bandamento magmático (Figuras 5 b,c). Estas estruturas indicam que um componente de deformação magmática pode ser inferido para esses granitoides, ou que estes foram colocados durante a deformação regional. Portanto, na área com baixa deformação, a foliação primária é superposta por uma foliação de estado sólido, levando a *trends* subparalelos de foliação magmática e tectônica (Figure 5d), de variável intensidade, indicando que a deformação regional continuou em estado sólido a partir de um único evento, D1. Por sua vez, os domínios de alto-*strain* são espacialmente restritos e são representados principalmente por um corredor de deformação que afeta os granitoides do Trondhjemitó Mogno na porção central da área de trabalho (ver mapa geológico). Ao longo desta zona de deformação (cisalhamento), os trondhjemitos ocorrem proto a milonitizados, mostrando intensa deformação de estado sólido. Além disso, ocorrem a colocação de rochas portadoras de anfibólio, granitos finos e diques em diferentes direções (NW-SE, NE-SW, figura 2), todos cortando o Trondhjemitó Mogno ao longo desta zona.

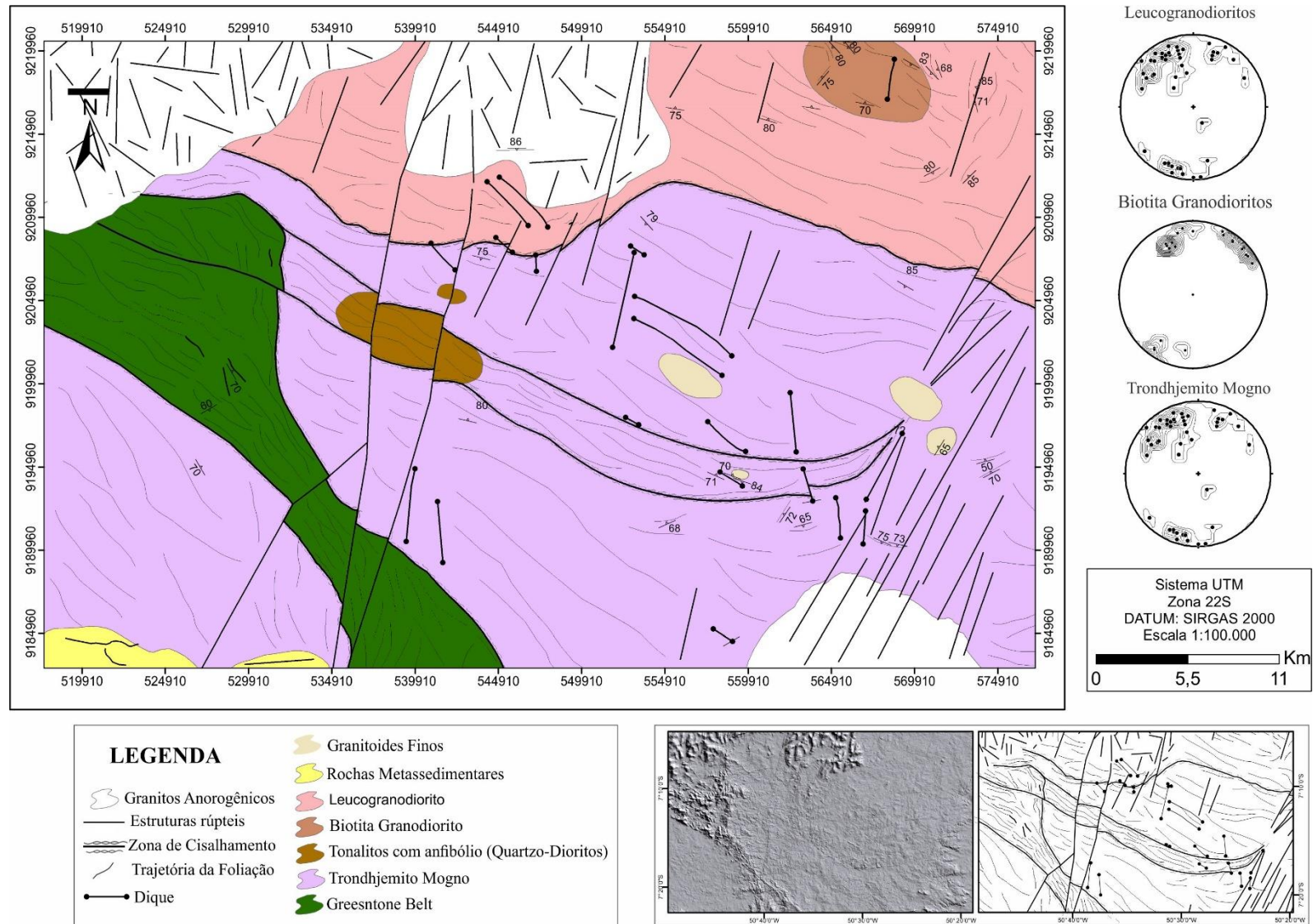
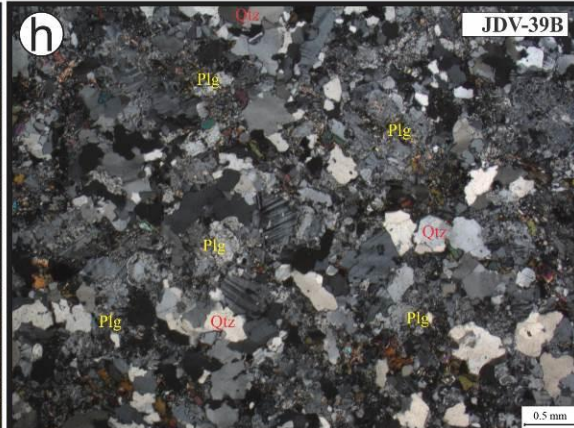
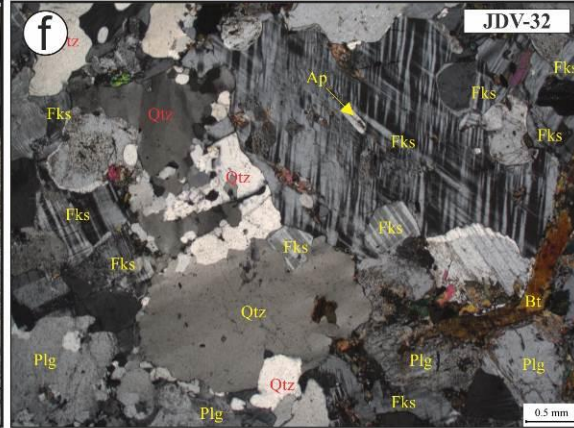
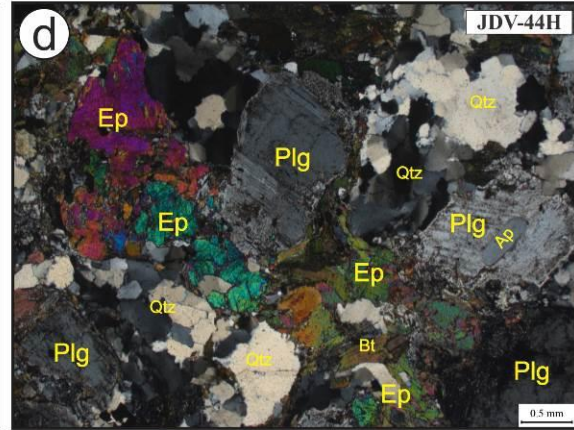
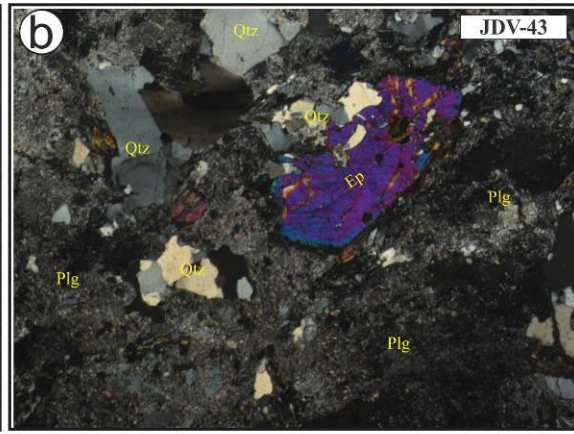


Figura 2 - mapa geológico da área de Bannach acompanhado com mapa SRTM na visada de 0° e mapa de feições estruturais



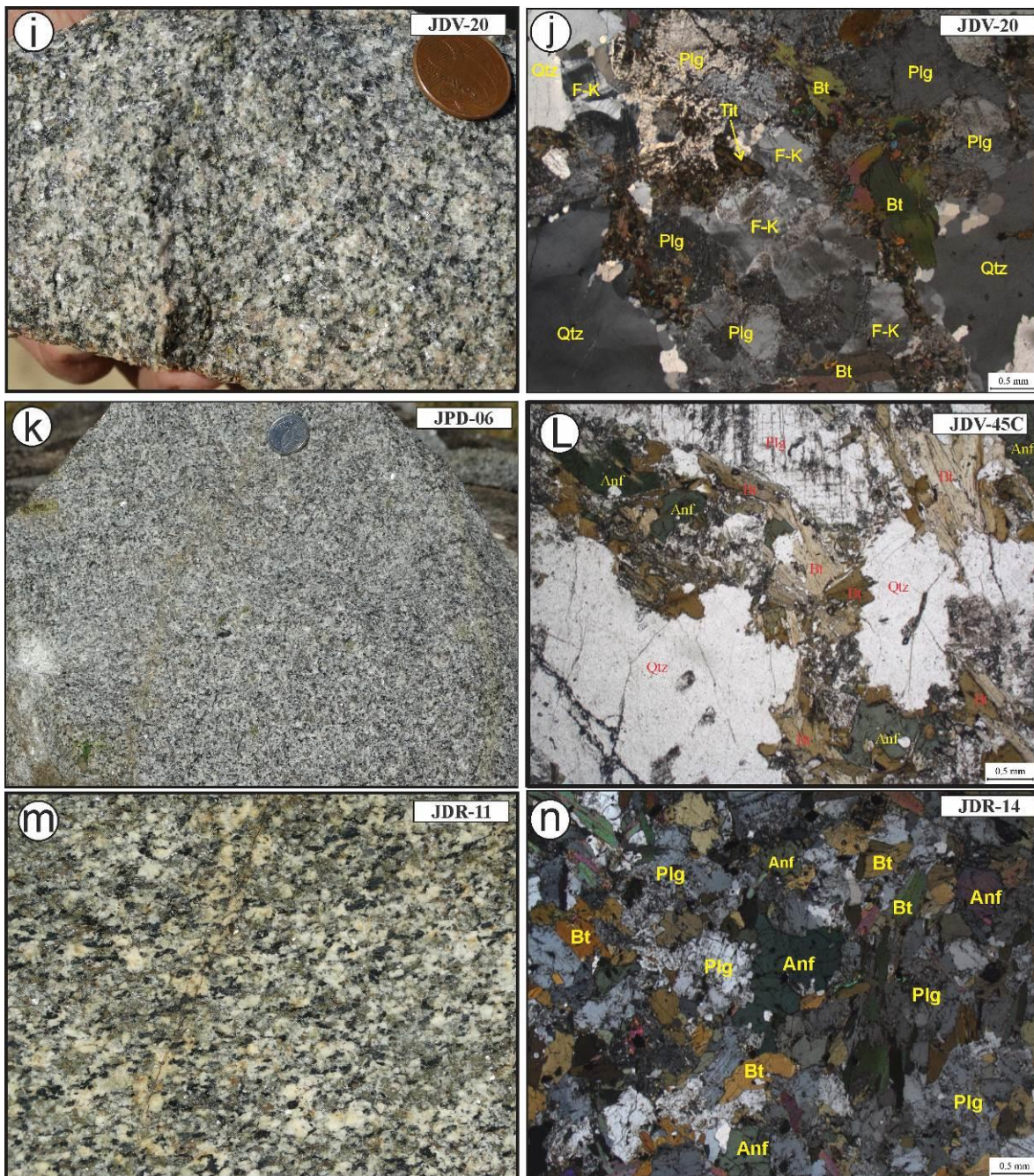


Figura 3 - aspectos texturais mesoscópicos (a direita da imagem) e microscópicos (a esquerda da imagem) dos granitoides da área de Bannach: (a) Trondhjemito Mogno com deformação incipiente; (b) plagioclásios fortemente saussuritizados com epidoto magmático no TdhMg; (c) *enclaves* tonalíticos ricos em minerais máficos; (d) epidoto magmático como uma importante fase mineral nos *enclaves*; (e) leucogranodioritos com feldspato potássico imerso em uma matriz de quartzo + plagioclásio; (f) padrão pouco deformado dos leucogranodioritos com grandes pórfiros de feldspato potássico; (g) granodioritos finos cortando rochas trondhjemíticas; (h) forte saussuritização do plagioclásio nos granodioritos finos; (i) biotita granodioritos da porção norte da área; (j) Biotita Granodioritos com forte presença de cristais de feldspato potássico e quartzo, além de serem ricos em titanita; (k) tonalito com anfibólio com micro-*enclaves* máficos; (L) Tonalito com Anfibólio com deformação marcada pelos cristais de biotita; (m) Quartzo-Dioritos da porção sul da área; (n) Qtz-Dr ricos em biotita e anfibólio, com forte saussuritização do plagioclásio.

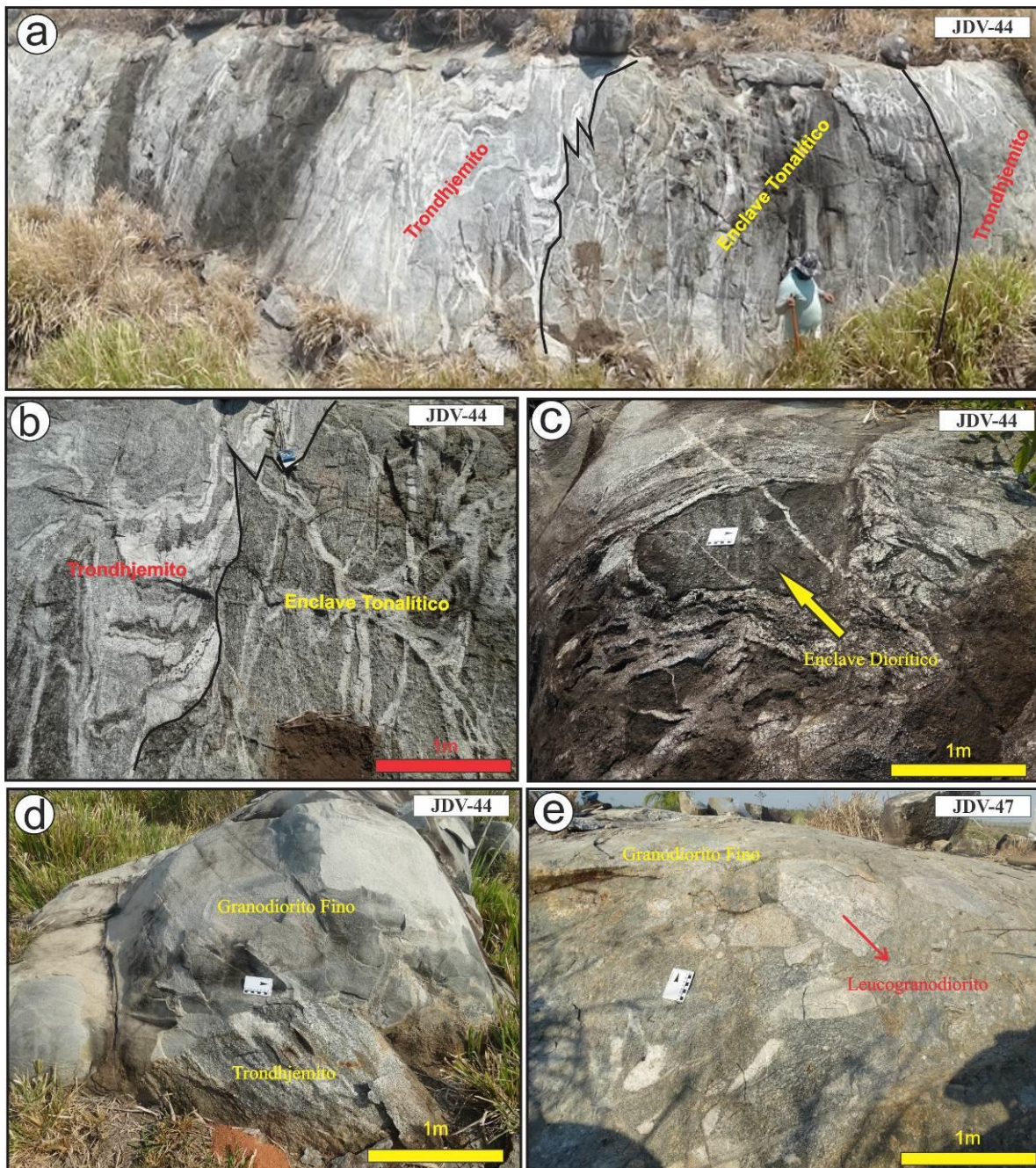


Figura 4 - relação de campo na área estudada: (a) *enclave* tonalíticos em rochas trondhjemíticas, com veios leucograníticos cortando as demais; (b) foto em detalhe dos *enclaves* tonalíticos e trondhjemitos; (c) *enclave* ameboide de composição diorítica; (d) granodioritos finos cortando rochas trondhjemíticas; (e) *enclave* angulosos de composição leucogranodiorítica em granitoides de granulação fina.



Figura 5 - aspectos deformacioanais dos granitoides da região: (a) rochas tonalíticas onde biotita, anfibólio e feldspato potássico estão orientados por fluxo magmático; (b,c) bandamento magmático em rochas trondhjemíticas e leucogranodioríticas; (d) foliação primária superposta por uma foliação de estado sólido.

4.3 - FEIÇÕES TEXTURAIS E MICROESTRUTURAIS

Considerando a existência de um significativo contraste composicional entre tipos granitoides identificados na área de Bannach, onde destaca-se seus distintos conteúdos de minerais ferromagnesianos (anfíbólio e biotita) e razões F_k /plagioclásio, suas principais características mineralógicas e texturais serão apresentadas com base em dois grupos de rochas distinguidos anteriormente. Para isto será levado em consideração as fortes afinidades entre as variedades petrográficas em determinado grupo, permitindo dessa forma, que seja apresentada uma descrição conjunta das principais feições texturais e deformacionais identificadas nestes granitoides, ressaltando, quando necessário, suas respectivas particularidades.

4.3.1 - TRONDHJEMITOS E GRANODIORITOS

Em termos gerais, estas unidades são caracterizadas por apresentar textura heterogranular média a grossa, ocasionalmente fina e porfirítica, onde fenocristais de K-feldspato podem ser encontrados imersos em uma matriz quartzo-feldspática ou formada por agregados policristalinos de quartzo e plagioclásio. Localmente, feições protomiloníticas são encontradas nos granitoides que ocorrem próximo à extensa zona de cisalhamento que corta a porção central da área (Figura 2). Como base em tais aspectos, é apresentado abaixo as principais feições texturais dos diferentes minerais identificados nestes granitoides.

Nestas variedades, os cristais de feldspatos ocorrem de duas maneiras: (i) cristais idiomórficos a hipidiomórficos (**Plg₁**, **Alf₁**), de granulação fina a média (1 – 5mm), e contatos côncavos com cristais de quartzo e retos com biotitas. Por vezes, apresentam fraca extinção ondulante e geminação por deformação. Os cristais de **Plg₁** apresentam forte saussuritização (descalcificação) ou sericitização (Figura 3b) no Trondhjemito Mogno, obliterando as principais feições ígneas, impossibilitando a determinação de sua composição. Nas demais variedades é observada geminação Albita e *Carslbád*. Os cristais de **Alf₁** ocorrem mais significativamente nas rochas leucogranodioríticas e biotita granodiorito, onde geralmente mostram texturas magmáticas bem preservadas, como maclamento xadrez (Figura 7b) e textura pertítica. Por vezes, estes cristais de feldspatos (porfiroclastos) são circundados por minerais de biotita e quartzo (Figura 3f e 7a); e (ii) cristais hipidioblásticos (**Plg₂**, **Alf₂**), de granulação fina (≥ 1 mm), que ocorrem como subgrãos ou neogrãos formados por processos de recristalização dos cristais maiores de feldspato. O quartzo ocorre de quatro maneiras: (**Qtz₁**) cristais hipidiomórficos de tamanhos superiores a 4mm, circundados por cristais de plagioclásio e biotita como moderada extinção ondulante e, por vezes, formando subgrãos (Figura 7c). Existem também neogrãos formados por migração de limite de grão nos contatos que produziram quartzo recristalizado com deformações de baixa temperatura (250 – 500°C); (**Qtz₂**) cristais de quartzo recristalizados com granulações finas a médias, com contatos suturados ou lobados. Estes cristais também podem ocorrer circundando **Plg₁** (Figura 7a) e **Qtz₁** (Figura 7c), devido à deformação imposta nessas rochas; (**Qtz₃**) pequenos cristais (menores que 0,5mm) idiomórficos a hipidiomórficos, com fraca extinção ondulante e ocorrentes principalmente nos granodioritos/trondhjemitos finos; (**Qtz₄**) pequenos cristais de quartzo incluso em feldspatos potássicos.

A biotita é o único mineral ferrogmesiano encontrado nestes granitoides, ocorre principalmente como cristais primários e são mais expressivos na variedade biotita-granodiorito (Tabela 1; Figura 3j). Possui orientação preferencial e marca a atuação dos processos deformacionais que afetaram as rochas da área de Bannach, onde ocorre ainda como subgrãos ou neogrãos de granulação muito fina ($> 0,5\text{mm}$). Por sua vez, os minerais de epidoto são mais expressivos nas rochas trondhjemíticas, onde são em sua maioria, formados por cristais secundários que ocorrem associados à muscovita e sericita, como produto da saussuritização do plagioclásio. Cristais de origem magmática também são frequentes, e apresentam formas idio- a hipidiomórficas, granulação entre 1 e 3mm, contatos retos com plagioclásio e côncavos com biotita sendo, por vezes, circundados por alanita (Figura 7e). Os minerais acessórios, como apatita, alanita, minerais opacos (magnetita), zircão e muscovita, são geralmente primários com formas idio- a hipidiomórficas, e granulação muito fina ($>0.1\text{mm}$). A titanita ocorre de maneira similar aos demais minerais acessórios, no entanto, é mais expressiva na variedade biotita-granodiorito (Tabela 1). A clorita também é comum, mas normalmente ocorre como produto da alteração da biotita.

Tabela 1 - Variação das Composições modais mais representativas obtidas para os granitoides arqueanos da área de Bannach

| Grupos | Alta sílica (Baixo Mg) | | | | | | | | | | | | | | | Baixa sílica (alto Mg) | | | | | | | | | |
|---------------------|------------------------|------|------|------|------|---------|------|--------------------|------|------|------|-------|-----------------|------|------|----------------------------|------|-------|------|------|---------|------|--|--|--|
| | Trondhjemitó Mogno | | | | | GRd Fin | | Leucogranodioritos | | | | | Bt Granodiorito | | | Tonalito ± Quartzo-Diorito | | | | | Enclave | | | | |
| Unidade | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JPD | JPD | JDV | JPD | JDS | JDV | JDS | JDV | JDV | JDV | | | |
| Amostra | 30A | 54 | 30A | 78 | 50 | 39B | 47A0 | 03 | 17 | 19A | 21 | 05 | 03 | 08B | 20B | 06A | 105A | 44G | 99 | 46B | 44F | 45C | | | |
| Mineral (%) | 30A | 54 | 30A | 78 | 50 | 39B | 47A0 | 03 | 17 | 19A | 21 | 05 | 03 | 08B | 20B | 06A | 105A | 44G | 99 | 46B | 44F | 45C | | | |
| Quartzo | 38,9 | 26,4 | 38,9 | 31,8 | 34,9 | 30,5 | 32,8 | 25,0 | 37,0 | 27,7 | 30,8 | 23,40 | 28,5 | 15,9 | 26,7 | 28,1 | 26,9 | 30,66 | 17,8 | 14,5 | 32,6 | 39,7 | | | |
| Plagioclásio | 54,1 | 61,3 | 54,1 | 60,3 | 56,7 | 47,5 | 65,4 | 60,1 | 53,0 | 64,9 | 59,9 | 59,80 | 53,6 | 58,8 | 52,8 | 57,1 | 61,8 | 50,00 | 61,7 | 62,5 | 55,8 | 47,5 | | | |
| Feldspato Potássico | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 1,7 | 0,3 | 19,1 | - | 10,2 | 6,3 | 4,5 | 2,4 | 12,60 | 11,1 | 13,1 | 14,6 | 1,0 | - | - | - | - | - | - | | | |
| Hornblenda | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,5 | - | - | 13,0 | 4,2 | 4,54 | 14,4 | 13,7 | - | - | | | |
| Biotita | 4,4 | 6,0 | 3,7 | 3,0 | 6,6 | 2,2 | 1,3 | 4,1 | 2,5 | 1,5 | 5,2 | 2,40 | 4,5 | 11,2 | 4,9 | 0,1 | 0,7 | 12,99 | 1,3 | 5,1 | 7,1 | 9,7 | | | |
| Muscovita | - | - | - | 0,1 | - | 0,1 | 0,1 | 0,5 | 1,0 | - | 0,1 | - | - | - | - | - | - | 0,21 | - | - | - | 0,6 | | | |
| Titanita | 0,2 | 0,1 | - | 0,1 | - | 0,2 | 0,1 | - | - | 0,1 | - | 0,10 | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 1,4 | 0,21 | 0,5 | 1,0 | 0,6 | 0,1 | | | |
| Epidoto | - | 1,5 | - | - | - | - | 0,3 | - | 0,1 | 0,3 | - | 0,50 | 1,4 | 0,2 | 0,7 | - | 3,0 | 0,98 | 3,5 | 2,5 | 3,8 | 2,2 | | | |
| Epidoto Secundário | 1,6 | 3,1 | 1,6 | 2,4 | 1,0 | 0,5 | - | - | - | - | - | 0,60 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | | |
| Clorita | - | 0,5 | - | 0,2 | 0,2 | - | 0,1 | 0,1 | - | 1,0 | 0,1 | 0,50 | - | - | - | - | 1,9 | - | 0,1 | - | - | 0,2 | | | |
| Zircão | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,1 | 0,1 | 0,05 | - | - | - | 0,1 | - | 0,07 | - | - | - | 0,2 | | | |
| Alanita | 0,2 | 0,7 | 0,2 | 0,3 | - | 0,1 | - | 0,1 | - | - | 0,2 | - | - | 0,1 | - | - | - | 0,07 | 0,1 | 0,2 | - | - | | | |
| Apatita | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,4 | - | - | - | 0,1 | 0,2 | - | 0,4 | 0,05 | - | - | 0,1 | - | - | - | - | - | - | 0,1 | | | |
| Opacos | 0,2 | - | 0,2 | - | - | - | - | - | - | 0,1 | - | - | - | 0,7 | - | 0,2 | - | 0,28 | 0,6 | 0,5 | 0,2 | - | | | |
| Máficos (M') | 4,9 | 8,8 | 4,0 | 3,5 | 6,8 | 2,2 | 1,8 | 4,2 | 2,6 | 3,0 | 5,5 | 3,55 | 6,8 | 12,3 | 5,8 | 13,5 | 11,3 | 19,14 | 20,6 | 23,0 | 11,6 | 12,2 | | | |
| Félsicos | 95,2 | 91,3 | 96,0 | 96,5 | 93,3 | 97,8 | 98,2 | 95,8 | 97,4 | 97,1 | 94,5 | 96,45 | 93,2 | 87,8 | 94,2 | 86,5 | 88,7 | 80,86 | 79,5 | 77,0 | 88,4 | 87,8 | | | |
| Pl/A | - | - | - | 61,1 | - | 2,5 | - | 5,9 | 8,4 | 14,4 | 25,0 | 4,79 | 4,8 | 4,5 | 3,6 | - | - | - | - | - | - | - | | | |
| A+P | 56,2 | 64,9 | 56,2 | 64,4 | 57,7 | 66,6 | 65,4 | 70,3 | 59,3 | 69,4 | 62,3 | 73,00 | 64,7 | 71,9 | 67,4 | 58,0 | 61,8 | 50,00 | 61,7 | 62,5 | 55,8 | 47,5 | | | |

Legenda: Pl/A = razão plagioclásio/feldspato potássico; A+P = álcalis + plagioclásio; *recalculado para 100%.
 Síglas: Bt (Biotita); Ton/Anf (Tonalito com anfibólio); Qtz-Dr (Quartzo-Diorito); GRd Fin (Granitoides Finos).

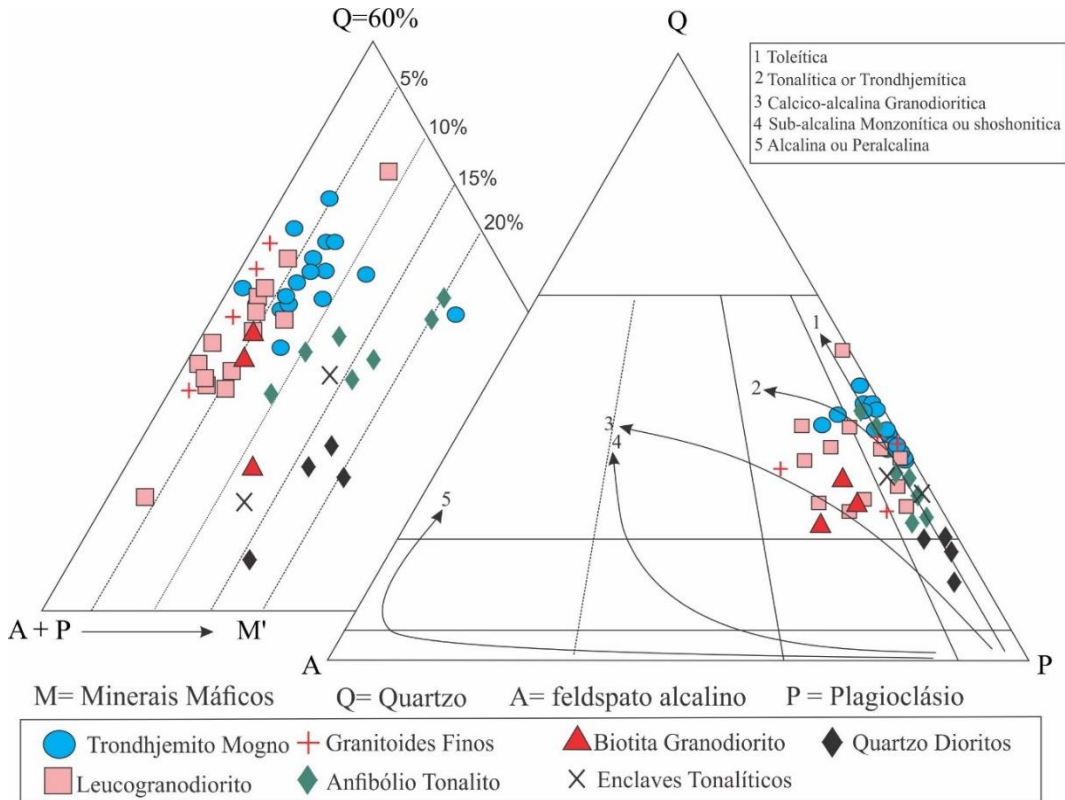


Figura 6 - Diagramas de classificação Q-A-P e Q(A+P)M' (Le Maitre, 2002) para as rochas arqueanas da região de Bannach. Trends evolutivos das séries granitoides (Lameyre e Bowden 1982, Bowden et al. 1984). Símbolos representam as amostras que constituem a base de dados com 50 análises modais

4.3.2 - TONALITOS E QUARTZO-DIORITOS

Estes granitoides apresentam ocorrência mais restrita e diferem texturalmente do grupo anterior pela predominância de rochas com textura equigranular média, ocasionalmente fina, presença de anfibólio em todas as variedades e conteúdos mais elevados de minerais máficos (Figuras 3k-n e 7f). Seus cristais de plagioclásio são intensamente saussuritizados e recristalizados, enquanto que aqueles de quartzo apresentam normalmente uma forte extinção ondulante, e por vezes, ambos formam sub- e neogrãos originados por processos de recristalização de cristais maiores. Nos quartzo-dioritos, o quartzo ocorre de forma mais restrita, com valores inferiores a 20%. São normalmente cristais idiomórficos a hipidiomórficos, de granulação fina, e intersticiais entre cristais de plagioclásio e biotita.

Anfibólio e biotita representam os principais minerais ferromagnesianos neste grupo de granitoides, onde ocorrem como cristais hipidiomórficos fortemente orientados. O anfibólio pode ocorrer como cristais bem desenvolvidos (>5mm), circundados por cristais de plagioclásio e biotita (Figuras 3n e 7f) e com inclusões de minerais opacos. Já quando ocorrem como cristais de dimensões ente 1 e 5mm, são circundados pelos cristais maiores de anfibólio e apresentam contatos côncavos com o plagioclásio e retos com o epidoto. Os cristais de biotita apresentam forte alteração para clorita e não apresentam deformação interna, que, assim como observado nos cristais de anfibólio, mostram uma deformação cristal-plástica relacionada a fluxo submagmático. Os aspectos deformacionais identificados nestes minerais indicam que tais granitoides foram alojados ao longo da zona de cisalhamento dextral que secciona a porção central da área de trabalho. Isto suporta a idéia de que a deformação ocorreu concomitante à cristalização destes magmas, provavelmente sem ultrapassar a *Critical Melt Fraction* (CFM; Arzi, 1978), cuja razão cristal/líquido pode variar entre 30 a 50% (Vernon *et al.* 1988).

Os minerais acessórios ocorrem de maneira similar aos descritos para os trondhjemitos e granodioritos. No entanto, titanita e epidoto magmáticos, que apresentam contatos retos com os cristais de plagioclásio saussuritizado e anfibólio, ocorrendo em quantidades mais expressivas nos tonalitos e dioritos do que no grupo anterior (Tabela 1). O epidoto pode ocorrer ainda como da alteração de cristais de plagioclásio, que frequentemente ocorrem bordejando cristais de allanita (Figura 7e). Já os minerais opacos (ilmenita \pm magnetita) aparecem disseminados principalmente nos quartzo-dioritos, e inclusos em minerais de quartzo e plagioclásio.

5 - GEOQUÍMICA

5.1 - PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Foram realizadas análises químicas em elementos maiores, menores e traços em 45 amostras, sendo divididas de acordo com a representatividade de cada unidade na área de trabalho. Desta maneira, foram destinadas dezoito análises químicas para o Trondhjemitó Mogno, doze para os leucogranodioritos, duas para o tonalito com anfibólio, quatro para os quartzos dioritos, quatro para os granitoides finos, três para os biotita granodioritos e duas para os enclaves tonalíticos. As análises foram realizadas na ACME *Analytical laboratories*, sendo utilizados os pacotes analíticos 4A e 4B e pela ALS *Geochemistry Laboratories*, neste utilizado o pacote BH16178686. A análise destas amostras ocorreu por ICP-AES para elementos maiores e ICP-MS para elementos menores e traços. Os diagramas de variação geoquímica foram gerados através do *software* GCDkit (Janousek *et al.*, 2003). Maiores detalhes acerca do procedimento analítico podem ser encontrados nos sites www.acmlab.com e www.alsglobal.com.

5.2 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES

A variação dos elementos maiores e menores dos grupos de rochas estudados, além dos campos de ocorrência do Sanukitoides Rio Maria (Oliveira *et al.* 2010), Trondhjemitó Mogno (Almeida *et al.* 2011, Silva & Oliveira, 2013) e leucogranitos-granitos da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2013) são apresentados na Figura 8.

O conjunto de amostras analisadas apresenta uma ampla variação no conteúdo de SiO₂ (51,30 – 76,60%), sendo divididas em grupos de alta e baixa sílica: os valores mais elevados são atribuídos àquelas pertencentes às variedades trondhjemiticas (65,70 – 76,0%), leucogranodioríticas (69,84 – 76,6%) e granitoides finos (70,90 – 73,10%). Por outro lado, nota-se que as demais variedades apresentam conteúdos de SiO₂ sempre inferiores a 70%. Neste grupo a variedade anfibólio tonalito (± quartzó diorito) apresenta os teores mais baixos para este óxido (51,30 – 63,10%), biotita granodioritos (66,22 – 68,90%) e *enclaves* tonalíticos enriquecidos em biotita (64,11 – 66,00%). O conteúdo de Al₂O₃ para os dois grupos de rochas é semelhante ao das séries cálcico-alcálicas (Irvine & Baragar, 1971; Peccerillo & Taylor, 1976), que em geral, varia de 14,50 a 16,75% (Tabela 2). Os óxidos de Ti, Fe⁺³, Mg e Ca apresentam correlação negativa com SiO₂ e, de modo geral, são mais elevados nas variedades com conteúdo de SiO₂ abaixo de 70%, onde decrescem a partir da variedade tonalito com anfibólio até os biotita granodioritos, cujos valores médios situam-se entre

0,80 e 0,41, 8,00 e 3,42, 3,42 e 1,48 e 6,64 e 2,49, respectivamente. Dentre as variedades de alta SiO_2 (>70%), as rochas trondhjemíticas apresentam conteúdos destes óxidos inferiores àqueles das variedades do grupo de baixa SiO_2 , apesar de ocorrer uma leve superposição com algumas amostras dos anfibólio tonalito e biotita granodioritos, além de conteúdo de CaO superiores ao desta última variedade. Já os leucogranodioritos, juntamente com os granitoides finos, apresentam os conteúdos significativamente mais baixos para estes óxidos TiO_2 (0,13 – 0,35%), Fe_2O_3 (1,04 – 1,18%), MgO (0,28 – 0,88%) e CaO (1,97 – 2,73%) significativamente mais baixos que os distinguem dos trondhjemitos. O conteúdo de álcalis identificado para a maioria dos granitoides estudados está, de modo geral, compreendido no intervalo entre 3,42 e 4,69% para o Na_2O e 2,15 e 0,83% para o K_2O . No entanto, nota-se que a variedade leucogranodiorítica apresenta teores de Na_2O acentuadamente mais elevados do que aqueles das demais variedades (4,76 a 5,90%) (Figura 8f), enquanto que as amostras do biotita granodiorito mostram maior enriquecimento em K_2O , com valores entre 3,46 e 4,02 (Figura 10e e 14b).

5.3 - ELEMENTOS TRAÇO

Nas series magmáticas, a distribuição dos elementos traços é fortemente controlada pelas fases fracionantes durante a evolução magmática, constituindo assim, um excelente indicador de processos petrogenéticos (Hanson, 1989). Em geral, os granitoides da área de Bannach mostram uma distribuição dispersa de seus conteúdos de Rb, Ba, Sr (LILEs) e HFSE (Y e Zr) (Tabela 2). Na figura 9 observa-se que os conteúdos de LILE são significativamente mais elevados na variedade biotita granodiorito em relação aos demais grupos [Sr (1026 – 1280 ppm), Ba (2493 – 2990 ppm) e Rb (83 – 126 ppm)].

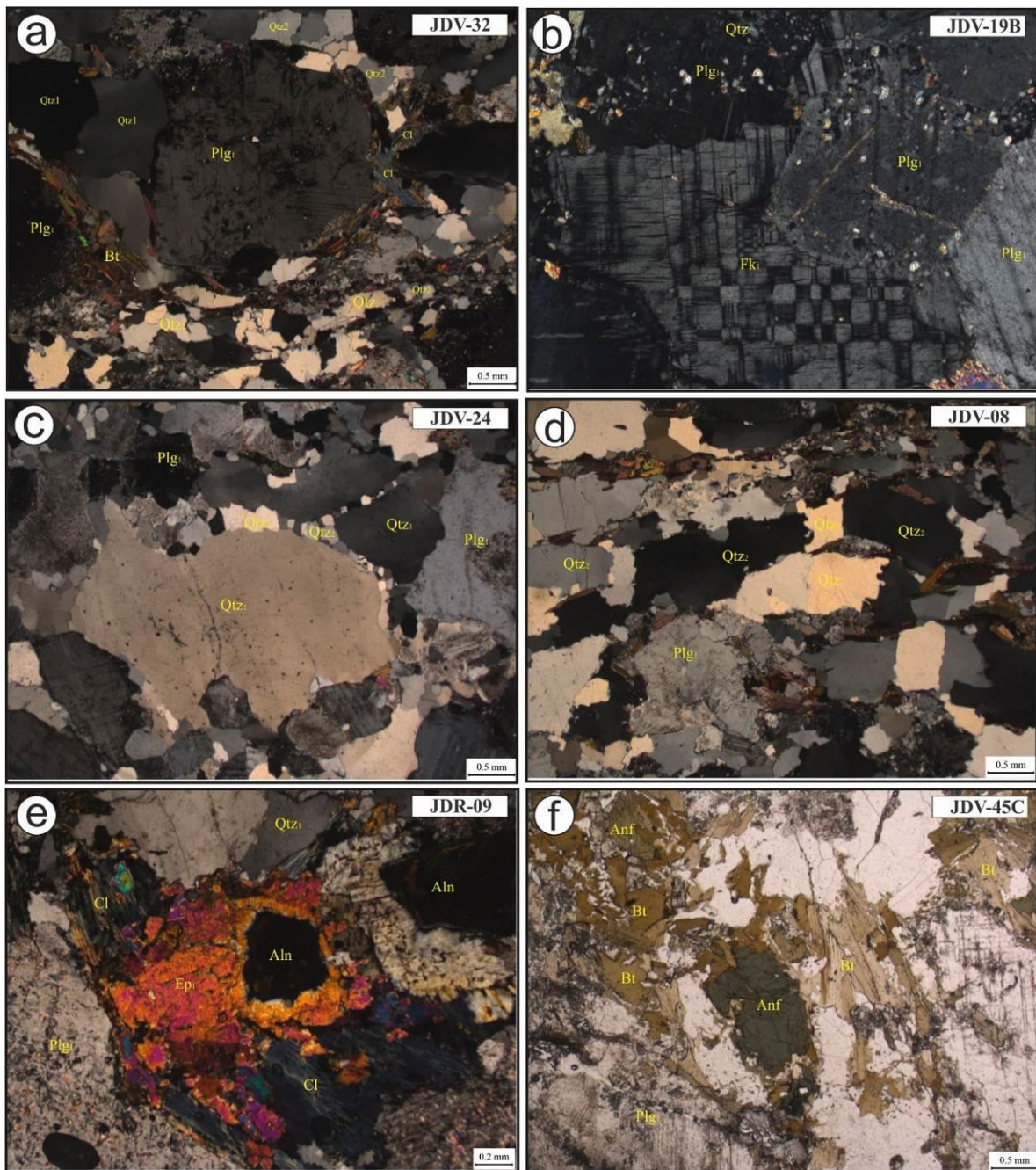


Figura 7 - aspectos texturais das rochas da área de trabalho: (a) Trondhjemitos Mognocrístais de plagioclásio apresentando zoneamentos oscilatório e bordejados por cristais de quartzo em *ribbons* em nicóis cruzados ; (b) leucogranodioritos com aspecto ígneo bem preservado dos feldspatos potássicos, com maclamento xadrez em nicóis cruzados; (c) leucogranodioritos com textura manto-núcleo em quartzo; (d) leucogranodioritos com cristais de quartzo-*ribbon* visualizados em nicóis cruzados; (e) epidoto primário circundando cristais de alanita e bordejados por clorita; (f) tonalitos com anfibólio exibindo anfibólio primário e cristais de biotita orientados ao longo do plano de foliação da rocha visualizados em luz natural. Legenda: Plg – Plagioclásio, Aln – Alanita, F-K – feldspato potássico, Qtz – Quartzo, Bt – Biotita, Anf – anfibólio.

O conteúdo de Rb não apresenta grandes variações dentre as rochas estudadas, no entanto, Sr e Ba decrescem em direção às rochas leucogranodioríticas (664 e 1140 ppm), que por sua vez apresentam teores médios destes elementos superiores aqueles dos trondhjemitos (440 e 535 ppm), granitoides finos (394 e 480 ppm), enclaves tonalíticos (314 e 583 ppm) e anfibólio tonalitos (447 e 483ppm) (Figuras 9a-b). Vale ressaltar que a amostra JPD-06, classificada como tonalito com anfibólio, apresenta valores anômalos de Sr e Ba (1493 e 2714 ppm), próximos daqueles atribuídos à variedade biotita granodiorito (Tabela 2). No caso do Ni, que apresenta comportamento fortemente compatível em sistemas magmáticos e mostra correlação negativa com SiO₂, seus teores médios mais expressivos pertencem às variedades com baixa sílica [anfibólio tonalito (30 ppm), biotita granodiorito (27 ppm) e *enclaves* tonalíticos (32 ppm), enquanto que os grantioides de alta SiO₂ apresentam teores significativamente inferiores (Figura 9c), decrescendo dos trondhjemitos (8 ppm) e granitoides finos (6 ppm) para os leucogranodioritos (3 ppm). Comportamento similar é observado para o Y, cujos valores, em geral, variam entre 1 e 8 ppm nos granitoides de alta SiO₂, e entre 6 e 31 ppm naqueles de baixa SiO₂ (Figura 9d). O conteúdo mais elevado de Y nestes últimos pode ser explicado pelo maior conteúdo modal de anfibólio e minerais acessórios, em especial a titanita, destas rochas em relação aos granitoides de alta SiO₂ (tabela 1).

5.4 - SÉRIE MAGMÁTICA

No diagrama P-Q (Debon & Le Fort 1983), as amostras representativas dos granitoides da área de Bannach, exceto aquelas pertencentes às variedades biotita granodiorito e quartzo dioríticas e que plotam em seus respectivos campos, apresentam composição análoga de granitoides sódicos e incidem no campo dos tonalitos (Figura 10a). Comportamento similar é observado para o diagrama K-Na-Ca (Nockoids & Allen 1953), onde amostras dos biotita granodioritos e quartzo dioritos tendem a seguir o *trend* cálcico alcalino como consequência de seus teores mais elevados em K e Ca, respectivamente (Figura 10b). Os demais grupos seguem o *trend* trondhjemítico devido ao caráter sódico de suas amostras. O diagrama de O'Connor (1965) distingue os principais grupos de rochas da área, com os leucogranodioritos plotando no campo dos trondhjemitos, devido a natureza mais sódica de suas amostras, com feldspatos de composição albítica, os trondhjemitos e tonalitos com anfibólio, por serem mais cálcicos plotam no campo dos tonalitos, com feldspatos de composição anortita e, os biotita granodioritos, sensivelmente mais potássicos que os demais, plotam no campo dos granitos, com feldspatos de composição mais próxima ao ortoclásio (Figura

10c). No diagrama baseado nos parâmetros de [Shand \(1950\)](#), as variedades portadoras de anfibólio, biotita granodioritos e *enclaves* mostram um caráter metaluminoso enquanto que o grupo de granitoides de alta SiO₂ são estritamente peraluminosos (Figura 10d). Conforme o índice de alcalinidade modificado (MALI) – Na₂O+K₂O-Cao vs SiO₂ ([Frost et al. 2011](#)) – as amostras das variedades tronhjemitica, tonalítica e leucogranodirítica podem ser classificados como granitoides cálcicos, sendo que parte das amostras desta última incidem no campo dos granitoides cálcico alcalinos (Figura 10e). Por outro lado, as variedades biotita granodioritos e quartzo dioritos apresentam composição álcali-cálcica. No diagrama FeO/FeO+MgO x SiO₂ todas as variedades mostram valores de índice de Fe abaixo do limite definido entre magmas toleíticos e cálcico alcalinos (Miyashiro, 1970) e ferrosos e magnesianos ([Frost et al. 2001](#)). Apesar dos granitoides estudados mostrarem afinidade com magma cálcico alcalino magnesiano (Figura 10f), nota-se que as razões FeO/FeO+MgO são mais elevadas naqueles de alta SiO₂ e *enclaves* tonalíticos (0,71 – 0,83) em relação aos biotita granodioritos e tonalitos com anfibólio (0,65 – 0,69), sendo que as rochas dioríticas mostram maior dispersão destas razões (0,58 – 0,76).

A amostra JPD-06A se enquadra mineralogicamente no grupo das variedades portadoras de anfibólio, entretanto, seu comportamento nos diagramas de variação geoquímica difere significativamente destas rochas. Claramente mais enriquecida em sílica (63,10%) e Na₂O (5,35%), apresenta menores conteúdos de TiO₂ (0,41%), Fe₂O₃ (3,00%) e MgO (1,43%). Em relação aos elementos menores e traços, seus conteúdos de Sr e Ba (1493 e 2714, respectivamente) são sensivelmente maiores que os tonalitos com anfibólio e quartzo dioritos. Além disso, esta rocha é mais empobrecida em Ni (8ppm) e Y (2714ppm), evidenciado, desta maneira, seu caráter mais evoluído. Em termos geoquímicos, esta rocha possui maiores similaridades com a variedade biotita granodiorito, possuindo comportamento semelhante na maioria dos diagramas apresentados (Figuras 9a-b).

Tabela 2 - composições químicas dos granitoides arqueanos de Bannach: Legenda: QtzDrt = Quartzo Diorito; GrtFin = granodiorito fino; TdhFin = trondhjemito fino; Fe₂O₃ = total de ferro recalculado com Fe₂O₃; ΣETRL = somatória dos elementos terras raras leves; ΣETRP = somatória dos elementos terras raras pesados; LOI = *loss* ou *ignition*; (La/Yb)_n = La/Yb normalizado para Evensen *et al.* 1987).

| Grupos | Grupo de Alta Sílica | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|----------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|---|
| | | | | | | | | | | | | | | | | Leucogranodiorito | | | | | | | | | | | | | | |
| Amostra | JDV | JDR | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDR | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | JDV | | | | | | |
| Mineral(%) | 30B | 15A | 37A | 63 | 44E | 30A | 52 | 36 | 76A | 45A | 54 | 42 | 38A | 78 | 23 | 50 | 44A | 56 | 17 | 06 | 08 | 03 | 05 | 09 | 11 | 16 | 21 | 19 | 01 | |
| SiO ₂ | 67,30 | 69,32 | 69,70 | 69,77 | 70,10 | 70,34 | 70,60 | 70,60 | 71,09 | 71,20 | 71,50 | 73,00 | 73,10 | 73,70 | 73,90 | 74,30 | 76,00 | 69,84 | 71,47 | 72,20 | 73,20 | 74,30 | 75,90 | 71,70 | 72,03 | 72,60 | 73,20 | 73,70 | 76,60 | |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,31 | 0,53 | 0,29 | 0,36 | 0,28 | 0,37 | 0,32 | 0,32 | 0,42 | 0,30 | 0,32 | 0,34 | 0,11 | 0,25 | 0,24 | 0,24 | 0,35 | 0,15 | 0,14 | 0,16 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,17 | 0,13 | 0,14 | 0,18 | |
| Al ₂ O ₃ | 16,75 | 15,98 | 16,00 | 15,76 | 15,05 | 15,79 | 15,50 | 15,35 | 15,04 | 15,00 | 15,30 | 14,70 | 14,75 | 15,15 | 14,80 | 14,95 | 13,30 | 15,00 | 16,13 | 15,25 | 15,80 | 15,60 | 16,05 | 15,70 | 15,77 | 16,10 | 15,60 | 14,75 | 13,05 | |
| Fe ₂ O _{3t} | 3,37 | 2,65 | 3,56 | 2,54 | 2,57 | 2,36 | 3,06 | 2,70 | 2,40 | 3,41 | 2,60 | 2,53 | 2,60 | 1,04 | 1,83 | 1,84 | 1,75 | 3,13 | 1,16 | 1,04 | 1,18 | 1,08 | 1,14 | 1,12 | 1,10 | 1,34 | 1,41 | 1,09 | 1,33 | |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | |
| MgO | 1,11 | 0,89 | 1,22 | 0,85 | 0,81 | 0,72 | 0,92 | 0,87 | 0,78 | 0,91 | 0,81 | 0,75 | 0,67 | 0,25 | 0,51 | 0,50 | 0,50 | 0,88 | 0,35 | 0,30 | 0,39 | 0,34 | 0,32 | 0,35 | 0,40 | 0,37 | 0,28 | 0,29 | 0,33 | |
| CaO | 4,01 | 4,02 | 3,73 | 3,51 | 3,29 | 3,26 | 3,67 | 3,39 | 3,01 | 3,69 | 3,80 | 3,11 | 2,00 | 2,39 | 2,95 | 2,86 | 2,73 | 2,53 | 2,03 | 2,27 | 2,09 | 2,21 | 2,26 | 2,19 | 2,57 | 2,82 | 2,16 | 1,97 | | |
| Na ₂ O | 4,79 | 4,26 | 4,63 | 4,68 | 4,36 | 4,78 | 4,61 | 4,69 | 4,32 | 4,16 | 4,36 | 4,02 | 4,36 | 5,45 | 5,30 | 4,54 | 4,06 | 3,42 | 5,60 | 5,41 | 5,71 | 5,68 | 5,78 | 5,90 | 5,49 | 5,85 | 5,64 | 5,06 | 4,76 | |
| K ₂ O | 1,30 | 1,15 | 1,17 | 1,15 | 1,36 | 1,41 | 0,97 | 1,26 | 1,83 | 1,27 | 1,19 | 2,91 | 1,32 | 2,00 | 1,34 | 1,12 | 0,85 | 3,30 | 1,75 | 2,15 | 1,87 | 1,96 | 2,03 | 1,82 | 2,04 | 1,65 | 0,77 | 1,97 | 1,09 | |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,08 | 0,13 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,13 | 0,09 | 0,10 | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| LOI | 0,80 | 1,20 | 1,34 | 1,20 | 0,96 | 0,80 | 1,09 | 0,74 | 0,90 | 0,74 | 1,16 | 0,82 | 0,98 | 0,45 | 0,97 | 0,89 | 0,93 | 1,00 | 0,60 | 0,45 | 0,78 | 0,66 | 0,65 | 0,89 | 0,60 | 0,75 | 0,57 | 0,72 | 0,49 | |
| Total | 99,93 | 99,88 | 102,06 | 99,87 | 98,98 | 99,85 | 100,96 | 100,05 | 99,83 | 100,92 | 101,15 | 101,99 | 101,35 | 100,20 | 101,39 | 101,43 | 100,57 | 99,78 | 99,80 | 99,02 | 101,42 | 101,92 | 104,29 | 99,95 | 99,83 | 101,46 | 100,48 | 99,91 | 99,83 | |
| La | 44 | 11 | 51 | 19 | 61 | 19 | 17 | 16 | 52 | 28 | 22 | 37 | 61 | 7 | 23 | 18 | 51 | 112 | 7 | 5 | 6 | 10 | 11 | 9 | 8 | 12 | 8 | 10 | 16 | |
| Ce | 87 | 18 | 91 | 38 | 122 | 34 | 31 | 29 | 98 | 52 | 37 | 62 | 122 | 11 | 41 | 30 | 90 | 173 | 14 | 10 | 12 | 22 | 21 | 15 | 16 | 24 | 12 | 18 | 21 | |
| Pr | 9 | 2 | 10 | 4 | 12 | 4 | 3 | 3 | 10 | 5 | 4 | 7 | 10 | 1 | 4 | 3 | 9 | 18 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 1 | 2 | 2 | |
| Nd | 27 | 6 | 32 | 12 | 35 | 11 | 5 | 11 | 31 | 16 | 12 | 21 | 29 | 2 | 14 | 11 | 24 | 55 | 5 | 4 | 5 | 9 | 9 | 7 | 7 | 9 | 5 | 7 | 7 | |
| Sm | 3 | 1 | 5 | 2 | 4 | 2 | 2 | 2 | 4 | 2 | 2 | 3 | 3 | 1 | 2 | 2 | 3 | 6 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | |
| Eu | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Gd | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 3 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | |
| Tb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Dy | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| Ho | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Er | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Tm | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Yb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Lu | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| ΣLREE | 170,94 | 38,07 | 188,58 | 74,94 | 234,34 | 69,97 | 58,00 | 60,92 | 194,88 | 104,62 | 76,41 | 130,34 | 226,10 | 22,73 | 85,38 | 64,15 | 177,41 | 365,54 | 29,12 | 20,62 | 25,39 | 44,45 | 44,33 | 34,09 | 33,35 | 50,13 | 26,51 | 38,16 | 47,37 | |
| ΣHREE | 5,38 | 1,11 | 4,79 | 2,96 | 4,16 | 3,26 | 4,75 | 3,81 | 4,86 | 4,70 | 2,83 | 5,16 | 3,10 | 1,63 | 4,90 | 3,10 | 3,12 | 7,74 | 1,13 | 1,01 | 1,39 | 1,31 | 1,83 | 1,64 | 1,53 | 1,88 | 2,47 | 1,37 | 2,13 | |
| (La/Yb) _n | 63,84 | 49,10 | 119,30 | 38,70 | 230,51 | 31,48 | 2,62 | 3,10 | 110,23 | 56,72 | 48,43 | 41,56 | 121,63 | 4,53 | 29,83 | 42,48 | 4,27 | 106,50 | 31,53 | 77,71 | 21,70 | 140,56 | 243,27 | 387,43 | 36,04 | 63,94 | 21,35 | 51,98 | 34,44 | |
| Eu/Eu* | 0,96 | 3,41 | 0,65 | 1,21 | 0,72 | 1,06 | 0,94 | 1,20 | 0,62 | 1,18 | 1,55 | 0,81 | 1,11 | 1,12 | 0,87 | 0,88 | 0,96 | 0,34 | 1,58 | 1,32 | 2,04 | 1,14 | 1,14 | 1,33 | 1,08 | 1,18 | 1,27 | 1,12 | 1,47 | |
| Total (RRE) | 176,32 | 39,18 | 193,37 | 77,90 | 238,50 | 73,23 | 62,75 | 64,73 | 199,74 | 109,32 | 79,24 | 135,50 | 229,20 | 24,36 | 90,28 | 67,25 | 180,53 | 373,28 | 30,25 | 21,63 | 26,78 | 45,76 | 46,16 | 35,73 | 34,88 | 52,01 | 28,98 | 39,53 | 49,50 | |
| Ba | 638 | 654 | 511 | 431 | 1005 | 520 | 446 | 425 | 511 | 436 | 531 | 1240 | 806 | 1200 | 558 | 538 | 716 | 1011 | 1058 | 1570 | 1100 | 1140 | 1390 | 1380 | 961 | 1475 | 156 | 1220 | 421 | |
| Sr | 726 | 475 | 397 | 540 | 391 | 505 | 540 | 512 | 288 | 337 | 516 | 340 | 374 | 732 | 406 | 295 | 367 | 258 | 671 | 707 | 712 | 651 | 729 | 771 | 636 | 756 | 463 | 658 | 546 | |
| Rb | 43 | 40 | 39 | 31 | 37 | 34 | 25 | 33 | 73 | 45 | 41 | 71 | 39 | 50 | 33 | 34 | 19 | 86 | 34 | 43 | 39 | 42 | 44 | 36 | 40 | 29 | 31 | 39 | 47 | |
| Zr | 193 | 144 | 227 | 140 | 178 | 134 | 164 | 134 | 163 | 162 | 165 | 175 | 136 | 90 | 155 | 151 | 162 | 258 | 85 | 85 | 92 | 77 | 106 | 94 | 82 | 98 | 108 | 92 | 82 | |
| Y | 6 | 1 | 4 | 4 | 4 | 4 | 6 | 5 | 5 | 6 | 3 | 7 | 4 | 2 | 6 | 4 | 3 | 8 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 4 | 1 | 3 | |
| Hf | 5 | 3 | 6 | 3 | 4 | 3 | 4 | 3 | 4 | 5 | 4 | 4 | 3 | 3 | 4 | 4 | 5 | 6 | 3 | 3 | 3 | 2 | 3 | 3 | 2 | 3 | 3 | 3 | 2 | |
| Nb | 4 | 2 | 8 | 3 | 5 | 3 | 5 | 3 | 5 | 8 | 9 | 9 | 7 | 2 | 6 | 3 | 5 | 6 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 3 | 2 | 3 |
| Ta | 1 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 1 | |
| Cr | 20 | - | 20 | - | 40 | 0 | 20 | 10 | 0 | 20 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 0 | 0 | 20 | 20 | 10 | 20 | 20 | 0 | 10 | 10 | 10 | 10 | |
| Ni | 9 | 5 | 12 | 12 | - | 4 | 6 | 7 | 8 | 8 | 6 | 6 | 6 | 13 | 4 | 4 | 5 | 9 | 3 | 1 | 4 | 5 | 3 | 4 | 5 | 4 | 2 | 3 | 1 | |
| Cu | 79 | 3 | 15 | 17 | 6 | 11 | 11 | 11 | 6 | 7 | 13 | 6 | 4 | 2 | 6 | 8 | 3 | 2 | 1 | 1 | 1 | - | 1 | 1 | - | 1 | 2 | 1 | 1 | |
| Th | 7 | 0,01 | 20 | 3 | 23 | 3 | 2 | 2 | 17 | 5 | 3 | 10 | 9 | 1 | 6 | 3 | 8 | 30 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 3 | 2 | 2 | 2 | |
| Zn | 53 | 43 | 79 | 49 | 58 | 49 | 60 | 52 | 60 | 51 | 50 | 44 | 39 | 32 | 52 | 50 | 36 | 52 | 20 | 26 | 34 | 30 | 25 | 28 | 31 | 39 | 42 | 23 | 36 | |
| Ga | 26 | 17 | 23 | 16 | 21 | 17 | 22 | 22 | 15 | 20 | 21 | 18 | 19 | 22 | 24 | 22 | 17 | 16 | 19 | 21 | 23 | 21 | 24 | 23 | 16 | 21 | 24 | 22 | 20 | |

Tabela 2: continuação.

| Grupos | Grupo de Alta Sílica (Baixo Mg) | | | | Grupo de Baixa Sílica (Alto Mg) | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------------|-------------------|--------|--------|---------------------------------|--------|--------|----------------------------|--------|-------|--------|--------|----------------------|-------|-------|
| | Unidade | Granitoides Finos | | | Bt Granodiorito | | | Tonalito ± Quartzo Diorito | | | | | Enclaves Tonalíticos | | |
| Amostra | JDV | JDV | JDV | JDV | JPD | JDV | JPD | JDS | JDR | JDR | JDV | JDS | JPD | JDV | JDV |
| Mineral(%) | 44K | 39B | 47C | 47A0 | 08B | 20B | 03 | 99 | 46B | 11B | 44H | 105 | 06A | 44F | 45E |
| SiO ₂ | 70,90 | 72,80 | 73,00 | 73,10 | 66,22 | 67,87 | 68,90 | 58,20 | 51,30 | 56,61 | 54,20 | 63,10 | 68,25 | 64,11 | 66,00 |
| TiO ₂ | 0,24 | 0,30 | 0,07 | 0,23 | 0,44 | 0,40 | 0,40 | 0,83 | 0,68 | 0,62 | 1,21 | 0,68 | 0,41 | 0,57 | 0,46 |
| Al ₂ O ₃ | 14,60 | 14,10 | 16,25 | 14,50 | 15,25 | 15,15 | 15,30 | 18,70 | 16,25 | 18,38 | 16,15 | 16,35 | 15,08 | 16,05 | 16,00 |
| Fe ₂ O _{3t} | 2,25 | 2,03 | 0,66 | 1,66 | 4,32 | 2,97 | 2,97 | 7,38 | 8,98 | 7,20 | 10,35 | 6,11 | 3,00 | 5,62 | 4,06 |
| MnO | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,15 | 0,10 | 0,05 | 0,10 | 0,06 |
| MgO | 0,76 | 0,53 | 0,12 | 0,50 | 1,74 | 1,43 | 1,39 | 2,92 | 5,91 | 2,68 | 2,96 | 2,64 | 1,43 | 1,83 | 1,12 |
| CaO | 3,13 | 1,96 | 2,45 | 2,58 | 2,28 | 2,62 | 2,56 | 7,31 | 8,00 | 6,62 | 6,84 | 4,44 | 4,17 | 4,61 | 4,55 |
| Na ₂ O | 3,83 | 3,58 | 6,01 | 4,66 | 4,12 | 4,38 | 4,62 | 4,45 | 3,53 | 4,26 | 3,19 | 4,22 | 5,35 | 4,08 | 3,94 |
| K ₂ O | 1,72 | 3,68 | 0,96 | 1,51 | 4,02 | 3,54 | 3,46 | 1,10 | 1,36 | 1,34 | 1,32 | 1,62 | 0,83 | 1,61 | 1,39 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,11 | 0,01 | 0,07 | 0,19 | 0,18 | 0,16 | 0,27 | 0,47 | 0,15 | 0,46 | 0,17 | 0,17 | 0,14 | 0,12 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | - | 0,01 | 0,01 | 0,00 | - | 0,01 |
| LOI | 0,98 | 0,65 | 0,61 | 1,21 | 0,90 | 0,90 | 0,83 | 1,85 | 2,39 | 1,80 | 2,12 | 2,15 | 0,70 | 1,10 | 1,28 |
| Total | 98,53 | 99,77 | 100,15 | 100,05 | 99,53 | 99,47 | 100,64 | 103,11 | 99,03 | 99,79 | 98,96 | 101,59 | 99,44 | 99,82 | 98,99 |
| La | 32 | 12 | 15 | 6 | 56 | 50 | 97 | 13 | 22 | 12 | 45 | 15 | 52 | 16 | 13 |
| Ce | 39 | 29 | 27 | 9 | 114 | 100 | 117 | 31 | 50 | 30 | 107 | 33 | 100 | 30 | 26 |
| Pr | 5 | 3 | 3 | 1 | 13 | 11 | 20 | 4 | 6 | 4 | 13 | 4 | 12 | 4 | 3 |
| Nd | 18 | 9 | 10 | 3 | 45 | 41 | 77 | 15 | 28 | 17 | 53 | 17 | 45 | 15 | 10 |
| Sm | 3 | 1 | 2 | 1 | 7 | 7 | 12 | 3 | 5 | 5 | 10 | 4 | 8 | 4 | 2 |
| Eu | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 3 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Gd | 4 | 1 | 1 | 1 | 4 | 4 | 8 | 3 | 4 | 6 | 8 | 5 | 5 | 3 | 2 |
| Tb | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Dy | 4 | 0 | 0 | 1 | 2 | 2 | 4 | 2 | 4 | 5 | 5 | 5 | 2 | 2 | 2 |
| Ho | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Er | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 3 | 3 | 1 | 1 | 1 |
| Tm | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Yb | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 |
| Lu | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| ΣLREE | 98,51 | 54,15 | 57,43 | 20,59 | 235,46 | 211,19 | 325,14 | 65,83 | 111,74 | 69,43 | 230,21 | 73,61 | 217,30 | 68,75 | 55,43 |
| ΣHREE | 14,23 | 1,71 | 2,04 | 1,97 | 7,55 | 8,19 | 14,89 | 7,73 | 14,08 | 18,31 | 21,20 | 18,40 | 8,57 | 9,47 | 6,03 |
| (La/Yb)_n | 13,90 | 54,06 | 54,42 | 26,61 | 70,58 | 60,58 | 78,81 | 11,71 | 8,77 | 3,38 | 13,11 | 3,36 | 60,23 | 9,98 | 13,83 |
| Eu/Eu* | 0,90 | 1,17 | 1,55 | 2,07 | 0,71 | 0,80 | 0,78 | 1,11 | 0,88 | 0,67 | 0,70 | 0,70 | 0,82 | 0,64 | 1,13 |
| Total (RRE) | 112,74 | 55,86 | 59,47 | 22,56 | 243,01 | 219,38 | 340,03 | 73,56 | 125,82 | 87,74 | 251,41 | 92,01 | 225,87 | 78,22 | 61,46 |
| Ba | 614 | 1185 | 480 | 450 | 2520 | 2493 | 2990 | 524 | 396 | 434 | 374 | 507 | 2714 | 532 | 634 |
| Sr | 260 | 467 | 499 | 394 | 1026 | 1195 | 1280 | 339 | 851 | 361 | 562 | 304 | 1493 | 298 | 331 |
| Rb | 53,60 | 77 | 19,80 | 37,80 | 126 | 83 | 93 | 31 | 53 | 37 | 56 | 76 | 14 | 47 | 41 |
| Zr | 133 | 123 | 81 | 134 | 191 | 163 | 160 | 100 | 80 | 141 | 235 | 126 | 152 | 70 | 248 |
| Y | 23,50 | 2,20 | 2,20 | 3,20 | 6 | 9 | 19 | 10 | 21 | 26 | 30 | 31 | 8 | 14 | 8 |
| Hf | 3,90 | 3,70 | 2,10 | 3,60 | 5 | 4 | 5 | 3 | 3 | 4 | 6 | 4 | 3 | 2 | 6 |
| Nb | 5,30 | 6,10 | 1,10 | 2,90 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 7 | 14 | 10 | 6 | 10 | 6 |
| Ta | 2,10 | 1,60 | 1,90 | 2,40 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Cr | 20 | 20 | 10 | 20 | 0 | 0 | 50 | 20 | 280 | 0 | 50 | 30 | 0 | 0 | 20 |
| Ni | 10,00 | 5,00 | 2,00 | 7,00 | 28 | 27 | 28 | 17 | 60 | 20 | 27 | 24 | 14 | 22 | 42 |
| Cu | 13,00 | 9,00 | 4,00 | 1,00 | 10 | 7 | 10 | 43 | 104 | 36 | 69 | 17 | 2 | 123 | 15 |
| Th | 6,57 | 5,98 | 3,75 | 3,89 | 14 | 12 | 12 | 4 | 3 | 4 | 10 | 4 | 12 | 2 | 2 |
| Zn | 46,00 | 40,00 | 10,00 | 24,00 | 52 | 61 | 62 | 88 | 75 | 59 | 128 | 85 | 34 | 112 | 64 |
| Ca | 19,50 | 21,40 | 22,90 | 21,20 | 20 | 16 | 20 | 22 | 20 | 21 | 26 | 20 | 17 | 17 | 20 |

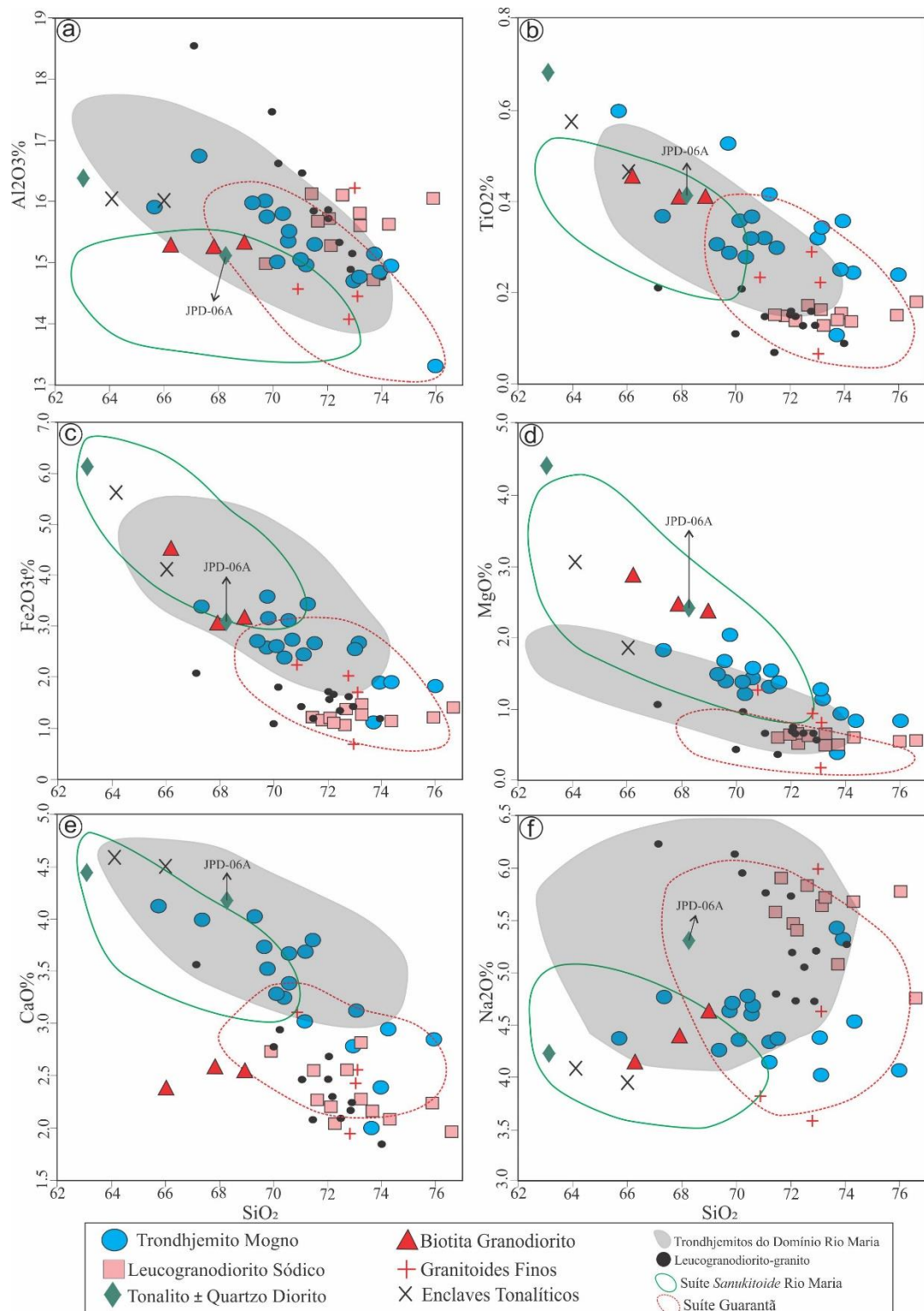


Figura 8 - Diagrama de Harker para os óxidos de elementos maiores dos granitoides arqueanos de Bannach. Campos usados para comparação: trondhjemitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011; Silva e Oliveira, 2013), leucogranodioritos-granitos (Silva & Oliveira, 2013), suíte Guarantã (Almeida, *et al.* 2010), suíte sanukitoide Rio Maria (Oliveira & Dall'Agnol, 2009).

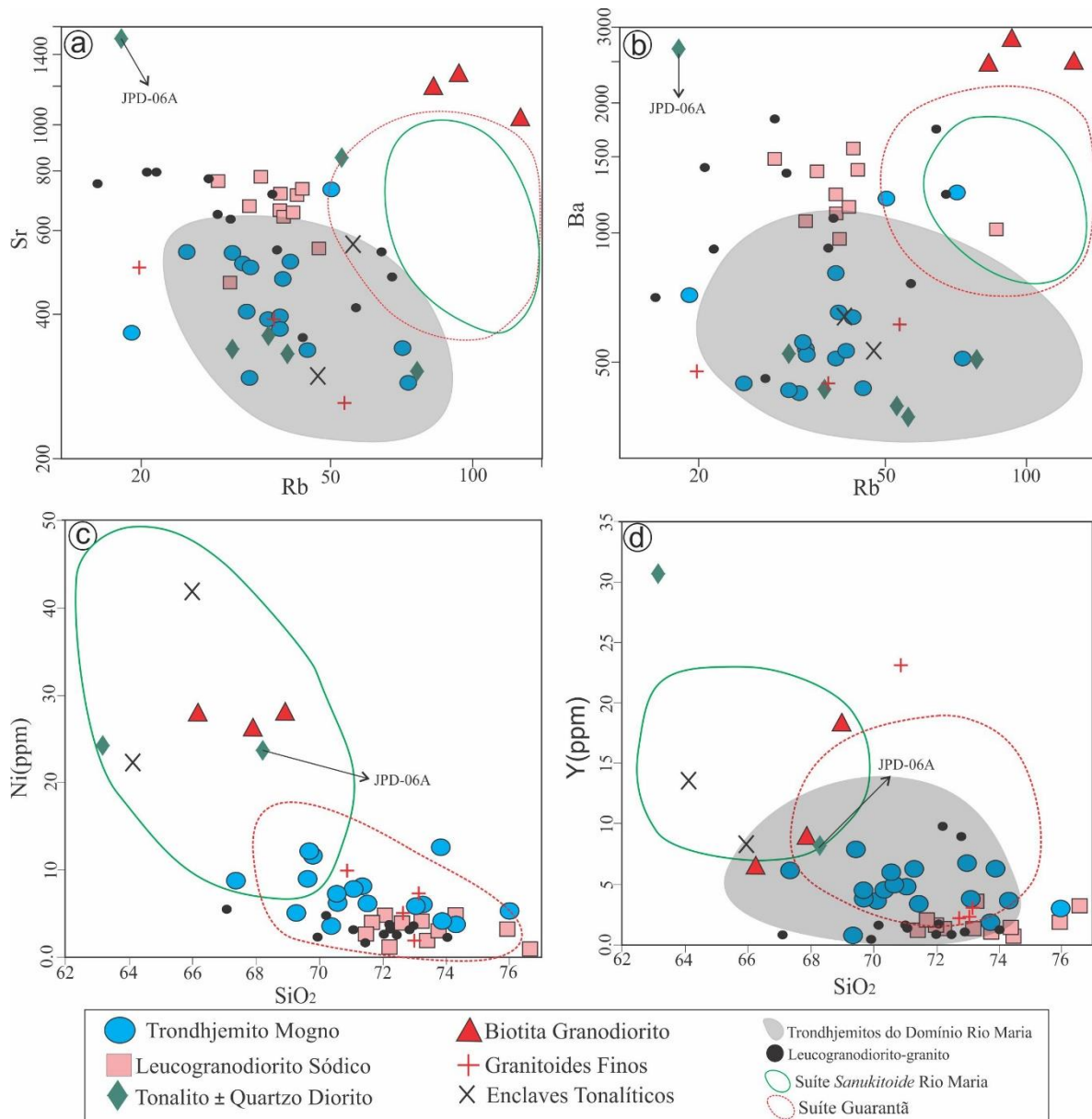


Figura 9 - Diagrama de Harker para elementos menores e traços dos granitoides da área de trabalho. Campos usados para comparação: trondhjemitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011, Silva & Oliveira, 2013), leucogranodioritos-granitos (Silva e Oliveira 2013), suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2010), suíte sanukitoide Rio Maria (Oliveira & Dall'Agnol, 2009).

ELEMENTOS TERRAS-RARA E PADRÕES MULTIELEMENTOS

As concentrações dos elementos terras raras (ETR), obtidas em 45 amostras de granitoides da área de Bannach, bem como os valores das relações La/Yb e Gd/Er são apresentados na tabela 2. As curvas de abundância dos ETR (rocha total) foram construídas a partir da normalização aos valores condriticos (CI) de Evensen *et al.* (1978). No geral, os padrões ETR apresentados por estes granitoides mostram enriquecimento em ETRL (elementos terras raras leves) em relação aos ETRP

(elementos terras raras pesados). Diferenças nas razões $(La/Yb)_N$ dentre os grupos de rocha identificados podem indicar diferentes intensidade de fracionamento de ETRP durante a formação e/ou diferenciação de seus magmas (Figura 11). As maiores razões $(La/Yb)_N$ pertencem aos principais tipos de granitoides do grupo de alta SiO_2 (trondhjemitos e leucogranodioritos), que no entanto, apresentam valores, em geral, entre 20,9 e 140,5 (Figura 12a,c). Nos tonalitos com anfibólio e *enclaves* estas razões variam de baixa a moderada, com valores entre 3,36 e 13,11 e 9,9 e 13,8, respectivamente (Figura 11e). No entanto, a amostra JPD-06A, pertencente à primeira variedade, apresenta maior enriquecimento em ETRL e razão $(La/Yb)_N$ mais elevada (60,2). Variações desta razão são menos acentuadas na variedade biotita granodiorito, cujos valores estão entre 60,6 e 78,8, e padrão ETR próximo daquele definido pela amostra JPD-06A (Figura 11g). Em todas as variedades as anomalias negativas de Eu são ausentes, ou discretamente positivas ($0,64 < Eu/Eu^* < 1,55$).

Nos diagramas de multielementos, é possível observar um maior enriquecimento em LILE (Rb, Ba, K) nos granitoides do grupo de alta SiO_2 , e sobre tudo na variedade biotita granodiorito, em relação às variedades portadoras de anfibólio (exceto amostra JPD-06A) e *enclaves* (Figura 11). Tal aspecto sugere fonte ou importante contribuição crustal para a formação desses granitoides. Anomalias negativas de Nb-Ta-Ti-P podem ser observadas em todas as variedades, porém com intensidades distintas. Nos quatro principais grupos de rochas (Trondhjemito Mogno, Leucogranodioritos, Biotita Granodioritos e Tonalitos com Anfibólio) são observadas anomalias de Nb-Ta-Ti, típicas de magmas cálcico-alcálicos e que estão relacionadas com a hornblenda e/ou óxidos de Fe-Ti residuais (rutilo, ilmenita) (Pearce & Norry 1979, McCulloch & Gamble 1991). Tais anomalias são típicas de magmas relacionados a ambientes de subducção (Gill 1981; Pearce 1983, Wilson 1989, Walker *et al.* 2001), mas não são tão evidentes nos *enclaves* tonalíticos, indicando que essas rochas, mais antigas que os demais granitoides da área, não teriam sofrido este processo de forma intensa. Por outro lado, o Nb e Ta são altamente incompatíveis no manto e imóveis durante eventos metassomáticos. Dessa maneira, suas anomalias podem, alternativamente, ser explicadas pela adição de componentes da *slab* a cunha do manto, o que leva ao aumento de vários elementos incompatíveis (por exemplo, LILE), mas não em Nb e Ta (Turner *et al.* 2003, Wang *et al.* 2006, Tamura *et al.* 2011). Os elevados conteúdos de Sr, inclusive com anomalia positiva nas rochas leucogranodioríticas (figura 12d), associados com o baixo conteúdo de Nb, Ta e Ti, são relacionados com a ausência de plagioclásio no resíduo. Além disso, nos trondhjemitos,

leucogranodioritos e granitoides finos, são observadas importantes anomalias negativas de P, que podem ser explicadas pelo fracionamento de apatita.

6 - DISCUSSÕES

6.1 - AFINIDADES PETROLÓGICAS E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

Ao longo dos últimos anos diversos tipos de granitoides têm sido individualizados no Domínio Rio Maria, com novos limites geológicos definidos, permitindo que estudos comparativos fossem realizados com o objetivo de definir um quadro geológico mais preciso para esta região (Almeida *et al.* 2010, 2011, Silva & Oliveira 2013). Os dados composicionais apresentados anteriormente para os diversos tipos de granitoides que ocorrem na área de Bannach permitem correlacioná-los com aqueles já estudados da região de Rio Maria, visando aprimorar o conhecimento dos processos petrogenéticos envolvidos na formação destas rochas, e consequentemente contribuir para uma melhor compreensão sobre a evolução da Província Carajás.

6.1.1 - TRONDHJEMITO MOGNO E ENCLAVE TONALÍTICO

Os trondhjemitos de Bannach ocorrem como um extenso batólito na porção sul da área de trabalho que pode ser correlacionado à crosta formada pelo Trondhjemitito Mogno da área de Rio Maria, uma vez que estas ocorrências apresentam fortes similaridades petrográficas e estruturais, como o desenvolvimento de foliação NW-SE pouco penetrativa e, sobretudo, por apresentar cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados. Apesar de apresentarem padrões geoquímicos inteiramente coincidentes, as rochas do Trondhjemitito Mogno, definido por Almeida *et al.* (2011) como típicas representantes de TTGs arqueanos, diferem daquelas de Bannach por estas apresentarem amostras mais evoluídas (>72 % de SiO₂) e empobrecidas em Na₂O, Fe₂O₃ e CaO (Figuras 8c – f).

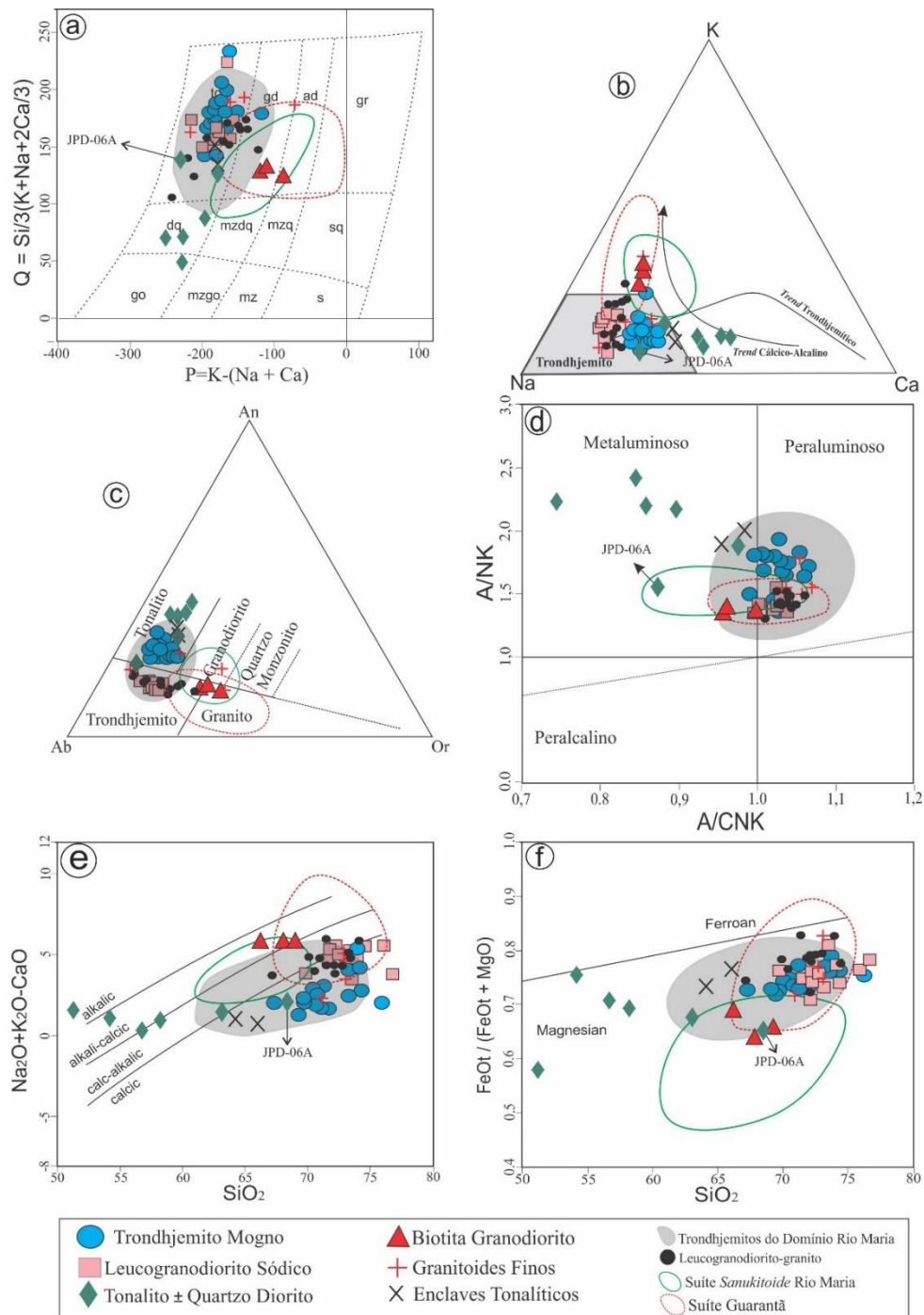


Figura 10 - (a) diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983); (b) diagrama K-Na-Ca (*trends* cálcico-alcalinos definidos por Nockoids & Allen (1953) e *trend* trondhjemítico definido por Barker & Arth (1976)); (c) Diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965), campos definidos por Barker, 1979; (d) diagrama (Al₂O₃/Na₂O + K₂O) mol vs (Al₂O₃/Na₂O + CaO + K₂O) (Shand, 1943); (e) diagrama Na₂O+K₂O-CaO (MALI) vs. SiO₂ (Frost *et al.* 2001) e (f) diagrama de Fe* ou FeOt/(FeOt+MgO) vs. SiO₂ (Frost *et al.* 2001).

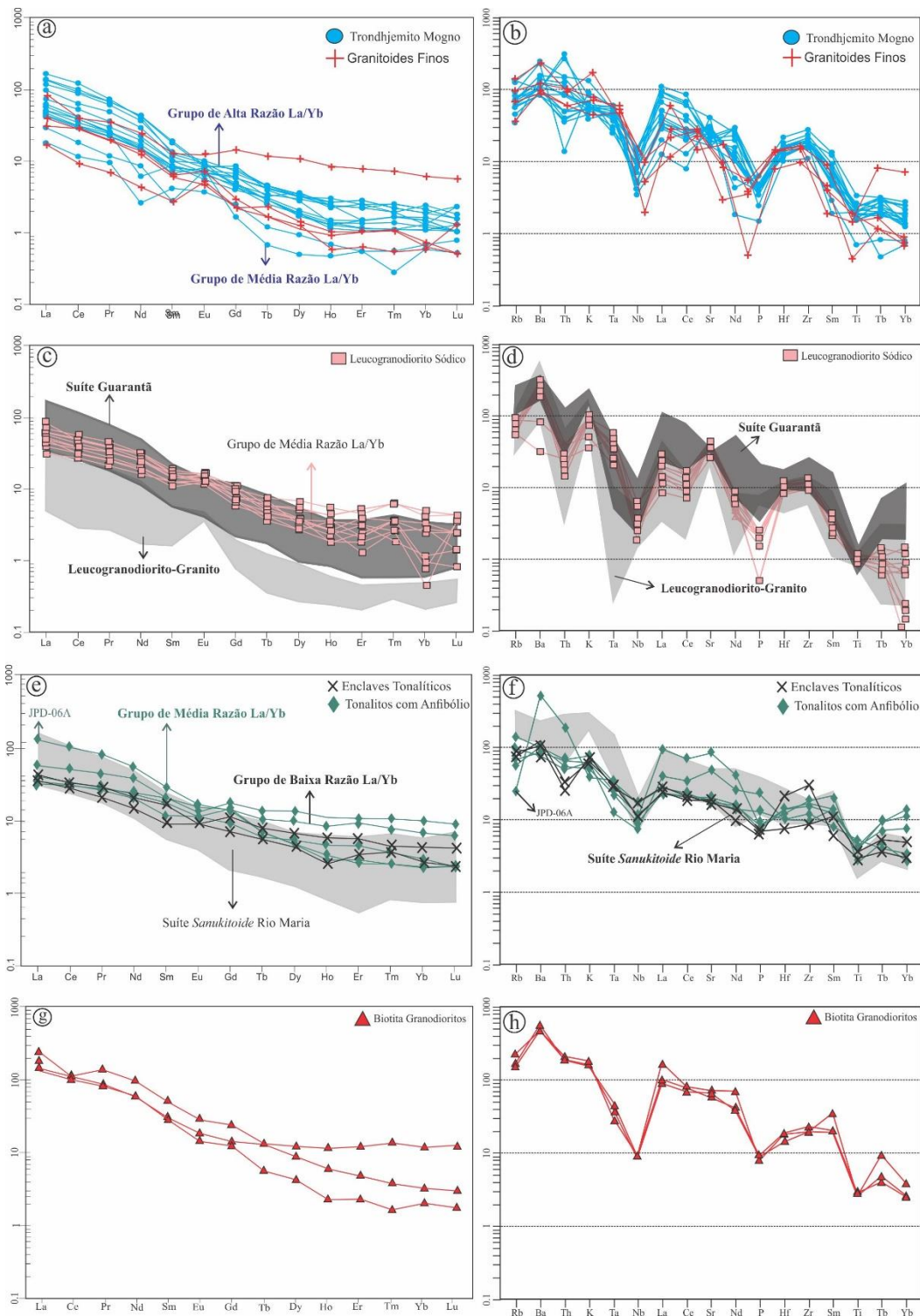


Figura 11 - Padrões ETR normalizado para o condrito (Evensen *et al.* 1978) e diagrama multielementos normalizados para o manto primordial (Taylor & McLennan, 1985). Campos usados para comparação: trondhjemitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011, Silva e Oliveira, 2013), leucogranodioritos-granitos (Silva e Oliveira, 2013), suíte Guarantã (Almeida, *et al.* 2010), suíte *sanukitoide* Rio Maria (Oliveira & Dall’Agnol, 2009).

Os granitoides tipo TTG são os principais componentes dos crátons arqueanos, e são representados amplamente por tonalitos e trondhjemitos. Estes apresentam variações nas razões La/Yb e Sr/Y

que refletem contrastes em suas gêneses (Almeida *et al.* 2011). Nos trondhjemtos da área de Bannach tais razões são moderadas a altas, similar ao que é mostrado por rochas análogas de outros crátons, inclusive aquelas pertencentes ao Trondhjemito Mogno da área-tipo do Domínio Rio Maria, e que contrastam com os granitoides afins de composição tonalítica (baixas razões La/Yb e Sr/Y) das áreas de Bannach (*enclaves*) e Pau D'Arco (Tonalito Arco Verde) (Figura 13a-b, tabela 3). Comportamento inverso é observado para as razões Nb/Ta para estes grupos de rochas (Figura 13c, tabela 3). Além disso, os *megaenclaves* de natureza TTG (tonalíticos) de Bannach apresentam importantes diferenças composicionais em relação às rochas trondhjemíticas, os quais são mais enriquecidos em MgO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃ e Ni, que reflete seu caráter mais primitivo. Tais contrastes estão relacionados às diferenças de profundidade e pressão em que seus magmas foram gerados e/ou em suas rochas fonte (Moyen 2009, Almeida *et al.* 2011). Dados experimentais mostram que líquidos tonalíticos são gerados sob temperaturas e pressões elevadas e altos conteúdos de H₂O, em relação aqueles de composição trondhjemítica (Winther, 1996).

As composições de elementos maiores dos trondhjemitos de Bannach são consistentes com aquelas de líquidos experimentais derivados de rochas máficas de baixo K (Figura 13d). O modelo geodinâmico adotado para explicar a formação de TTGs sugere que essas rochas foram geradas a partir da fusão parcial de basaltos hidratados em profundidades compatíveis com a zona de estabilidade da granada deixando um resíduo eclogítico (Rapp *et al.* 1991, Wolf & Willie 1994, Moyen & Martin 2012). No entanto, assumindo que placas tectônicas não teriam atuado desde o início do arqueano, a crosta seria composta de espessos platôs oceânicos associado a processos de *underplating*. Já no caso de placas tectônicas ativas, a fusão seria de basaltos toleíticos arqueanos enriquecidos, em um cenário de subducção de platôs oceânicos, o que poderia ser responsável pela natureza episódica de crescimento crustal (Martin *et al.* 2014).

Granada e anfibólio apresentam altos coeficientes de partição para ETRP e Y (Rapp *et al.* 1991). Neste sentido, o maior fracionamento de ETRP (alto La/Yb) e Y (alto Sr/Y) identificado nas rochas trondhjemíticas da área de Bannach em relação aos *megaenclaves* tonalíticos (baixos La/Yb e Sr/Y), sugere que sua origem esteja relacionada à fusão parcial (*slab melting*) de granada anfibólitos (baixos valores da razão Nb/Ta), sob condições de médias e altas pressões (acima de 1,0 GPa) e elevadas profundidades (> 35 Km) em um contexto de subducção (Figuras 13e-f). Já os *enclaves*, apesar de apresentarem aspectos texturais semelhantes aos dos granitoides TTG, apresentam caráter mais primitivo e padrão ETR horizontalizado indicando que estas rochas

representam uma magma gerado fora do campo de estabilidade da granada (Figura 13f), em condições de pressões inferiores àquelas dos trondhjemitos ($\leq 1,0$ GPa) e cuja origem pode ser associada a platôs oceânicos tectonicamente espessados e não à *slab melt*. Admite-se que quantidade de *melt* tonalítico formado é uma resposta à repetidas intrusões toleíticas e encurtamento crustal em limites de placas convergentes (arco oceânico). Neste contexto, a fonte dos líquidos tonalíticos é representada por basaltos hidratados (+ anfibólio ígneo) gerados a partir de uma cunha mantélica subarco (Nagel *et al.* 2012; Polat, 2012). Dados experimentais de Nagel *et al.* (2012) mostraram que este protólito (toleiúto de arco) contém menos Al e Na e mais Fe e Mg quando comparado aos MORBs e formam um resíduo rico em anfibólio em baixas pressões (entre 10 e 14kbar), o que pode ser usado como indicativo do carácter mais primitivo dos *enclaves* tonalíticos em relação aos trondhjemitos (Figuras 8c-d).

Os baixos teores de MgO ($< 1\%$), as altas razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ($> 2,0$) e os conteúdos moderados a baixos de Ba + Sr (< 1500 ppm) sugerem um componente basáltico como fonte dos trondhjemitos da área de Bannach. No diagrama ternário $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}) - 3\text{CaO}$ e $5(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$, com campos representando composições de fontes potenciais para granitoides arqueanos (Laurent *et al.* 2014), tal variedade mostra origem envolvendo fusão de rochas máficas de baixo-K (alto Ca) (Figura 13d). A ampla variação nos conteúdos de ETRP (média a alto La/Yb) e dos valores da razão $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ (2,0 a 6,5) nos trondhjemitos sugere uma significativa variação na profundidade de geração de magma, com o aumento da influência da granada no resíduo da fusão ($\text{Er} \leq 0,6$). Já nos *enclaves* tonalíticos, o alto conteúdo de ETRP (baixa razão La/Yb) e a baixa razão $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ (~ 2) apontam para uma fonte sem granada no resíduo ($\text{Er} \geq 0,85$). A relação entre a distribuição das amostras da variedades tipo TTG e os indicadores petrogenéticos discutidos acima pode ser visualizado nos diagramas discriminantes $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ vs. MgO (Figura 13e) e $(\text{Ba}+\text{Sr})/100$ vs. $1/\text{Er}$ vs. Er (Figura 13f).

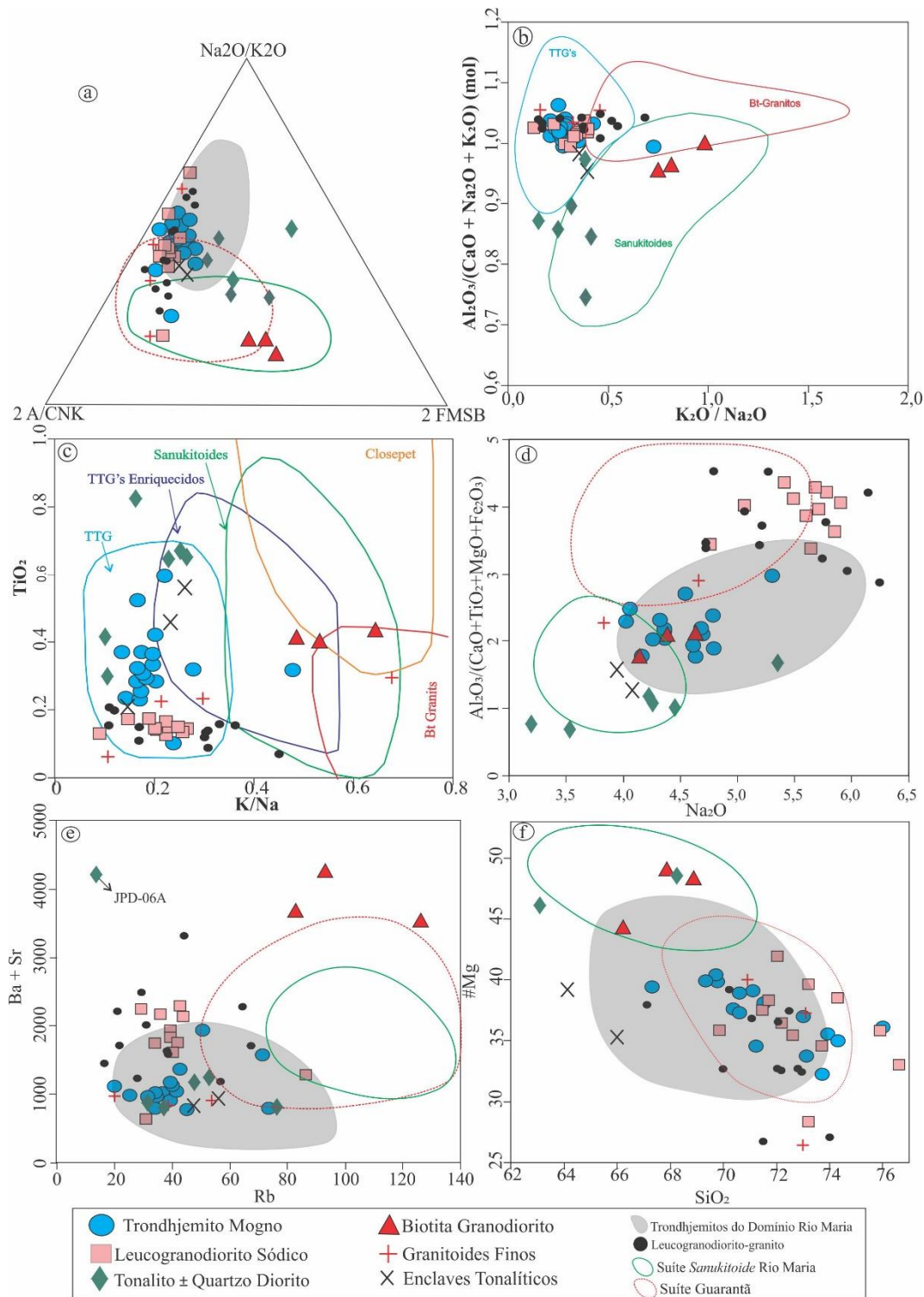


Figura 12 - (a) $2 * A/CNK$ (razão molar $Al_2O_3/[CaO + Na_2O+K_2O]$); razão Na_2O/K_2O ; $2 * FMSB$ ($FeOt + MgO$)% * $(Sr + Ba) \%$ (Laurent *et al.* 2014); (b) A/CNK (razão molar $Al_2O_3/[CaO+Na_2O+K_2O]$) vs. razão K_2O/Na_2O (Laurent *et al.* 2014); (c) diagrama K/Na vs. TiO_2 (Moyen *et al.* 2003); (d) diagrama proposto, razão molar $Al_2O_3 / (CaO + TiO_2 + MgO + Fe_2O_3)$ vs Na_2O ; (e) Diagrama $Ba + Sr$ vs Rb ; (e) diagrama $\#Mg$ vs SiO_2 .

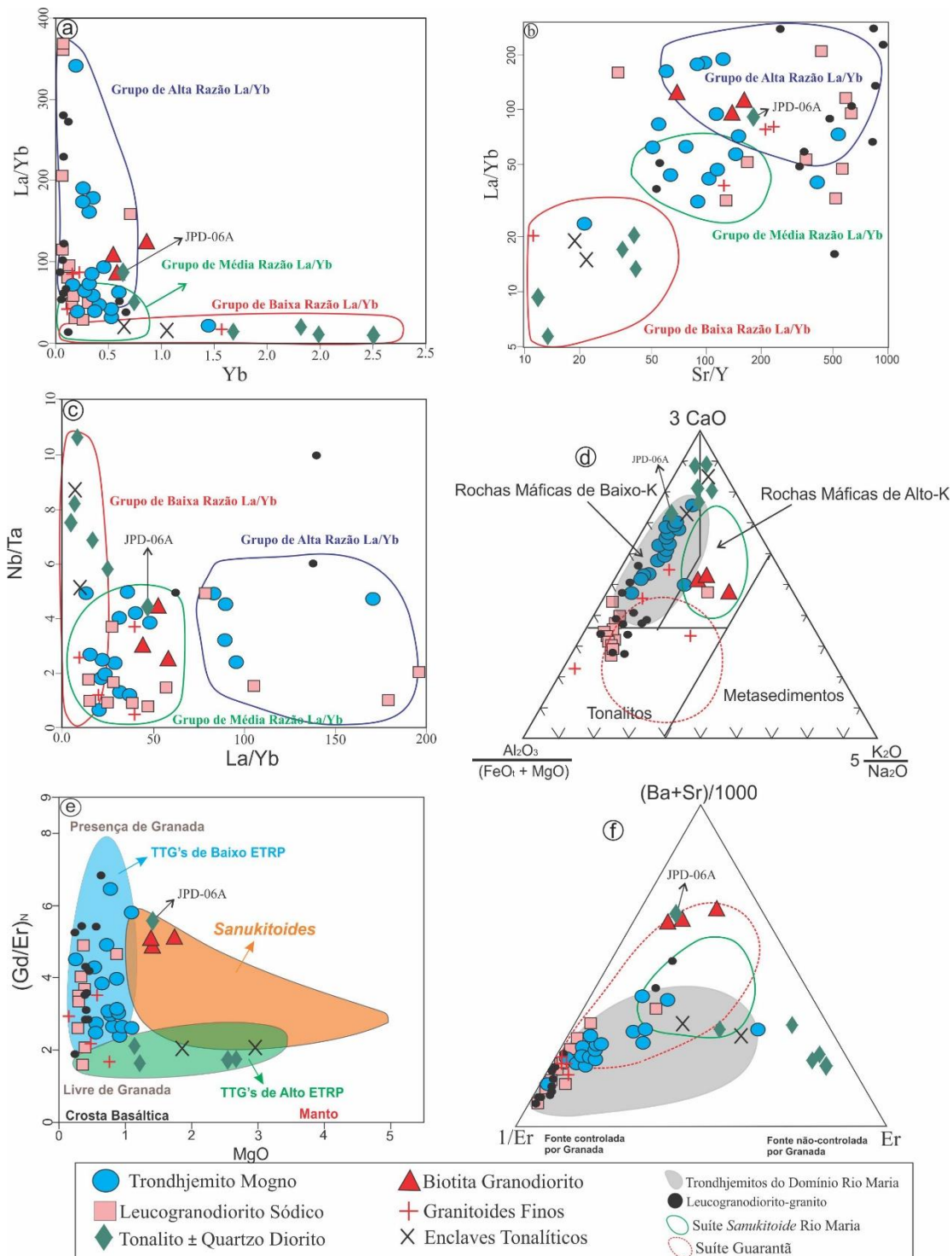


Figura 13 - (a) Diagrama La/Yb vs Yb ; (b) diagrama La/Yb vs Sr/Y ; (c) diagrama Nb/Ta vs La/Yb ; (d) diagrama $Al_2O_3/(FeO + MgO)$; $3 * CaO$; $5 * (K_2O/Na_2O)$ (Laurent *et al.* 2014), usado para determinar a fonte das rochas granitoides (e) diagrama $(Gd/Er)_N$ vs $MgO\%$ (Halla *et al.* 2009); (f) diagrama $1/Er - (Ba+Sr)/1000$ (Heilimo *et al.* 2010). Campos usados para comparação: trondhjemitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011; Silva e Oliveira, 2013), leucogranodioritos-granitos (Silva & Oliveira, 2013), suíte Guarantã (Almeida, *et al.* 2010), suíte *sanukitoide* Rio Maria (Oliveira & Dall'Agnol, 2009).

Tabela 3 - características geoquímicas dos granitoides de Bannach, Suíte Guarantã e Granodiorito Rio Maria.

| | Grupo | SiO₂ (%) | (La/Yb)_N | Sr/Y* | Nb/Ta* | (Gd/Er)_N* | #Mg* | Ba+Sr* | Al(Ca+Ti+Mg+Fe)** |
|-----------------------|--------------------|----------------------------|----------------------------|--------------|---------------|-----------------------------|-------------|---------------|--------------------------|
| TdhMg | Alta La/Yb | 67,6 - 76,0 | 99,94* | 173,13 | 3,87 | 4,21 | 37,27 | 1018 | 2,07 |
| | Média La/Yb | 69,32 - 74,3 | 35,78* | 89,81 | 2,36 | 3,12 | 37,18 | 1140 | 2,51 |
| | Baixa La/Yb | 65,70 | 15,86* | 21,41 | 4,95 | 1,91 | 38,95 | 955 | 1,36 |
| LGrd | Média - Alta La/Yb | 71,47 - 76,60 | 31,53 - 387,43 | 424,07 | 1,44 | 4,13 | 36,21 | 1703 | 3,77 |
| GrdFino | Alta La/Yb | 70,9 - 73,10 | 80,26* | 143,32 | 2,03 | 2,62 | 34,51 | 885 | 3,26 |
| BtGrd | Alta La/Yb | 66,22 - 68,90 | 69,99* | 126,16 | 3,23 | 5,09 | 47,11 | 3835 | 1,96 |
| Qtz-Dr | Baixa La/Yb | 51,30 - 63,10 | 8,07* | 23,53 | 7,71 | 1,69 | 45,03 | 930 | 0,94 |
| Enclaves | Baixa La/Yb | 64,11 - 66,00 | 11,9 | 30,8 | 6,91 | 2,62 | 37,28 | 897 | 1,42 |
| Suíte Guarantã | Alta La/Yb | 69,97 - 73,91 | 138,59 | 462,87 | 24,58 | 7,21 | 32,41 | 2054 | 3,78 |
| | Média La/Yb | 70,08 - 74,39 | 29,69 | 125,23 | 11,24 | 2,66 | 36,43 | 1931 | 3,86 |
| | Baixa La/Yb | 70,12 - 75,84 | 10,35 | 106,77 | 20,47 | 1,93 | 37,37 | 1915 | 3,89 |
| Grd. Rio Maria | Média La/Yb | 63,23 - 72,58 | 32,93 | 36,82 | 1,52 | 1,98 | 50,59 | 1345 | 1,52 |

* valores médios; **valores expressos em óxidos; BtGdr: biotita granodiorito; TdhMg: Trondhjemitó Mogno; Grd: Granodiorito

6.1.2 - LEUCOGRANODIORITOS

Os leucogranodioritos são os principais constituintes da crosta da porção norte da área de Bannach e podem ser correlacionados, ou até mesmo fazerem parte de um extenso batólito formado pelo leucogranodiorito tipo Nova Canadá de 2,87 Ga, que se estende desde o extremo norte do Domínio Rio Maria até a porção sul do Domínio Carajás (Silva & Oliveira, 2013; Leite-Santos & Oliveira, 2016). Tais ocorrências apresentam fortes afinidades texturais e composicionais (Figura 8), e seguem o mesmo padrão estrutural, como o desenvolvimento de foliação NW-SE pouco penetrativa. Dentre as variedades identificadas na área de Bannach, os leucogranodioritos possuem maior afinidade petrográfica e geoquímica (natureza sódica e padrão ETR) com as rochas trondhjemiticas e aos típicos magmas TTG arqueanos (Figuras 6, 10a-b). No entanto, divergem das mesmas e dos demais granitoides pelo forte empobrecimento em elementos compatíveis (TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO e Ni) e HFSE (Nb e Y), e notável enriquecimento em Na₂O (Figuras 8 b-f.)

Granitoides que compartilham características geoquímicas com os típicos TTGs arqueanos têm sido descritos em vários terrenos, e podem ser exemplificados pelos granodioritos-granitos da Província Wyoming (Frost *et al.* 2006) e os granitos do oeste do Cráton Dharwar (Jayananda *et*

al. 2006) e do Cráton da Tanzânia (Opiyo-Akech *et al.* 1999), além daqueles dos crátons Pilbara e Yilgarn, para os quais foi atribuído o termo TTG transicionais (Champion e Smithies, 2001, 2007), onde a origem ainda é incerta, embora estima-se que sua petrogênese envolva uma crosta preexistente durante as fases tardias de estabilização de crátons arqueanos. No Domínio Rio Maria da Província Carajás, granitoides com fortes afinidades geoquímicas com os TTGs transicionais (granitos cálcico-alcálico de alto-Ca) são associados a um grupo de leucogranodioritos-granitos enriquecidos em Ba e Sr formados em 2,87 Ga, 50 Ma após o principal evento magmático TTG (2,93 Ga), e que, em sua maioria, foram englobados na Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2010, 2013). Sua origem é atribuída às variações composicionais da fonte ou a variados graus de fusão parcial, acumulação e/ou magma *mixing* (Moyen 2009, Almeida *et al.*, 2010).

A natureza sódica dos leucogranodioritos de Bannach (baixos conteúdos de HFSE e as baixas razões Rb/Sr e K₂O/Na₂O), seus teores mais elevados de Al₂O₃, maior empobrecimento em Rb, assim como o intervalo mais restrito de SiO₂ (71-76%) do grupo de amostras, os distinguem claramente daqueles pertencentes a Suíte Guarantã do Domínio Rio Maria (Figuras 8a, 8f, 9a-b). Para os demais elementos nota-se uma forte superposição das rochas de Bannach com os membros mais enriquecidos em sílica desta suíte (Figuras 8 e 9). Por outro lado, estes dois grupos apresentam semelhanças no que diz respeito aos conteúdos elevados de Ba e Sr e ao padrão fortemente fracionado de ETR (altas razões La/Yb e Sr/Y), sendo que amostras representativas da Suíte Guarantã apresentam tipos com maior fracionamento de ETRP.

Os dados apresentados mostram que os leucogranodioritos de Bannach possuem alguns aspectos geoquímicas também observados nos TTG transicionais (altos conteúdos de Al₂O₃ e Na₂O, e baixo de K₂O), e que sobretudo, se sobrepõem com aqueles dos típicos TTGs em diversos diagramas discriminantes de granitoides arqueanos, como o normativo de O'Connor (1965) (Figura 10c), os de classificação de Laurent *et al.* (2014), (Figuras 12a-b) e Moyen *et al.* 2003 (Figura 12c) e os diagramas de fonte de Heilimo *et al.*, 2010 (Figura 13e). Tais afinidades poderiam sugerir uma relação genética entre esses granitoides, no entanto, os diagramas de Harker para elementos maiores e traços claramente não favorecem uma ligação por processo de cristalização fracionada entre o magma formador do leucogranodiorito e as associações TTG, uma vez que estas rochas apresentam *trends* de evolução distintos (descontínuos e paralelos ente si). A hipótese da origem do primeiro por fusão parcial de uma fonte TTG pode ser descartada, entre outras evidências, pela ausência de anomalia negativa de Eu e razões K₂O/Na₂O mais baixas nos granodioritos, o que

implicaria menor retenção de plagioclásio no resíduo, ao contrário do que é observado para a geração dos leucogranitos potássicos (Sylvester, 1994; Leite *et al.* 2004; Almeida *et al.* 2013). Dados experimentais mostram que o conteúdo de K_2O em líquidos produzidos por fusão parcial de TTGs variam entre 2 e 6% (Patiño-Douce & Beard 1995, Skjerlie & Johnston, 1996), contrastando com os baixos teores deste óxido para os leucogranodioritos de Bannach (< 2%) (Figura 14b). Além disso, os padrões similares de fracionamento de ETR em relação aos TTGs atestam que essas rochas provavelmente não foram oriundas de magmas precursores destes últimos. Sendo assim, as características geoquímicas apresentadas pelo leucogranodiorito e discutidas por outros autores em granitos análogos de outros crátons, como aqueles paleoarqueanos do Cráton Pilbara (Champion & Smithies 2007), mostram que o controle composicional dessas rochas pode ter ocorrido em função de dois ou mais processos: (i) graus variáveis de fusão parcial de basaltos sob diferentes níveis de pressão, o que controlaria a mineralogia residual predominante (em particular a granada e feldspatos), exercendo forte controle no comportamento de ETRP, Al_2O_3 e das razões K_2O/Na_2O e Sr/Y; (ii) uma fonte mais enriquecida de sedimentos subductados da crosta oceânica para produzir magmas com composição similar ao leucogranodiorito (Moyen *et al.* 2007).

O termo granitos com altos conteúdos de Ba e Sr foi inicialmente utilizado por Tarney & Jones (1994) como referência aos granitos caledoniados do sudoeste da Escócia, os quais seriam geoquimicamente similares aos gnaisses arqueanos, por apresentarem baixo Rb, Y e ETRP, além de anomalias negativas de Nb e positivas de Ba (> 1000 ppm) e Sr (>380 ppm). Tais aspectos são próximos daqueles apresentados pelos leucogranitos de baixo-K de Bannach, conforme é demonstrado pelo diagrama discriminante de granitos de alto e baixo Ba-Sr (Figura 12e). Diversos autores têm admitido que os granitos de alto Ba-Sr foram derivados por: (i) fusão parcial de ilhas ou platôs oceânicos subductados; (ii) *underplating* de uma crosta máfica; ou (iii) fusão parcial de manto litosférico metassomatizado por fluidos carbonatíticos (Tarney & Jones 1994, Fowler *et al.* 2001, Fowler *et al.* 2008, Ye *et al.* 2008). Além disso, estudos experimentais mostram que magmas de alto Ba-Sr não podem ser formados por retrabalhamento (fusão parcial) de uma crosta TTG (Watkins *et al.* 2007), o que é corroborado pela relação estabelecida entre os leucogranodioritos e trondjemitos de Bannach. Por outro lado, a natureza rica em sílica dos leucogranodioritos sódicos de Bannach, assim como a ausência de fases máficas à intermediárias e a falta de afinidade geoquímica com os sanukitoides (Figuras 8-12d,f), os quais definitivamente derivam de uma fonte

mantélica enriquecida (Oliveira *et al.* 2011), coloca-os em desacordo ao modelo que assume uma fonte análoga para os granitos de alto Ba-Sr.

Almeida *et al.* (2010) admitiram um modelo de dois estágios para a formação dos leucogranodioritos de alto-Ba-Sr, onde um líquido granítico gerado a partir da cristalização fracionada de um magma de afinidade *sanukitoide*, interage, em diferentes proporções, com magma trondhjémítico. Neste caso, contrariamente ao que se observa nas rochas da Suíte Guarantã, os leucogranodioritos de Bannach não apresentam indivíduos de composição monzogranítica, e que, dentro do modelo apresentado acima, representariam líquidos residuais enriquecidos em elementos incompatíveis. Ainda neste sentido, o forte empobrecimento em elementos compatíveis (Ni, #Mg e CaO) das rochas de Bannach em relação aos granitoides TTG e aqueles de afinidade *sanukitoide*, além de seus conteúdos mais elevados de Na₂O, Ba e Sr, não parece representar um membro intermediário entre estes dois grupos de rochas. Tais observações não apontam para a participação de um componente mantélico durante o processo de formação dos leucogranitos de Bannach, que, no entanto, haja vista suas afinidades geoquímicas com os granitoides TTG, é coerente supor que a origem desta variedade esteja relacionada à fusão de rochas máficas de baixo-K (Figura 13d) em condições análogas aquelas que deram origem aos trondhjemitos, cujas médias e altas razões (La/Yb)_N e Sr/Y, e baixas Nb/Ta (tabela 3), indicam que seu magma parental está relacionado à fusão em altas pressões (>1,5GPa) com granada no resíduo. Notar maior empobrecimento em Er nos granitoides sódicos em relação aos demais (Figuras 13e-f). Por fim, baseado em tais afirmações, é possível supor um cenário para geração do leucogranodioritos sódicos de Bannach, onde a fusão de uma crosta formada por basaltos toléíticos enriquecidos (formada pela fusão do manto metassomatizado através da *slab break-off* da crosta oceânica subductante em 2,87 Ga) instalada abaixo de uma crosta TTG antiga (2,92–2,96Ga), geraria magmas félsico enriquecidos em N₂O (trondhjémíticos?) que, por sua vez, poderia assimilar a crosta TTG mais antiga, e que seria responsável pelo enriquecimento em LILEs e pela composição predominantemente granodiorítica destas rochas. No diagrama petrogenético da figura 13d, o caráter transicional dessas rochas é dado pela incidência de suas amostras tanto no campo de granitoides originados pela fusão de rochas máficas quanto daqueles gerados a partir uma fonte TTG.

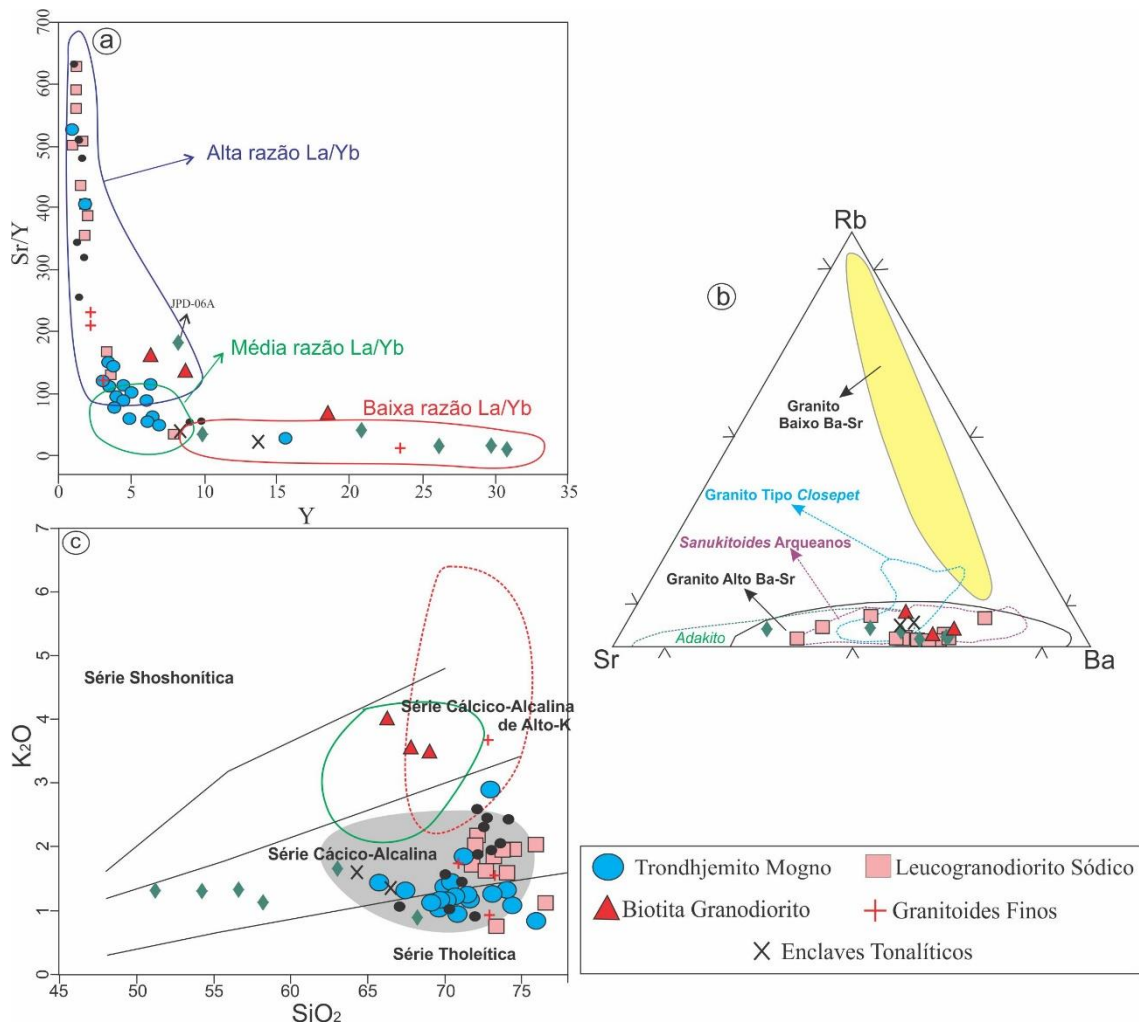


Figura 14 - Diagramas de classificação da área de Bannach. Campos usados para comparação: trondhjemitos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011, Silva & Oliveira 2013), leucogranodioritos-granitos (Silva e Oliveira, 2013), suíte Guarantã (Almeida, *et al.* 2010), suíte *sanukitoide* Rio Maria (Oliveira & Dall’Agnol 2009). (a) Diagrama Sr/Y vs Y; (b) Diagrama Sr-Rb-Ba (Tarney & Jones 1994); (c) Diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976).

6.1.3 - BIOTITA GRANODIORITO E QUARTZO-DIORITOS

Os biotita granodioritos e quartzo dioritos possuem ocorrências restritas na área de Bannach, sendo que os primeiros ocorrem como pequenos *stocks* na porção nordeste, e os últimos, formam um corpo alojado em zonas de cisalhamento que seccionam a porção central da área. Ambos distinguem dos demais granitoides por apresentarem, entre outros aspectos, conteúdos mais elevados de Ni, Cr e #Mg (Figuras 8d e 12f.). Além disso, a variedade biotita granodiorito é notoriamente a mais enriquecida em K₂O (Rb), Ba e Sr, enquanto que os quartzo-dioritos representam um magma mais primitivo com conteúdos mais elevados de ETRP (baixas razões La/Yb – Figuras 13a-b e Figura 13e) e Y (baixas razões Sr/Y – Figura 14a), maiores razões Nb/Ta

(Figura 13c) e anomalias negativas de Nb-Ta-Ti-P mais discretas (Figura 11f). Os aspectos geoquímicos atribuídos a estes granitoides denunciam suas afinidades geoquímicas com as rochas da Suíte *Sanukitoide* Rio Maria, a qual é formada por granodioritos, rochas intermediárias acamadadas e *enclaves* quartzo-dioríticos. Tais rochas são enriquecidas tanto em elementos de afinidade crustal (LILE – Ba, Sr e K) quanto mantélica (Mg, Ni e Cr), o que sugere a participação de um manto metassomatizado para origem das mesmas (Oliveira & Dall`Agnol 2009, Santos & Oliveira 2016).

O caráter geoquímico ambíguo da variedade biotita granodiorito, além de indicar nos diversos diagramas geoquímicos sua afinidade com as rochas da Suíte *Sanukitoide* Rio Maria, seus conteúdos mais altos de SiO₂ em relação aos quartzo-dioritos, assim como seus teores mais elevados de Rb e Ba, Sr, Y e das razões La/Y e Sr/Y, indicam um caráter mais evoluído e condições de formação em mais alta pressão. A presença de conteúdos moderados de titanita modal (0,2 – 0,4%), o alto conteúdo de LILE, HFSE (Ti, Zr e Y) e ETR, e o padrão levemente fracionado com ausência de anomalias negativas de Eu (Figura 11g), combinado com o alto conteúdo modal de minerais ferromagnesianos (12%), moderado de MgO, Cr e Ni, e a presença de um grande número de enclaves máficos microgranulares, indicam que a variedade biotita granodiorito teria, além de uma magma parental félsico, um componente máfico atuando na origem dessas rochas. Tais aspectos, aliado à distribuição de suas amostras no diagrama discriminante para elementos maiores (Figura 12c), mostram que esta variedade também tende a se aproximar dos granitos tipo *Closepet* (granitos denominados de alto-Mg e alto-K) do Craton Dhawar (Moyen *et al.* 2003), os quais são mais enriquecidos em Mg do que os sanukitoides típicos. No entanto, apesar de compartilharem diversas similaridades petrográficas (granodioritos porfiríticos com fenocristais de K-feldspato e abundância de minerais acessórios e titanita), os grandes enclaves dioríticos a monzoníticos comumente associados aos granitos tipo *Closepet* (Jayananda *et al.* 1995, Silva *et al.* 2018), são raros nas amostras de Bannach.

As afinidades composicionais do biotita granodiorito com sanukitoides e granitos tipo *Closepet* sugerem uma forte analogia petrogenética (alto Ba-Sr) entre ambas, para as quais poderemos considerar uma origem a partir da fusão parcial de um manto enriquecido ou de uma fonte máfica de alto K, conforme sugerido no diagrama discriminante da figura 13d. Fusões subsequentes do manto enriquecido (provavelmente em um cenário pós-subducção) provavelmente deram origem à magmas incomuns de alto teor de HFSE, Mg, REE e K. Como demonstrado para

os granitos *Closepet*, um magma derivado do manto quente pode induzir a fusão da crosta continental e misturar-se com os produtos anatéticos (Moyen *et al.* 2003). Por sua vez, a variedade quartzo diorítica apresenta conteúdo de SiO₂ (63,1 - 51,3%) inferior ao que é atribuído aos típicos sanukitoides, e que seus elevados conteúdos de #Mg, Cr, Ni, a relaciona diretamente a uma fonte mantélica. Para explicar o empobrecimento em LILE (Ba+Sr ≈ 1000 ppm e K < 2%) destas rochas, seu magma máfico parental seria gerado em profundidades mais rasas do que aqueles dos granodioritos, o que pode ser observado pelas baixas razões (La/Yb)_N de suas amostras, e fora da zona de estabilidade da granada (baixas razões Sr/Y) como é sugerido pelos diagramas discriminantes petrogenéticos de Heilimo *et al.* (2010): (Gd/Er)_N vs. MgO (Figura 13e) e (Ba+Sr)/100 vs. 1/Er vs. Er (Figura 13f). Aliado a isto, as altas razões Nb/Ta apresentadas pelos dioritos (Figura 13c), também descartam a hipótese que tenham se formado em ambientes de alta profundidade, uma vez que baixas razões Nb/Ta são indicadores de fusão parcial de basaltos hidratados na fácies eclogito (Rapp *et al.* 2003).

Como admitido para os enclaves máficos associados às demais ocorrências de rochas sanukitoides do Domínio Rio Maria (Santos & Oliveira, 2016), a origem dos dioritos de Bannach se deu a partir de um manto metassomatizado por fluidos da *slab* em um ambiente subducção. Os contrastes geoquímicos apontados entre as rochas diorítica e biotita granodioritos, podem ser atribuídos ao fato de que as primeiras tiveram sua origem relacionada a uma mistura em baixas proporções de líquidos derivados de uma crosta oceânica com o manto peridotítico, o que explica as baixas concentrações de LILE nessas rochas, que em outras palavras, teriam se originado a partir de uma fusão parcial de um manto mais empobrecido em relação aquele que gerou os biotita granodioritos, como sugerido pelo diagrama discriminante de Laurent *et al.* (2014), em que parte das amostras incidem no campo destinadas às rochas geradas a partir de fontes máficas de baixo-k (Figura 13d).

7 - CONCLUSÕES

Baseado no mapeamento geológico somado a dados petrográficos e geoquímicos discutidos neste trabalho, chegamos as seguintes conclusões:

- (i) A geologia arqueana da área de Bannach apresenta uma grande diversidade de granitoides, tais como trondhjemitos, leucogranodioritos, biotita granodioritos e tonalitos com anfibólio (ambos de afinidade *Sanukitoide*), bem como *enclaves*

tonalíticos em TTG's que podem representar os granitoides arqueanos mais antigos do Domínio Rio Maria, além de granitoides finos que ocorrem ao longo de uma grande zona de cisalhamento no centro da área de trabalho.

- (ii) Apesar de não apresentarem o típico bandamento composicional dos TTG's arqueanos, as rochas trondhjêmíticas que formam um grande batólito na porção centro-sul da área são associadas ao Trondhjemito Mogno. Suas altas razões La/Yb, Sr/Y e Gd/Er indicam que foram originadas em elevadas pressões (acima de 1GPa) e profundidades (>35Km), na zona de estabilidade da granada. A composição dos elementos maiores dessa variedade sugere que teria sido derivado de líquidos máficos de baixo-K. Nesse sentido, o maior fracionamento de ETRP dessas rochas sugere que sua origem seja relacionada a fusão parcial de granada anfibolitos, sob condições de alta pressão em ambientes de subducção.
- (iii) Ocorrendo como *enclaves* das rochas trondhjêmíticas, tonalitos com alto conteúdo de máficos apresentam Fe₂O₃, MgO, CaO e Ni. Associado a isso, estão os elevados conteúdo de ETRP e baixas razões La/Yb e Sr/Y, atestando uma forte influência mantélica em sua formação em condições de pressão inferiores aos trondhjemitos ($\leq 1,0$ GPa), fora da zona de estabilidade da granada, cuja origem pode estar associada a platôs oceânicos tectonicamente espessados. Admite-se que quantidade de *melt* tonalítico formado é uma resposta à repetidas intrusões toleiticas e encurtamento crustal em limites de placas convergentes (arco oceânico).
- (iv) O caráter transicional entre composições granodioríticas a trondhjêmíticas dos leucogranodioritos de Bannach, bem como sua afinidade com típicos TTGs arqueanos indicam que a formação dessas rochas a partir de uma única fonte não seja possível. Essas rochas apresentam importantes similaridades geoquímicas com o Trondhjemito Mogno, tais como as médias a altas razões $(La/Yb)_N$ e Sr/Y (colocadas em pressões superiores a 1,0GPa). Essas afinidades poderiam sugerir uma relação genética entre esses granitoides, entretanto, sua natureza mais rica em Na₂O, Ba e Sr, além de um maior empobrecimento em Fe₂O₃ e MgO, impedem esta suposição. Desta maneira, o controle composicional dessas rochas se deu por graus variáveis de fusão parcial de basaltos sob diferentes níveis de pressão e por uma fonte mais enriquecida em sedimentos subductados da crosta oceânica para produzir magmas com composição similar ao

leucogranodiorito. Sendo assim, é possível supor um cenário para geração do leucogranodioritos sódicos de Bannach, onde a fusão de uma crosta formada por basaltos toléíticos enriquecidos (formada pela fusão do manto metassomatizado através da *slab break-off* da crosta oceânica subductante em 2,87 Ga) instalada abaixo de uma crosta TTG antiga (2,92–2,96Ga), geraria magmas félsicos enriquecidos em N₂O que, por sua vez, assimilaria a crosta TTG mais antiga, e que seria responsável pelo enriquecimento em LILEs e pela composição predominantemente granodiorítica destas rochas.

- (v) Os biotita granodioritos e quartzo dioritos ocorrem restritamente na área de Bannach e se distinguem dos demais granitoides pelos seus elevados conteúdos de Ni, Cr e #Mg. Os aspectos geoquímicos relacionados a esses granitoides denunciam suas afinidades com as rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria. O caráter geoquímico ambíguo dos biotita granodioritos, enriquecidos em elementos de afinidade crustal (LILE – Ba, Sr e K) e mantélica (Mg, Ni e Cr), associados aos mais altos conteúdo de SiO₂ quando comparados aos quartzo dioritos, assim como seus teores mais elevados de Rb, Ba, Sr, Y e das razões La/Y e Sr/Y, indicam um caráter mais evoluído e condições de formação em mais alta pressão. Além disso, tal enriquecimento em LILE dessas rochas, associados aos elevadores teores em HFSE, Mg, Cr e Ni, somada a presença de *enclaves* máficos, sugere que essa variedade possui magmas parentais félsicos, bem como um componente máfico atuando em sua origem, se aproximando dos granitos tipo-*Closepet*. Desta maneira, essas afinidades composicionais indicam uma forte analogia petrogenética, com uma origem a partir de um manto enriquecido ou de uma fonte máfica de alto-K. Por sua vez, os tonalitos com anfibólio (\pm quartzo dioritos) são menos evoluídos que os típicos sanukitoides e possuem mais elevados teores de #Mg, Cr e Ni, o que o relaciona a uma fonte mantélica. Além disso, as baixas razões La/Yb e Sr/Y indicam que estas rochas se formaram em baixas profundidades. Tal como admitido para os *enclaves* máficos associados às rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria, os quartzo dioritos de Bannach teriam sido originado a partir de um manto metassomatizado por fluidos da *slab* em um ambiente de subducção.

FINANCIAMENTO

Esta pesquisa recebeu suporte financeiro de: CNPq (Proc.485806/2013-4, 311610/2012-9 e 133917/2013-4); Vale/FAPESPA (01/2010) e INCT-GEOCIAM (Proc.573733/2008-2).

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), pelo suporte em todos os estágios deste trabalho. Ao Instituto de Geociências e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (IG-PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo suporte técnico. À Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA), pelo suporte em materiais de campo. Aos geólogos Bhrenno Marangoanha, Pablo Santos, Vinícius Oliveira, Diwhemerson Barbosa, Fernando Fernandes e Rodrigo Santos, pelas discussões e ajuda primordial nas etapas de campo.

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.
- Almeida, J.A.C., Dall'agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J., (2010). Origin of the Archean Leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos* 120, 235-257.
- Almeida, J.A.C., Dall'agnol R., Oliveira, M.A., Macambira, M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221
- 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.
- Almeida, J.A.C., Dall'agnol, R., Rocha, M.C. "Tonalite–trondhjemite and leucogranodiorite–granite suites from the Rio Maria domain, Carajas Province, Brazil: implications for discrimination and origin of the Archean Na-granitoids. (2017). *The Canadian Mineralogist* 55 (3), 437-456.
- Barker, F., Arth, J.G., (1976). Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4, 596 e 600.
- Champion, D. C., Smithies, R. H., 2001. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., Van Kranendonk, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Fourth International Archaean Symposium*. AGSOGeoscience Australia, Perth, Australia, pp. 134–136. Record 2001/37.

- Champion, D. C., Smithies, R. H., 2007. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.), *Geochemistry of Paleoproterozoic Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth. : Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, pp. 369–410.
- 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, 101–129.
- Dall'agnol R., Oliveira, D. C., Guimarães, F. V., Gabriel, E. O., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N., Althoff, F. J., Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Silva, A. C., Rodrigues, D. S., Santos, M. J. P.; Silva, C. R. P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013). Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13, Belém (PA), CD-rom.
- Debon F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Soc. Edinb-Earth Sci.*, 73:135-149.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. T., O’Nions, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical et. Cosmochemical Acta*, 39:55–64.
- Feio, G.R.L., Dall’agnol, R. (2012). Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, 154:33-52.
- Feio G.R.L., Dall’agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., & Santos P.A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73.
- Feio G.R.L., Dall’agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. (2013). Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227:157-185.
- Fowler, M.B., Kocks, H., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B. (2008). Petrogenesis of high Ba–Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos* 105, 129–148.
- Fowler, M.B., Henney, P.J., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B. (2001). Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of the Geological Society of London* 158, 521–534.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42:2033–2048.

Frost, C. D., Frost, B. R., Kirkwood, R., & Chamberlain, K. R. (2006). The tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) to granodiorite–granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43(10), 1419-1444.

Gabriel, E.O., Oliveira, D.C (2014). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais* 9(3): 533-564.

Gill JB (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York

Guimarães, F. V., Dall’agnol, R., Almeida, J.A.C., Oliveira M.A. (2010). Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(2), p.196-211.

Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Hölttä, P. (2009). Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 174, 155–162.

Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P. (2010). Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.

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 Granito-Greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará. In: *Congresso Brasileiro De Geologia*, 35. Belém. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, SBG*. v. 3, p. 1438-1453.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Science*, 8:523-547.

Jayananda, M., Chardon, D., Peucat, J. J., & Capdevila, R. (2006). 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. *Precambrian Research*, 150(1-2), 1-26.

Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J. J., & Mahabaleswar, B. (1995). Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 314-329.

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

Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. 2nd edition. Londres: *Cambridge University Press*.

Leite, A.A.S., 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Federal University of Para. 330p. PhD Thesis. Graduated Program on Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences (in Portuguese).

- Leite, A.A.S., Dall'agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J. (2004). Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 447e 458.
- Leite-Santos, P.J., Oliveira, D.C (2016). Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá, Província Carajás. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. 16(2) 37-66.
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2), 169-186.
- McCulloch, M. T. & Gamble, J. A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, **102**: 358-374.
- Macambira, M.J.B., Costa, J.B.S., Althoff, F.J., Lafon, J.-M., Melo, J.C.V., Santos, A. (2000). New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the Carajás Province, Brazil. In: 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro (CD-ROM).
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7, 263-288.
- Medeiros, H., Dall'agnol, R. (1988). Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anais de Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG. v 3, pp. 1488–1499.
- Martin, H., Moyen, J. F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Le Penneç, J. L. (2014). Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, 198, 1-13.
- Moyen, J.-F. (2009). High Sr/Y and La/Y ratios: the meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*. 112, 556–574.
- Moyen, J.F., Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312-336
- Moyen, J. F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research* 127, 103–123.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters, A.F.M., Belcher, R.W., 2007. TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennet, V. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 606–668.
- Miyashiro, A., Shido, F., & Ewing, M. (1970). Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 7(4), 361-365.
- Nagel, T.J., Hoffmann, J.E., Münker, C. (2012). Melting of Eoarchaean TTGs from thickened

mafic arc crust. *Geology* 40, 375–378.

Nockolds, S.R., Alen, R. (1953). The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochemical Cosmochemical Acta*, 4:105-142.

O'Connor, J.T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, 525B,79-84.

Oliveira, M.A., Dall'agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S. (2009). Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 146e160.

Oliveira M.A., Dall'agnol R., Scaillet B. (2010). Petrological constraints on crystallization conditions of Meso Archean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121–2148.

Oliveira, M. A., R. Dall'agnol, R., Almeida J. A. C. (2011). Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of *sanukitoide* series. *Lithos* 127(1-2): 192-209.

Oliveira, D.C. Gabriel, E.O., Santos, P.J.L., Silva, C.R.P., Rodrigues, D.S., Santos, R.D., Galarza, M.A., Marangoanha, B., Santos M.S., Souza, D.B. (2014). Geologia da região de Água Azul do Norte (PA) - Implicações para a compartimentação tectônica do Domínio Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia, 47, Anais, Salvador, CDrom*.

Opiyo-Akech, N., Tarney, J., & Hoshino, M. (1999). Petrology and geochemistry of granites from the Archaean terrain north of Lake Victoria, western Kenya. *Journal of African Earth Sciences*, 29(2), 283-300.

Patiño Douce, A. E., Beard, J. S. (1995). Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36(3), 707-738.

Pearce, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp 230–249

Pearce, J. A., e Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1), 33-47.

Peccerillo, A., e Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.

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

Polat, Ali. (2012) Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology* 40.4: 383.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. (2003). Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature* 425, 605–609.

Rapp, R. P., Watson, E. B., & Miller, C. F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51(1-4), 1-25.

Rodrigues, D.S., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B. (2014). Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3):597-633.

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

Santos, Alfreu dos. *et al.* (2000) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Xinguara, Folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000 – Brasília: CPRM, 1 CD-ROM

Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti & J. H. Gonçalves (Eds.): *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: 169-226. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

Santos, M.J.P., Lamarão, C.N., Lima, P.H.A., Galarza, M.A., Mesquita, J.C.L. (2013). Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):325-354.

Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Dall’agnoll, R., Guimarães, A.V. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):257-290.

Santos, M.N.S., Oliveira, D.C. (2016). Rio Maria Granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte – Carajás province: Petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*. 72: 279-231

Shand, S.J. (1950). *Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4ed., London, 488p

Silva, A.C., Dall’agnol, R., Guimarães, F.V., Oliveira D.C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica de associações tonalíticas e trondhjemíticas arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(1):13-45.

Silva, C.R.P.; Oliveira, D.C. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3), 383-415.

- Silva, F.F., Oliveira, D.C., Antonio, P.Y.J., Filho, M.S.A., Lamarão, C.N. (2016). Bimodal magmatism of the Tucumã area: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Science*. 72(2016) 95-114.
- Silva, L. R., Oliveira, D. C., & Santos, M. N. S. (2018). Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 82, 33-61.
- Skjerlie, K. P., Johnston, A. D. (1996). Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, 37(3), 661-691.
- Sylvester, P. J., 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean crustal evolution. *Developments in Precambrian Geology*, 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 261–314.
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Stern, R. J., Shukuno, H., Kawabata, H., Embley, R. W., Nunokawa, A. (2011). Two primary basalt magma types from Northwest Rota-1 volcano, Mariana arc and its mantle diapir or mantle wedge plume. *Journal of Petrology*, 52(6), 1143-1183.
- Tarney, J., Jones, C.E. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society of London* 151, 855–868.
- Tassinari C.C.G., Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. 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 de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its evolution and composition*. London: Blackwell.
- Teixeira M.F.B. (2013). *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-PA*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 184p.
- Turner S., Foden J., George R., Evans P., Varne R., Elburg M., Jenner G. (2003) Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia. *Journal of Petrology*. 44:491–515
- Vasquez L.V., 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). *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*. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vernon, R. H., Collins, W. J. (1988) "Igneous microstructures in migmatites." *Geology* 16.12: 1126-1129.

Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J., & Feigenson, M. D. (2001). Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4), 533-543.

Wilson, M (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Harper Collins Academic, p 466

Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J-F., Zhao, Z.H., Jian, P., Xiong, X.L., Bao, Z-W., Li, C-F., Bai, Z-H. (2006) Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. *Lithos* 89:424–446

Watkins, J., Clemens, J., Treloar, P. (2007). Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 91–110.

Winther, T.K. (1996). An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology* 127, 43–59.

Ye, H.M., Li, X.H., Li, Z.X., Zhang, C.L. (2008). Age and origin of high Ba–Sr appinite–granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research* 13, 126–138.

CAPÍTULO 3 - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

As relações de campo somadas aos dados petrográficos e geoquímicos permitiram uma nova configuração estratigráfica para a área de trabalho, bem como novas interpretações para a evolução arqueana da região. A geologia da área de Bannach, anteriormente dividida em Trondhjemitó Mogno, Granodiorito Rio Maria e Granito Xinguara foi redefinida e novos granitoides foram individualizados, bem como suas extensões e limites dos corpos. Dessa maneira. No centro-sul da área de trabalho aumentou-se a extensão areal das rochas trondhjemiticas, dada a superestimada área inserida preteritamente no contexto geológico do Granodiorito Rio Maria, agora denominado de tonalitos com anfibólio com quartzó dioritos associados. A porção norte da área sofreu profundas modificações, antes associadas ao Granito Xinguara (alto-K) e agora redefinida como batólito leucogranodiorítico de natureza sódica, com intrusões de Biotita Granodioritos. Além disso, ocorrem grandes *enclaves* tonalíticos em TTG's, que podem representar os granitoides arqueanos mais antigos do Domínio Rio Maria, além de granitoides finos colocados ao longo de uma grande zona de cisalhamento no centro da área de trabalho.

O Trondhjemitó Mogno da área de trabalho não apresenta o típico bandamento composicional dos TTG's arqueanos. Suas altas razões La/Yb, Sr/Y e Gd/Er indicam que estas rochas foram originadas em elevadas pressões (acima de 1GPa) e profundidades (>35Km), na zona de estabilidade da granada. A composição dos elementos maiores dessa variedade sugere que teria sido derivada de líquidos máficos de baixo-K. Nesse sentido, o maior fracionamento de ETRP dessas rochas indica que sua origem esteja relacionada a fusão parcial de granada anfibolitos, sob condições de alta pressão em ambientes de subducção. Ocorrendo como *enclaves* das rochas trondhjemiticas, os biotita tonalitos apresentam alto conteúdo de minerais máficos, Fe₂O₃, MgO, CaO, Ni e ETRP. Além disso, apresentam baixas razões La/Yb e Sr/Y, atestando uma forte influência mantélica em sua formação e condições de pressão inferiores aos trondhjemitos (<1,0 GPa), fora da zona de estabilidade da granada, cuja origem pode estar associada a platôs oceânicos tectonicamente espessados. Admite-se que quantidade de *melt* tonalítico formado é uma resposta à repetidas intrusões toleíticas e encurtamento crustal em limites de placas convergentes (arco oceânico).

Em relação aos leucogranodioritos da porção norte da área, o caráter transicional entre composições granodioríticas a trondhjemiticas, bem como a sobreposição dessas rochas com

típicos TTG's arqueanos em diversos diagramas de discriminação, indicam que sua formação a partir de uma única fonte não é possível. Essas rochas apresentam importantes similaridades geoquímicas com o Trondhjemito Mogno, tais como as médias a altas razões $(La/Yb)_N$ e Sr/Y (colocadas em pressões superiores a 1,0GPa). Essas afinidades poderiam sugerir uma relação genética entre esses granitoides, entretanto, sua natureza mais rica em Na_2O , Ba e Sr, além de um maior empobrecimento em Fe_2O_3 e MgO , impedem esta suposição. Desta maneira, o controle composicional dessas rochas se deu por graus variáveis de fusão parcial de basaltos sob diferentes níveis de pressão e por uma fonte mais enriquecida em sedimentos subductados da crosta oceânica para produzir magmas com composição similar ao leucogranodiorito. Sendo assim, é possível supor um cenário para geração do leucogranodioritos sódicos de Bannach, onde a fusão de uma crosta formada por basaltos toléíticos enriquecidos (formada pela fusão do manto metassomatizado através da *slab break-off* da crosta oceânica subductante em 2,87 Ga) instalada abaixo de uma crosta TTG antiga (2,92–2,96Ga), geraria magmas félsicos enriquecidos em Na_2O que, por sua vez, assimilaria a crosta TTG mais antiga, e que seria responsável pelo enriquecimento em LILEs e pela composição predominantemente granodiorítica destas rochas. Por fim, os biotita granodioritos e quartzo dioritos ocorrem restritamente na área de Bannach e se distinguem dos demais granitoides pelos seus elevados conteúdos de Ni, Cr e #Mg. Os aspectos geoquímicos relacionados a esses granitoides denunciam suas afinidades com as rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria. O caráter geoquímico ambíguo dos biotita granodioritos, enriquecidos em elementos de afinidade crustal (LILE – Ba, Sr e K) e mantélica (Mg, Ni e Cr), associados aos mais altos conteúdo de SiO_2 quando comparados aos quartzo dioritos, assim como seus teores mais elevados de Rb, Ba, Sr, Y e das razões La/Y e Sr/Y, indicam um caráter mais evoluído e condições de formação em mais alta pressão. Além disso, tal enriquecimento em LILE dessas rochas, associados aos elevados teores em HFSE, Mg, Cr e Ni, somada a presença de *enclaves* máficos, sugere que essa variedade possui magmas parentais félsicos, bem como um componente máfico atuando em sua origem, se aproximando dos granitos tipo-Closepet. Desta maneira, essas afinidades composicionais indicam uma forte analogia petrogenética, com uma origem a partir de um manto enriquecido ou de uma fonte máfica de alto-K. Por sua vez, os tonalitos com anfibólio (\pm quartzo dioritos) são menos evoluídos que os típicos sanukitoides e possuem mais elevados teores de #Mg, Cr e Ni, o que o relaciona a uma fonte mantélica. Além disso, as baixas razões La/Yb e Sr/Y indicam que estas rochas se formaram em baixas profundidades. Tal como admitido para os *enclaves* máficos

associados às rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria, os quartzos dioríticos de Bannach teriam sido originados a partir de um manto metassomatizado por fluidos da *slab* em um ambiente de subducção.

Desta maneira, conclui-se que a presente dissertação permitiu um importante avanço no conhecimento dos granitoides da área norte de Bannach, com novas definições e reinterpretações quanto a gênese dessas rochas. Trabalhos de natureza isotópica e geocronológica devem ser realizados a fim de confirmar as interpretações geoquímicas aqui inseridas.

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.
- Almeida J.A.C. 2005. *Geologia, petrografia e geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, terreno Granito-Greestone de Rio Maria – Pará*. DS Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, x, 171p.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, **36** (2): 282 – 295.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120** (3-4): 235-257.
- 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.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, **187** (1-2): 201-221.
- Almeida J. A. C., Dall’Agnol R., Rocha, M. C. 2017. Tonalite–trondjemite and leucogranodiorite–granite suites from the Rio Maria domain, Carajas Province, Brazil: implications for discrimination and origin of the Archean Na-granitoids. *The Canadian Mineralogist* **55** (3): 437-456.
- Amaral G. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. São Paulo: USP/IG, 1974. 212. Tese Livre Docência, Instituto de Geociências – USP, 212 p.
- Althoff .F.J., Barbey, P., Boullier, A.M., Dall’Agnol R. 1995. Composição e estrutura dos granitoides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências DA Terra, **7**: 5-26.
- 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.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A*. Rio de Janeiro, CPRM, 136p. (Relatório Final).

Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: *Congresso Latino Americano de Geologia*, Anais, Belém, **1**, (324-338).

Barbosa A.B.; 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 proterozóico da Região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Ciências da Terra, **7**, (147-164).

Bard J.P., 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company. Tokyo. 246p.

Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., Barbey P., Boullier A.M. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb Geochronology of the Synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type Granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **47**, (1423-1440).

Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal*. New York, John Wiley e Sons, 113p.

Cordeiro A.C., Saueressig R. 1980. Serra das Andorinhas: Geologia e Principais ocorrências de Ouro. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Resumos, Camboriú, Boletim **2**, (344).

Cordeiro, A.A.C, 1982 Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém. Anais do... Belém: SBS, v1, p.45-49.

Costa J.B.S, Araújo O.J.B., Jorge João X.S., Maia R., Macambira E. M.B., Vale A.G., Santos A., Pena Filho J.I.C., Neves A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. In: SBG, *Simpósio Geologia da Amazônia*, Resumos, Belém, **4**, (314-317).

Costa J. B. S., Araújo J. B., A. Santos X. S. Jorge João, M. J. B. Macambira & J.-M. Lafon, 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, série Ciências da Terra **7**, (199-235).

Cox K. G., Bell J. D. & Pankhurst R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. Springer Science & Business Media.

Dall'Agnol R, 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **16** (11-23).

Dall'agnol R., Rämö O. T., Magalhães M. S. & Macambira M. J. B. 1997. Archean granitoids as magma sources for the anorogenic Paleoproterozoic Jamon and Musa granites (Eastern Amazonian Craton): new constraints based on geochemical and Sm-Nd isotopic data. *Extended Abstracts of the South-American Symposium on Isotope Geology* **1**, (96-97).

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

Dall'Agnol R., Teixeira N. P., Rämö O. T., Moura C. A., Macambira M. J., & de Oliveira D. C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**(1-4), (101-129).

Dall'agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F. J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R. D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás - Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás, Pará. In: 13° *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém (PA). Anais. CD-ROM.

Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: R. Dall'agnol, L.T. Rosa-Costa, E.L. Klein (Eds.) *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Abstracts, Volume and Field Trips Guide, Belém, PRONEX-UFPA/SBG, (97-150).

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, 2nd Ed. Longmans (eds.), 696p.

Dias S.B.D. *Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica de Granitos Arqueanos da Folha Marajoara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE – PA*. 2009. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, (11-59).

Feio G.R.L., Dall'agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., & Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, **151**, (57-73).

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. 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)

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42** (2033-2048).

Frost B.R.; Frost, C.D. 2008. A geochemical classification for granitic rock. *Journal of Petrology*. **42** (2033-2048)

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza Toro M.A. 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.

Galarza Toro M.A, Oliveira D.C., Santos R.D., Martins A.C., Santos A.N., Santos P.J.L. 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitóides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos-SP, CDrom.

Gastal M. C. P. 1987. *Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa: Rio Maria, sudeste do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. 342p. (Dissertação de Mestrado).

Gomes C.B. *et al.* Geocronologia da área dos Carajás-PA. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, São Paulo, 1971. Resumo das... São Paulo: SBG, 1971 p. 162-163 (Boletim Especial, 1).

Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.

Guimarães F. V., Dall’Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. **40**(2): 196-211.

Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174** : 155–162.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**: 27–39.

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

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais...*, Belém, **1**, p.100-110.

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. O terreno Granito-Greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará. 1988. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais...* Belém, SBG. **3**, p. 1438-1453.

Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**, p. 463-466.

Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London, John Wiley e Sons, 527p.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, **8** : 523-547.

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

Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (Eastern Amazonian Craton, Brazil). In: SBG, 31^o International Geological Congress, 31, *Abstracts*, Rio de Janeiro, CD-ROM.

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

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

Leite A. A. da S. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. 2001. 330 p. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2001

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*. **34** : 447-458.

Leite-Santos P.J., Oliveira D.C., 2016. Geologia, Petrografia e Geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. **16**(2), (37-66).

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**, (263-288).

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*. Montpellier, Université Montpellier II-France. 212 p. (Tese de Doutorado).

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**, (263-288).

Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12), (1134-1142).

- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research* **49**, (329-354).
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C, 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. Harlow Essex, England: Longman Group Ltd.,148p.
- Marinho P.A. da C. *Projeto Xingu-Araguaia: relatório de fotointerpretação preliminar, 1ª etapa*. Belém: CPRM, 1973. 34p. il. [Relat. Inédito].
- Medeiros H. 1987. *Petrologia da porção leste do Batólito granodiorítico de Rio Maria, sudeste do Pará*. Belém: Dissertação (Mestrado em Geologia) Centro de Geociências – UFPA, 184p.
- Mesquita C.J.S; Dall’Agnol. R; Almeida J.A.C. 2018. Mineral chemistry and crystallization parameters of the A-type Paleoproterozoic Bannach Granite, Carajás Province, Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. DOI: 10.1590/2317-4889201820170082.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Macambira M.J.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará State, Brazil). In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Resumos expandidos, Salvador, **6**, (579-581).
- Moreto C. P. N., Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Amaral W. S., Santos T. J. S., Juliani C., Souza Filho C. R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* **46**, (789–811).
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**, (177-197).
- Oliveira D.C. *Modelos de Evolução e Colocação dos Granitos Paleoproterozóicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. 2006. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. 171p.
- 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, eastern Amazonian Craton, Brazil: Implication for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**, (100-115).
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.

- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**, (146-160).
- Oliveira M.A., Dall'agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Meso Archean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**, (2121–2148).
- Oliveira M. A., Dall'agnol.R, Almeida, J. A. C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos* **127**(1-2), (192-209).
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289p.
- Pearce TH (1968) A contribution of the theory of variation diagrams. *Contrib Mineral Petrol* **19**, (142 - 157)
- Pearce J. A., Norry M. J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - *Contrib. Miner. Petrol.*, **69**, (33-47).
- Pearce J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - [In:] R. S. THORPE [Eds.]: *Orogenic Andesites and Related Rocks*. - Chichester: Wiley & Sons, 437-464
- Piedgon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**, (159-171).
- Pinheiro R.V.L, Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4), (597-606).
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, SBG, **1**: (390-391).
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. 2. New York, Oxford University Press.
- Ricci P.S.F., Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: RBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, p.1-344.

- Rocha Jr. G. L. D. 2004. *Caracterização petrográfica do Granito Paleoproterozóico Marajoara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do estado do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Trabalho de Conclusão de Curso). 45p.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9**(3), (597-633).
- Rodrigues E.M.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, Resumos, São Paulo, **2**, (183-184).
- Rolando A.P & Macambira M.J.B. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador. Expanded Abstracts. Salvador, 2003. CD-ROM
- Ronaib C.P.X.; Oliveira D.C., 2013 Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **8**(3). (383-415).
- Santos Alfreu dos. *et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Xinguara, Folha SB.22-Z-C*. Estado do Pará. Escala 1:250.000 – Brasília: CPRM, 2000... 1 CD-ROM
- Santos J.O.S. 2003. *Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil- Central*. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.
- Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **8**(3), (355-382)
- Santos R.V., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia de dois stocks graníticos associados ao magmatismo tipo-Planalto da região de Vila Feitosa, Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **8**(3), (325-354).
- Sardinha A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118p.

Sardinha A. S., Dall’Agnol R., Gomes A. C. B., Macambira M. J. B., Galarza M. A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, cd rom.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom

Silva M.L.T., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do magmatismo de alto K da região de Vila Jussara, Água Azul do Norte – Província Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.

Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., Filho M.S.A., Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucumã area: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Science*. **72**, (95-114).

Souza Z.S., *Geologia e petrogênese do greenstone belt Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-greenstone de Rio Maria, SE do Pará*. 1994. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. p. 625 (2 vols.).

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. *Extended Abstracts of the Symposium on Archean Terranes of South America Platform* **1**, (31-32).

Sousa M.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do Norte – Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper - Gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, **100**, (7-28).

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

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. *A evolução tectônica do Cráton Amazônico*. 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 de Almeida. São Paulo, editora, p. 471-485.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.R. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará*. Belém, CPRM.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski JR., W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, **16** (2): 195-200.