

## Geologia, geoquímica e afinidades tectonomagmáticas dos granitoides de Bannach do Domínio Rio Maria, Província Carajás, Brasil

*Geology, geochemistry and tectonomagmatic affinities of the granitoid complex from Bannach, Rio Maria Domain, Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil*

Jean Ricardo Mesquita Machado<sup>1,2</sup> , Davis Carvalho de Oliveira<sup>1,2</sup> , José de Arimateia Costa de Almeida<sup>2,3</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências - IG, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Rua Augusto Correa, 1, Campus Universitário do Guamá, CEP: 66075-110, Belém, PA, Brasil (jeanmachado@ufpa.br; davis@ufpa.br)

<sup>2</sup>UFPA, IG, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG, Belém, PA, Brasil.

<sup>3</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará - UNIFESSPA, Marabá, PA, Brasil. (ari@unifesspa.edu.br)

Recebido em 7 de agosto de 2020; aceito em 9 de abril de 2021.

### Resumo

A área a norte de Bannach, Pará, é formada por trondhjemitos, leucogranodioritos, biotita granodioritos, tonalitos com anfibólio ( $\pm$  quartzo dioritos), biotita tonalitos (enclaves) e granitoides finos. O grupo de rochas com alta sílica ( $> 70\%$   $\text{SiO}_2$ ), representado pelos trondhjemitos, leucogranodioritos e granitoides finos, apresenta altos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  em detrimento ao  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$  e  $\text{Cr}$ . Esse grupo exibe elevadas razões  $\text{La/Y}$  e padrão elementos terras raras (ETR) fortemente fracionado, caracterizado pela ausência de anomalias negativas de  $\text{Eu}$ . Os leucogranodioritos apresentam enriquecimento em  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$  e  $\text{Sr}$ . Os granitoides de baixa sílica, representados pelos biotita granodiorito, tonalito com anfibólio e enclaves tonalíticos apresentam alto conteúdo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$  e  $\text{Y}$ . Os biotita granodioritos apresentam altos teores de  $\text{Ba-Sr-K}$  e moderadas a altas razões  $\text{La/Yb}$ , enquanto os demais apresentam baixas razões  $\text{La/Yb}$ . A origem dos trondhjemitos é atribuída à fusão parcial de granada anfíbolitos em ambiente de subducção e os leucogranodioritos têm seu controle composicional associado a diferentes graus de fusão de basaltos enriquecidos da base da crosta. O caráter geoquímico ambíguo dos biotita granodioritos (altos conteúdos de  $\text{Rb}$  e  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Y}$  e razões  $\text{La/Y}$  e  $\text{Sr/Y}$  elevadas) os aproxima dos granitos tipo *Closepet*. Por sua vez, o caráter menos evoluído dos tonalitos com anfibólio, bem como as baixas razões  $\text{La/Yb}$  e  $\text{Sr/Y}$ , indicam que estas possuem afinidade mantélica e que foram formadas em baixas profundidades. Admite-se que a origem dessas rochas esteja relacionada ao manto metassomatizado por fluidos da slab em ambiente de subducção.

**Palavras-chave:** Arqueano; Geoquímica; Granitoides; Carajás.

### Abstract

Bannach northern area is formed by trondhjemitites, leucogranodiorites, biotite granodiorites, amphibole bearing tonalites ( $\pm$  quartz diorites), biotite tonalites (enclaves) and fine grained granitoids. The high silica rocks, with  $> 70\%$   $\text{SiO}_2$ , are represented by trondhjemitites, leucogranodiorites and fine grained granitoids presenting high levels of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  in detriment of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$  and  $\text{Cr}$ . They also present high  $\text{La/Yb}$  and  $\text{Gd/Er}$  ratios, absence of negative  $\text{Eu}$  anomalies and strongly fractionated rare earth elements (REE) patterns. The low-silica granitoids, represented by biotite granodiorite, amphibole bearing and tonalite enclaves present high content of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$  and  $\text{Y}$ . The biotite granodiorites present high levels of  $\text{Ba-Sr-K}$  and moderate to high  $\text{La/Yb}$  ratios, while the others have low  $\text{La/Yb}$  ratios. The origin of the trondhjemitites is attributed to the partial fusion of garnet amphibolites in a subduction environment and the leucogranodiorites have their compositional control associated with different degrees of melting of basalt enriched from the base of the crust. The ambiguous geochemical character of the biotite granodiorites (high content of  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$  and  $\text{Y}$  and high  $\text{La/Y}$  and  $\text{Sr/Y}$  ratios), approximates them to *Closepet*-type granites. On the other hand, the less evolved character of the amphibole bearing tonalites, as well as the low  $\text{La/Yb}$  and  $\text{Sr/Y}$  ratios indicate that these have mantle affinity, and are probably formed at low depths. It is assumed that the origin of these rocks is related to a metassomatized mantle by slab fluids in a subduction environment.

**Keywords:** Archean; Geochemistry; Granitoids; Carajás

## INTRODUÇÃO

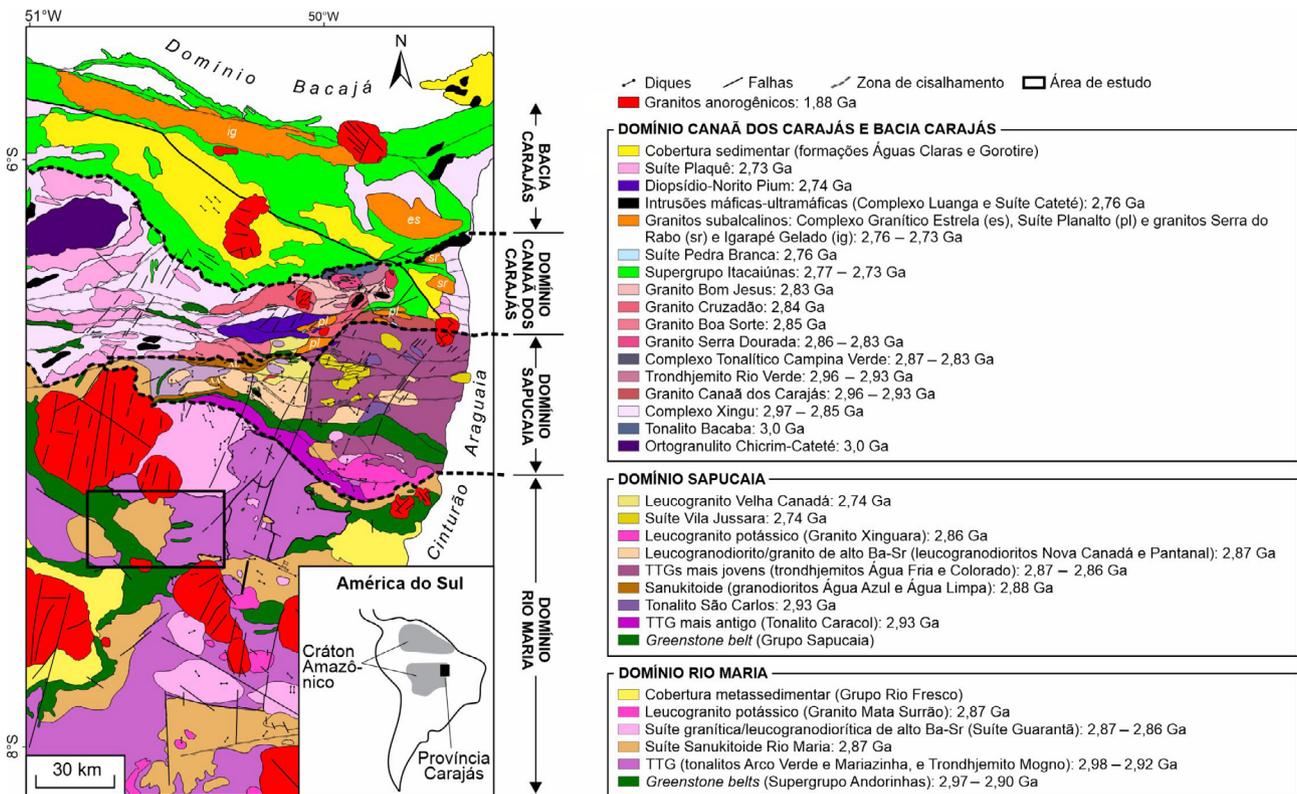
Os granitoides arqueanos são geralmente representados por três grandes associações: suítes TTG, sanukitoides e leucogranodioritos. Estes são excelentes marcadores tectônicos, bem como traçadores de acreção crustal, retrabalhamento e deformação. Nesse contexto, as suítes TTG constituem cerca de 70% da crosta continental juvenil e detêm significantes informações acerca da origem e evolução química da crosta continental (Martin et al., 2005). Sua formação é geralmente associada à fusão parcial de anfibolitos ou eclogitos em altas pressões (Rapp e Watson, 1995; Foley et al., 2002; Almeida et al., 2011). As características geoquímicas fundamentais da série TTG são o alto teor de sílica e sódio e baixos conteúdos de elementos ferromagnesianos (Martin et al., 2005).

Leucogranodioritos e granitos correspondem a cerca de 20% das áreas cratônicas do mundo (Condie, 1993; Davis et al., 1994), e até o início da década de 1990, esse litotipos eram pouco estudados em relação aos TTGs e atribuíam-se suas variações composicionais à profundidade de fusão ou natureza da fonte (Sylvester, 1994; Moyen et al., 2003; Jayananda et al., 2006). O aumento do conhecimento acerca dos granitos arqueanos levou à identificação de importantes contrastes geoquímicos entre essas rochas, podendo

ser cálcico-alcálicas, alcalinas ou fortemente peraluminosas (Champion e Smithies, 2001; Moyen et al., 2003). Tais diversidades sugerem que essas rochas são produzidas por processos petrogenéticos contrastantes e em diferentes ambientes geodinâmicos.

Os sanukitoides representam outro grupo de granitoides com algumas características químicas bem peculiares. O termo “sanukitoide” foi proposto a primeira vez por Shirey e Hanson (1984) para designar granitoides neoarqueanos de alto-Mg do Cinturão Setouchi, no Japão. A principal característica dessas rochas é sua natureza ambígua, sendo enriquecidas em elementos compatíveis (Mg, Ni e Cr), incompatíveis (LILE — Ba, Sr e K) e elementos terras raras leves (ETRL). No entanto, variações geoquímicas vêm sendo observadas nos sanukitoides, com menores teores de  $Al_2O_3$  e LILE e maiores razões  $FeO/Mg$ , assim como padrões elementos terras raras (ETR) menos fracionados e anomalias negativas de Eu-Sr mais proeminentes (Laurent et al., 2014).

A granitogênese arqueana do Domínio Rio Maria (DRM), porção sul da Província Carajás (Figura 1), apresenta idades no intervalo entre 2,98 e 2,86 Ga (Pimentel e Machado, 1994; Rolando e Macambira, 2003; Almeida et al., 2011, 2013). Suas rochas são análogas àquelas que ocorrem em típicos



Fonte: modificado de Vasquez et al. (2008), Oliveira et al. (2010), Feio et al. (2013) e Gabriel e Oliveira (2014).

**Figura 1.** Mapa geológico da Província Carajás.

terrenos arqueanos, as quais são representadas por associações TTG (Leite et al., 2004; Almeida et al., 2011, 2017), sanukitoides (Oliveira et al., 2009, 2011), leucogranitos calcoalcalinos (Leite, 2001; Almeida et al., 2013) e TTGs transicionais (Almeida et al., 2010, 2017). Suítes TTG são os tipos dominantes no domínio, em que o Trondhjemito Mogno se destaca como um extenso batólito. Dados geocronológicos obtidos por Almeida et al. (2011) revelaram idade de  $2,96 \pm 0,02$  Ga para essa unidade. Guimarães et al. (2010) reconheceram rochas TTGs (Tonalito Mariazinha) e *stocks* de rochas sanukitoides e de leucogranitos intrusivos na porção leste do Trondhjemito Mogno. Já a porção oeste do Trondhjemito Mogno foi pouco estudada, dispondo apenas de mapeamento geológico em escala regional, o que reflete na necessidade da realização de estudos mais detalhados sobre ele.

Levando-se em consideração a escassez de dados geológicos existentes na área de Bannach, o presente trabalho visou à caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do complexo granitoide formado por rochas afins do Trondhjemito Mogno e por intrusões menores associadas ao Granodiorito Rio Maria e ao Granito Xinguara. Busca-se, com isso, aprofundar o nível de conhecimento na área de ocorrência dessas unidades, além de estabelecer comparações com os granitoides arqueanos aflorantes em suas áreas-tipo no DRM. Os resultados alcançados permitem definir as afinidades petrológicas desses granitoides e para o melhor entendimento sobre a evolução geológica da Província Carajás.

## 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:

- DRM (Mesoarqueano, 3,0 – 2,4 Ga);
- Domínio Sapucaia (DS);
- 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:

- TTGs antigos (2,96 – 2,93 Ga), representados pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha (Huhn et al., 1988; Macambira e Lafon, 1995; Rolando e Macambira, 2003; Leite et al., 2004; Guimarães et al., 2010; Almeida et al., 2011);
- rochas sanukitoides (~2,87 Ga), representadas pelo Granodiorito Rio Maria e por rochas intermediárias associadas (Medeiros e Dall’Agnol, 1988; Oliveira et al., 2009);

- leucogranodioritos-granitos (Almeida et al., 2010, 2013);
- leucogranitos potássicos de afinidade calcoalcalina, representados pelos granitos Mata Surrão (Almeida et al., 2013) e Xinguara (Leite et al., 2004).

Posteriormente, esses corpos são sobrepostos 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). Nesse domínio, encontra-se a área de estudo, onde diversas pesquisas foram realizadas aos seus arredores, tais como os primeiros que descreveram e dataram o Trondhjemito Mogno (Serviço Geológico Brasileiro — CPRM — Santos e Pena Filho, 2000; Pimentel e Machado, 1994; Macambira et al., 2000) como uma das mais antigas unidades da Província Carajás, bem como reduziram sua área de extensão, possibilitando a individualização de novos granitoides, como o Tonalito Mariazinha (Guimarães et al., 2010).

O DS consiste de: (i) *greenstone belts* do Supergrupo Sapucaia; (ii) rochas TTGs, representadas pelos trondhjemitos Colorado (2,87 Ga) e Água Fria (2,86 Ga); (iii) tonalitos com anfibólio representados pelo Tonalito São Carlos; (iv) granodioritos de alto Mg formados pelos granodioritos Água Azul e Água Limpa (2,87 Ga); (v) granitos calcoalcalinos de alto-K, representados pelo leucogranodiorito Velha Canadá (Santos, P. A. et al., 2013; Teixeira et al., 2013; Silva et al., 2014; Gabriel e Oliveira, 2014; Oliveira et al., 2014; Leite-Santos e Oliveira, 2016).

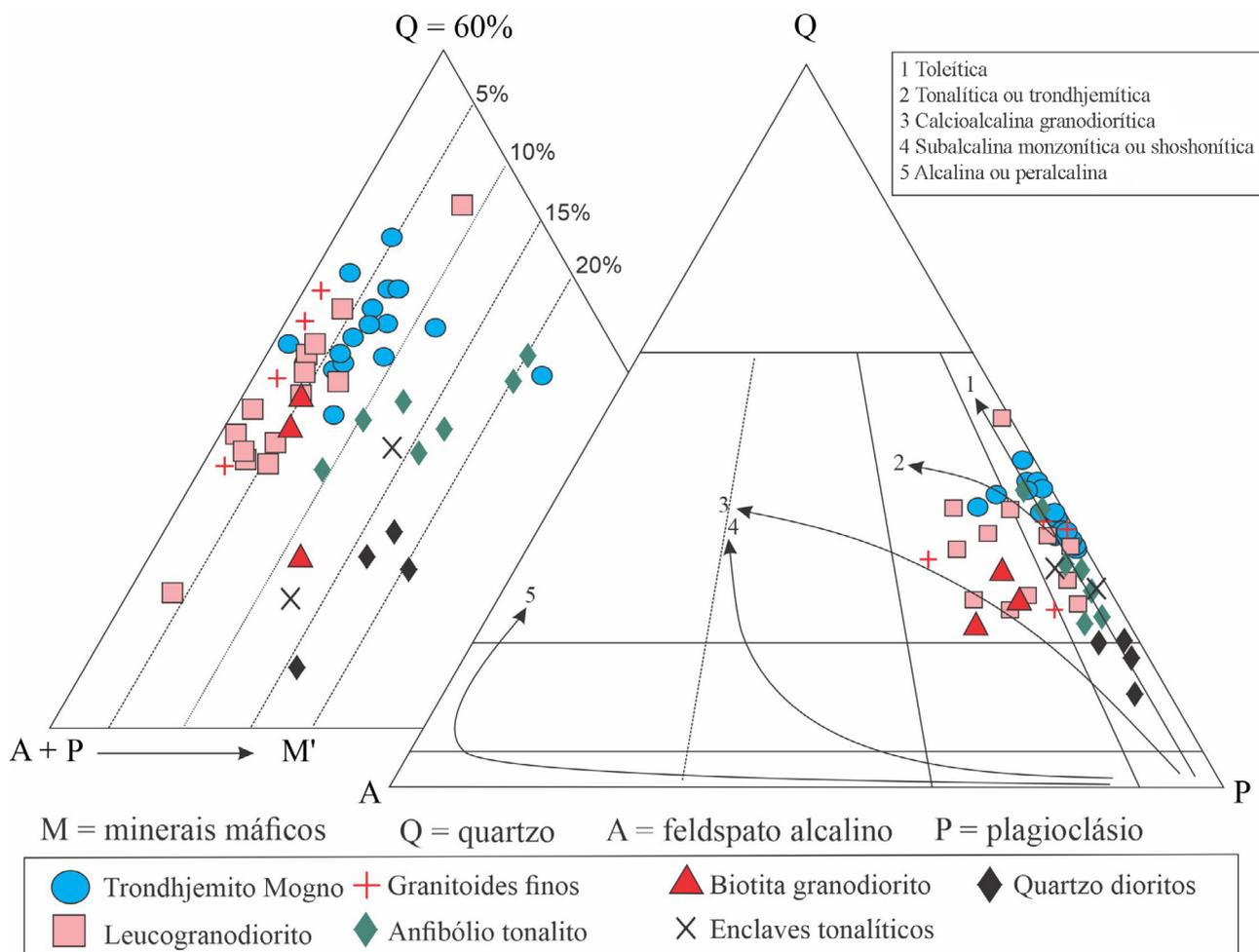
O DCC possui idade variando de mesoarqueana a neoarqueana, sendo caracterizada por grande diversidade de corpos: (i) ortogranulito Chicrim Cateté (3,0 Ga); (ii) Complexo Xingu (2,87 – 2,86 Ga), que tem perdido sua extensão territorial com a individualização de novos granitoides; (iii) Diopsídio Norito Pium (2,74 Ga), além de seis associações granitoides: (1) Tonalito com anfibólio e Tonalito Bacaba (3,0 Ga); (2) Trondhjemito Rio Verde (2,93 Ga); (3) Granito Canaã dos Carajás (2,95 – 2,93 Ga); (4) Suíte Pedra Branca (2,75 Ga); (5) Suíte Planalto; e (6) rochas associadas a Charnockitos (2,73 Ga) (Feio et al., 2012; Feio e Dall’Agnol, 2012; Feio et al., 2013; Santos, P. A. et al., 2013; Rodrigues et al., 2014).

## GEOLOGIA DOS GRANITOIDES DA ÁREA DE BANNACH

### Aspectos gerais e relações de campo

A área de Bannach é formada por quatro importantes unidades granitoides (Figura 2):

- Trondhjemito Mogno;
- Leucogranodiorito;
- Biotita-granodiorito;
- Granitoides com anfibólio.

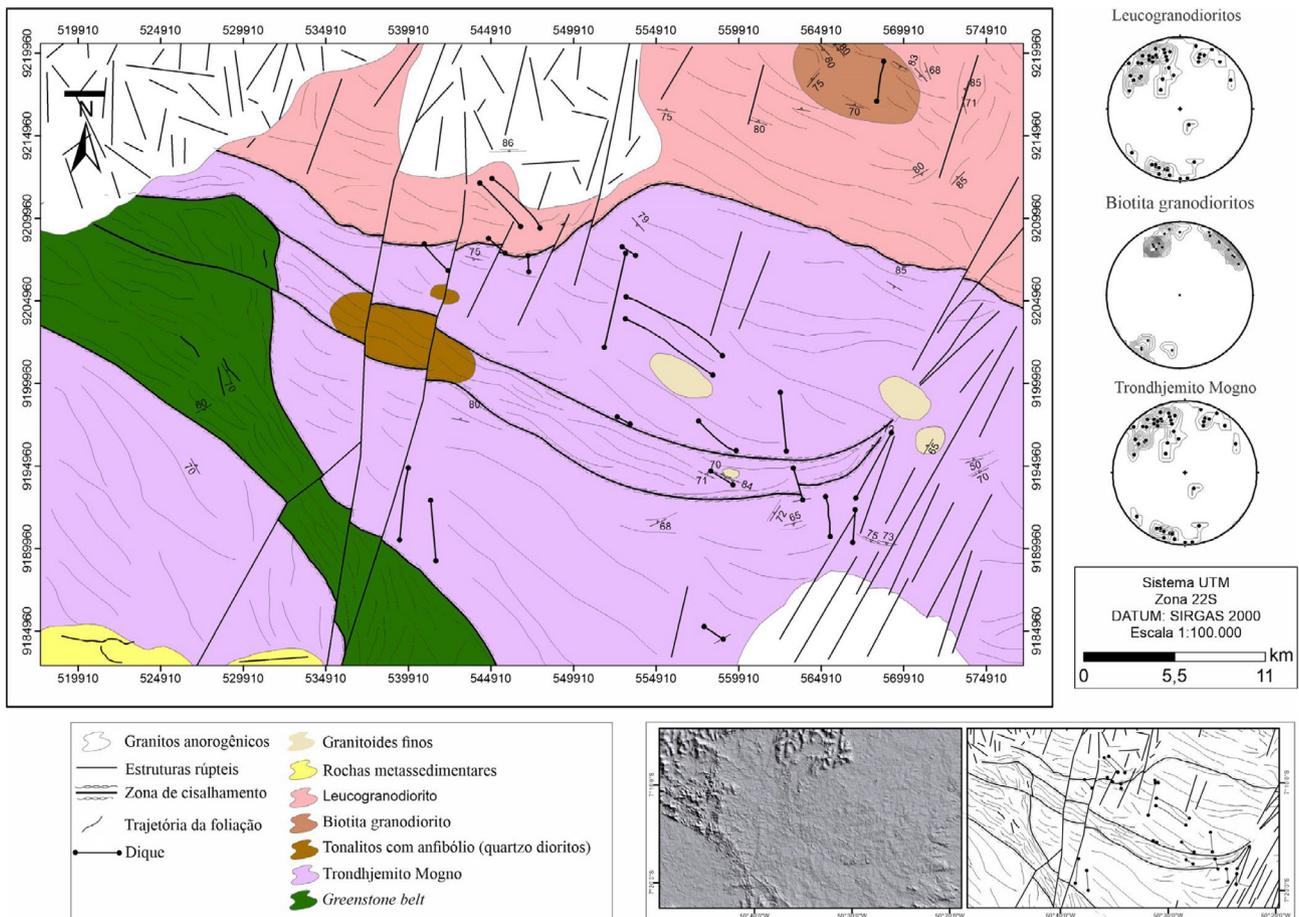


**Figura 2.** Diagramas de classificação Q-A-P e Q(A + P)M' (Le Maitre, 2002) para as rochas arqueanas da região de Bannach. *Trends* evolutivos das séries granitoides (Lameyre e Bowden, 1982). Os símbolos representam as amostras que constituem a base de dados com 50 análises modais.

Subordinadamente, ocorrem enclaves tonalíticos a dioríticos e granitoides finos intrusivos nas demais unidades (Figura 3). Tais rochas foram individualizadas de acordo com observações de campo e critérios meso- e microscópicos, os quais se baseiam nas proporções entre os conteúdos modais dos minerais essenciais e de máficos (M) (Figura 2 e Tabela 1), além do grau de saussuritização do plagioclásio e intensidade da deformação a que elas foram submetidas. A área de ocorrência das rochas trondhjemiticas relacionadas ao Trondhjemitito Mogno é amplamente dominante na região; elas apresentam trama dúctil E-W com variações para NW-SE e são seccionadas pelos demais granitoides (Figuras 3 e 5D). Essas rochas são leucocráticas ( $M' < 11,7\%$ ) (Figura 3A) e apresentam forte saussuritização dos cristais de plagioclásio, em que é marcante o desenvolvimento de epidoto secundário (1 – 3%) (Figura 4B). Possuem ainda como minerais acessórios a muscovita, a allanita, a apatita,

o zircão, a titanita e os 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 3). As rochas do Trondhjemitito Mogno exibem menor grau de deformação quando comparadas àquelas estudadas por Guimarães et al. (2010) na porção leste desse batólito (área de Rio Maria) (Figura 4A). É comum a presença de megaenclaves de composição tonalítica, fortemente deformados e enriquecidos em biotita (7,0 – 9,7%) e epidoto magmático (2,1 – 3,8%) (Figuras 4C e 4D). O contato entre essas variedades é brusco e marcado por injeções leucograníticas (Figuras 5A e 5B). Outros enclaves de composição máfica (diorítica) também foram observados durante o mapeamento geológico. Esses apresentam forma



**Figura 3.** Mapa geológico da área de Bannach acompanhado de mapa SRTM na visada de 0° e mapa de feições estruturais.

de amêndoa e estão parcialmente digeridos pelo magma trondhjemítico, e são representados por finas bandas máficas nesse último (Figura 5C).

Os leucogranodioritos representam a crosta arqueana da porção norte da área e mostram características estruturais similares ao do Trondhjemito Mogno. São intrusivos nesse último e seccionados por intrusões paleoproterozóicas de granitos tipo-A. As rochas dessa variedade são holo-leucocráticas ( $M^{\text{médio}}$  entre 0,8 e 4,6%) e mostram textura heterogranular formada por cristais médios de feldspatos e quartzo e grossos de feldspato potássico (> 50 mm), por vezes, imersos em matriz quartzo-feldspática (Figura 4E). Variações nas proporções desses minerais (razões plagioclásio/feldspato potássico entre 2,4 e 34,7) permitem que algumas de suas amostras sejam classificadas como trondhjemito (Figura 2), onde os minerais máficos (biotita ± titanita) são escassos e os cristais de plagioclásio incipientemente saussuritizados (Figura 4F). Estes são, ainda, cortados por leucogranodioritos finos, holo-leucocráticos ( $M$  entre 0,8 e 2,2%) e incipientemente deformados (Figuras 4G e 4H), que

ocorrem próximo à zona de cisalhamento da porção central da área, onde é frequente a presença de enclaves angulosos de composição leucogranodiorítica (Figura 5E). Assim como na variedade anterior, os leucogranodioritos tardios apresentam mineralogia similar e ampla variação na razão plagioclásio/feldspato potássico (Tabela 1), fazendo com que duas amostras incidam no campo dos trondhjemitos (Figura 2). 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 empobrecidas em quartzo (15,9 – 28,5%) do que a variedade granodiorítica dominante. São fracamente deformadas e possuem textura equigranular a esparsamente porfirítica (Figura 4I), com raros fenocristais de feldspato potássico inseridos em matriz de granulação média quartzo-feldspática (Figura 4J). Biotita (4,5 – 11,2%) e epidoto primário (< 1,4%) ocorrem como as principais fases máficas, e titanita, allanita e minerais opacos, como acessórios.

Os granitoides portadores de anfibólio apresentam área de ocorrência restrita, os quais, de modo geral, estão inseridos no

**Tabela 1.** Variação das composições modais obtidas para os granitoides arqueanos da área de Bannach.

Unidade	Trondhjemito Mogno					Enclave				Leucogranodioritos				Bt granodiorito			Tonalito ± quartzo diorito				GRdFin		
	Amostra										JDV	JDV	JPD	JPD	JDV	JPD	JDS	JDV	JDS	JDV	JDV	JDV	
Mineral (%)	30A	54	30A	78	50	44F	45C	03	17	19A	21	05	03	08B	20B	06A	105A	44G	99	46B	39B	47A0	
Quartzo	38,9	26,4	38,9	31,8	34,9	32,6	39,7	25,0	37,0	27,7	30,8	23,40	28,5	15,9	26,7	28,1	26,9	30,7	17,8	14,5	30,5	32,8	
Plagioclásio	54,1	61,3	54,1	60,3	56,7	55,8	47,5	60,1	53,0	64,9	59,9	59,80	53,6	58,8	52,8	57,1	61,8	50,0	61,7	62,5	47,5	65,4	
Feldspato potássico	0,5	0,6	0,5	1,7	0,3	-	-	10,2	6,3	4,5	2,4	12,60	11,1	13,1	14,6	1,0	-	-	-	-	19,1	-	
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	13,0	4,2	4,5	14,4	13,7	-	-	
Biotita	4,4	6,0	3,7	3,0	6,6	7,1	9,7	4,1	2,5	1,5	5,2	2,40	4,5	11,2	4,9	0,1	0,7	13,0	1,3	5,1	2,2	1,3	
Muscovita	-	-	-	0,1	-	-	0,6	0,5	1,0	-	0,1	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	0,1	0,1	
Titanita	0,2	0,1	-	0,1	-	0,6	0,1	-	-	0,1	-	0,10	0,4	0,2	0,3	0,3	1,4	0,2	0,5	1,0	0,2	0,1	
Epidoto	-	1,5	-	-	-	3,8	2,2	-	0,1	0,3	-	0,50	1,4	0,2	0,7	-	3,0	1,0	3,5	2,5	-	0,3	
Epidoto secundário	1,6	3,1	1,6	2,4	1,0	-	-	-	-	-	-	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	
Clorita	-	0,5	-	0,2	0,2	-	0,2	0,1	-	1,0	0,1	0,50	-	-	-	-	1,9	-	0,1	-	-	0,1	
Zircão	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	0,1	0,1	0,05	-	-	-	0,1	-	0,1	-	-	-	-	
Alanita	0,2	0,7	0,2	0,3	-	-	-	0,1	-	-	0,2	-	-	0,1	-	-	-	0,1	0,1	0,2	0,1	-	
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,4	-	-	0,1	0,1	0,2	-	0,4	0,05	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	
Opacos	0,2	-	0,2	-	-	0,2	-	-	-	0,1	-	-	-	0,7	-	0,2	-	0,3	0,6	0,5	-	-	
Máficos (M <sup>1</sup> )*	4,9	8,8	4,0	3,5	6,8	11,6	12,2	4,2	2,6	3,0	5,5	3,55	6,8	12,3	5,8	13,5	11,3	19,1	20,6	23,0	2,2	1,8	
Félsicos*	95,2	91,3	96,0	96,5	93,3	88,4	87,8	95,8	97,4	97,1	94,5	96,45	93,2	87,8	94,2	86,5	88,7	80,9	79,5	77,0	97,8	98,2	
PI/A	-	-	-	61,1	-	-	-	5,9	8,4	14,4	25,0	4,79	4,8	4,5	3,6	-	-	-	-	-	-	2,5	
A + P	56,2	64,9	56,2	64,4	57,7	55,8	47,5	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	66,6	65,4	

Bt: biotita; GRdFin: granitoides finos; PI/A: razão plagioclásio/feldspato potássico; A + P: álcalis + plagioclásio; \*recalculado para 100%.

domínio definido para as rochas do Granodiorito Rio Maria, em Santos e Pena Filho (2000). Esses são classificados como tonalitos e dioritos associados, que 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 4K e 4M). Configuram um corpo alongado de estruturação NW-SE alojado na extensa zona de cisalhamento dextral da porção central da área (Figura 3), a qual seria responsável pelo padrão deformacional mais intenso observado nessas rochas em relação àquele identificado nas variedades anteriores (Figura 4N). Tais rochas apresentam moderado grau de saussuritização do plagioclásio e presença marcante de epidoto magmático (0,7 – 3,5%) (Figura 4L), além de enclaves máficos.

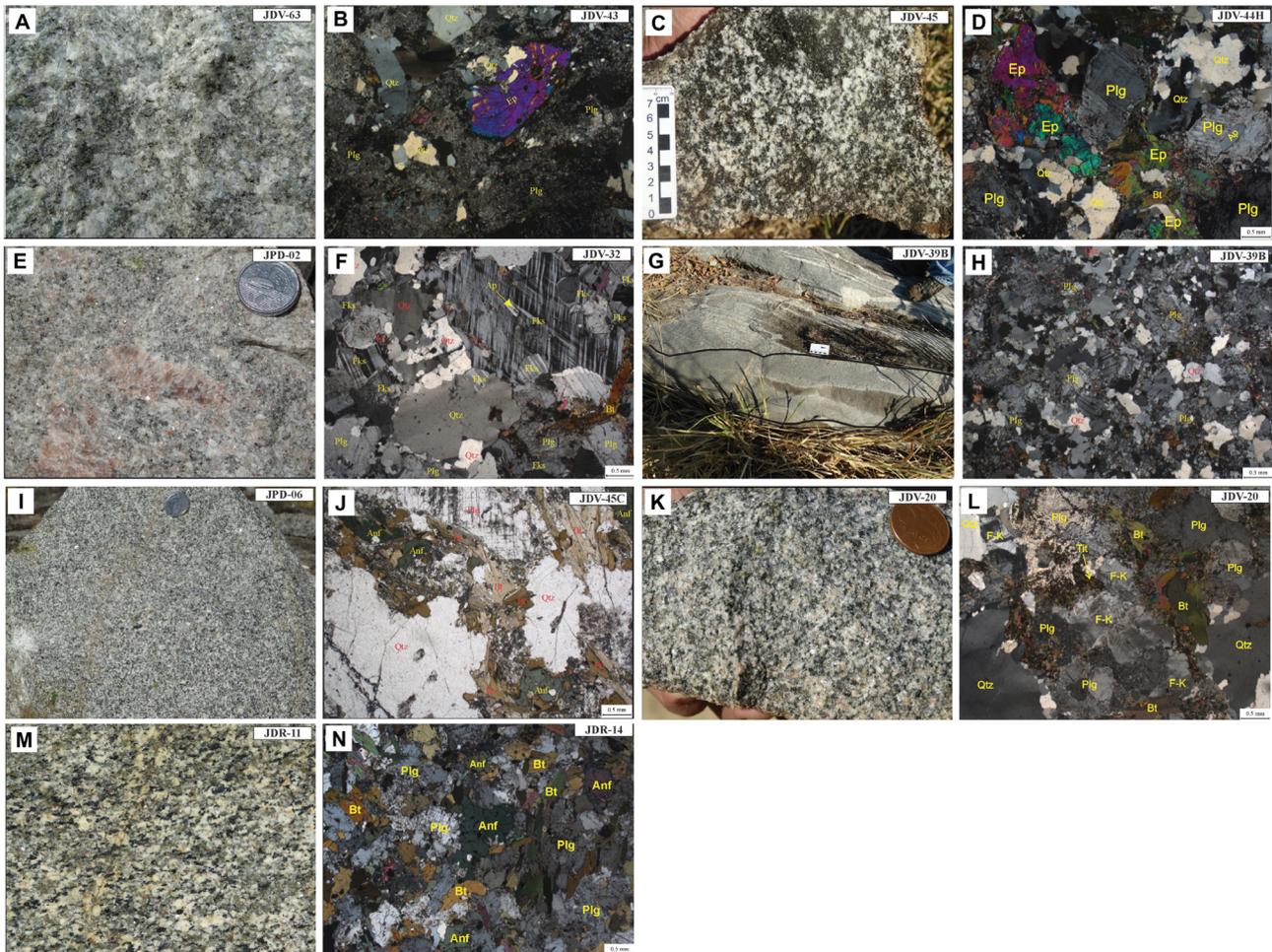
### Aspectos estruturais

Os granitoides de Bannach mostram feições primárias bem preservadas, embora suas rochas sejam afetadas por uma deformação heterogênea. Nas zonas de baixo *strain*, exibem foliação espaçada de direção NW-SE, definida pela orientação preferencial dos feldspatos e da mica (Figura 6A). Bandamento

composicional é notado somente em afloramentos localizados nas zonas de alto *strain* (Figuras 6B e 6C). Nas áreas de baixa deformação, a foliação primária é superposta por uma foliação de estado sólido, levando a *trends* subparalelos de foliação magmática e tectônica (Figura 6D), 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 Trondhjemito Mogno na porção central da área de trabalho (ver mapa geológico — Figura 3). Ao longo dessa zona de deformação (cisalhamento), os granitoides mostram intensa deformação de estado sólido. Rochas portadoras de anfibólio, granitos finos e diques cortam o Trondhjemito Mogno ao longo dessa zona.

### Feições texturais e microestruturais

Considerando a existência de um significativo contraste composicional entre os tipos granitoides identificados na área de Bannach, onde se destaca seus distintos conteúdos de minerais ferromagnesianos (anfibólio e biotita) e razões entre feldspatos, suas principais características mineralógicas



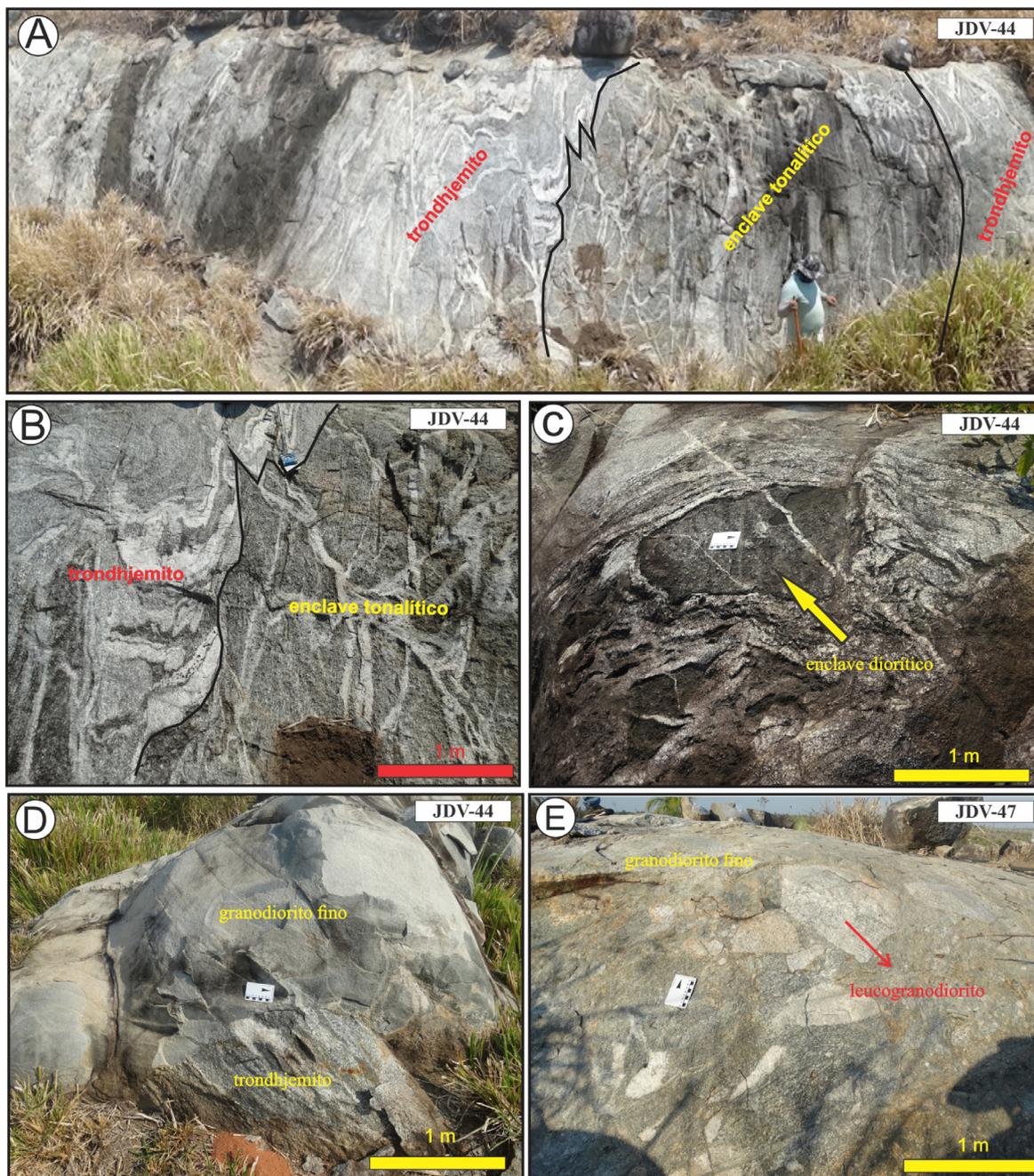
Qtz: quartzo; Plg: plagioclásio; Ep: epidoto; Ap: apatita; Bt: biotita; Fks: feldspato potássico; Anf: anfibólio; F-K: feldspato potássico; Tlt: titanita.

**Figura 4.** Aspectos texturais mesoscópicos (à direita) e microscópicos (à esquerda) dos granitoides da área de Bannach: (A) fraca deformação das rochas do Trondhjemito Mogno; (B) plagioclásios fortemente saussuritizados com epidoto magmático no Trondhjemito Mogno; (C) enclaves tonalíticos ricos em minerais máficos; (D) epidoto magmático como uma importante fase mineral nos enclaves; (E) feldspato potássico emerso em uma matriz de quartzo + plagioclásio dos leucogranodioritos; (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 microenclaves máficos; (L) tonalito com anfibólio com deformação marcada pelos cristais de biotita; (M) quartzo dioritos da porção sul da área; (N) quartzo dioritos ricos em minerais de biotita e anfibólio, com forte saussuritização do plagioclásio.

e texturais serão apresentadas com base em dois grupos de rochas distinguidos anteriormente. Para isso, 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 nesses granitoides, ressaltando, quando necessário, suas respectivas particularidades.

#### *Trondhjemitos e granodioritos*

Em termos gerais, essas unidades são caracterizadas por apresentarem textura heterogranular média a grossa, ocasionalmente fina e porfirítica. Nos granodioritos, os fenocristais de feldspato potássico podem ser encontrados imersos em uma matriz quartzo-feldspática ou formando agregados policristalinos de quartzo e plagioclásio. Localmente,



**Figura 5.** Relação de campo na área estudada: (A) enclaves 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) enclaves angulosos de composição leucogranodiorítica em granitoides de granulação fina.

feições protomiloníticas são encontradas nos granitoides que ocorrem próximo à zona de cisalhamento que corta a porção central da área (Figura 3). Sob tais aspectos, é apresentado a seguir as principais feições microtexturais desses litotipos.

Nessas variedades, os cristais de feldspato ocorrem de duas maneiras:

- cristais idiomórficos a hipidiomórficos — plagioclásio 1 ( $Plg_1$ ), feldspato potássico 1 ( $F-K_1$ ) —, de granulação fina a média (1 – 5 mm) e com contatos côncavos



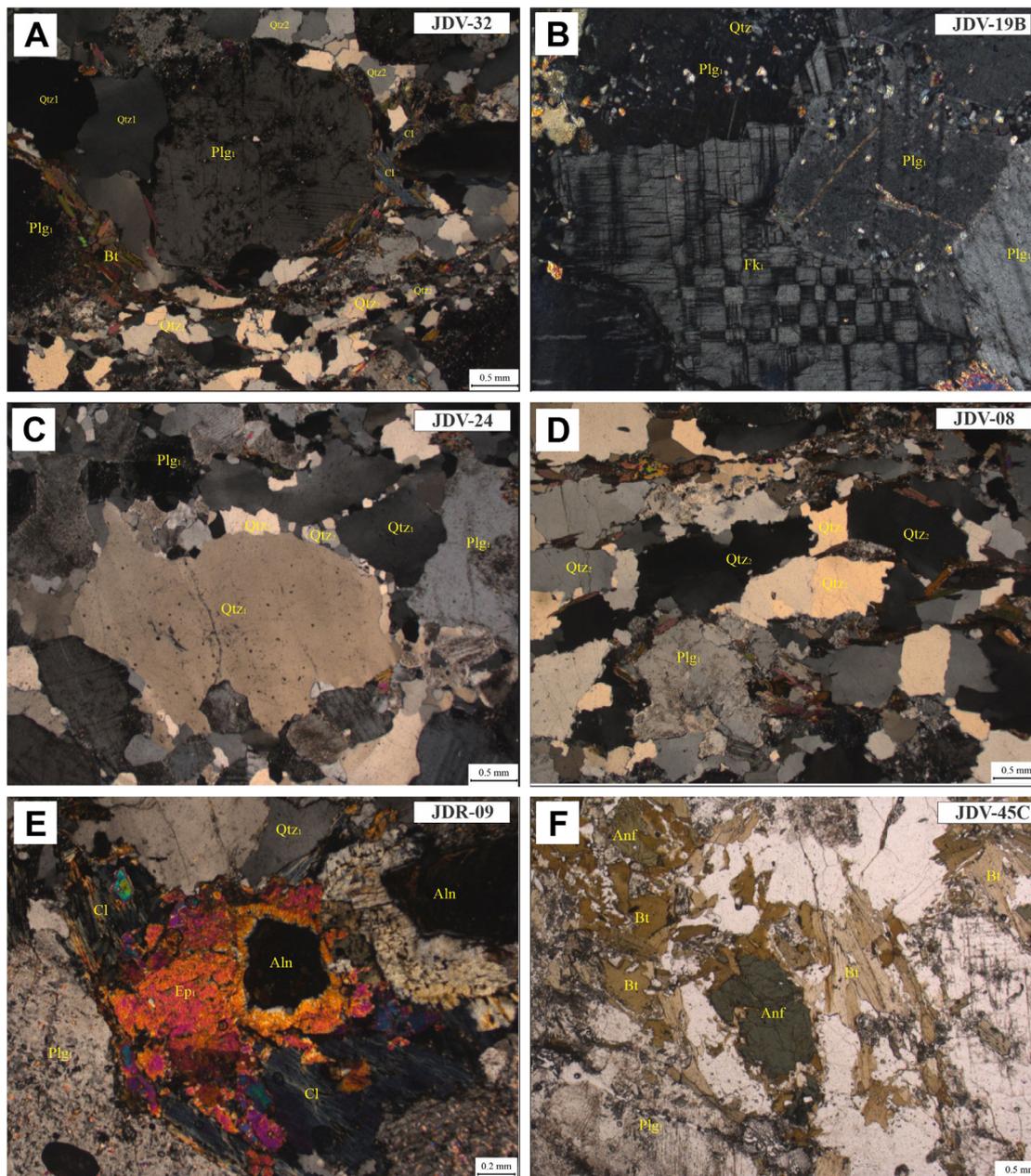
**Figura 6.** Aspectos deformacionais dos granitoides da região: (A) rochas de afinidade sanukitoide, em que biotita, anfibólio e feldspato potássico estão orientados por fluxo magmático; (B e C) bandamento magmático em rochas trondhjemiticas e leucogranodioríticas; (D) foliação primária superposta por uma foliação de estado sólido.

com cristais de quartzo e retos com biotita. Por vezes, apresentam extinção ondulante e geminação por deformação. Os cristais de  $Plg_1$  apresentam forte saussuritização (descalcificação) ou sericitização (Figura 4B) no Trondhjemitito Mogno, obliterando as principais feições ígneas, impossibilitando a determinação de sua composição. Nas demais variedades, é observada geminação Albita e Calrsbad. Os cristais de  $F-K_1$  ocorrem mais significativamente nas rochas leucogranodioríticas e no biotita granodiorito, sendo circundados por cristais de biotita e quartzo (Figuras 4F e 7A) e mostrando texturas magmáticas bem preservadas, como maclamento xadrez (Figura 7B);

- cristais hipidioblásticos de plagioclásio 2 e feldspato potássico 2 ( $Plg_2, F-K_2$ ), de granulação fina ( $\geq 1$  mm), que ocorrem como subgrãos ou neogrãos formados por processos de recristalização dos cristais maiores de feldspato.

O quartzo ocorre de quatro maneiras:

- $Qtz_1$ : cristais hipidiomórficos de tamanhos superiores a 4 mm, circundados por cristais de plagioclásio e biotita com 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);
- $Qtz_2$ : cristais de quartzo recristalizados com granulações finas a médias, com contatos saturados ou lobados (Figura 7D). Esses cristais também podem ocorrer circundando  $Plg_1$  (Figura 7A) e  $Qtz_1$  (Figura 7C) em razão da deformação imposta nessas rochas;
- $Qtz_3$ : pequenos cristais (menores que 0,5 mm) idiomórficos a hipidiomórficos, com fraca extinção ondulante e ocorrentes principalmente nos granodioritos/trondhjemitos finos;



Qtz: quartzo; Plg: plagioclásio; Bt: biotita; Cl: clorita; Fk: feldspato potássico; Ep: epidoto; Aln: alanita; Anf: anfibólio.

**Figura 7.** Aspectos texturais das rochas da área de trabalho: (A) cristais de plagioclásio apresentando zoneamentos oscilatórios e bordejados por cristais de quartzo em *ribbons*; (B) aspecto ígneo bem preservado dos feldspatos potássicos, com maclamento xadrez; (C) textura manto-núcleo em quartzo; (D) cristais de quartzo-*ribbon*; (E) epidoto primário circundando cristais de alanita e bordejados por clorita; (F) anfibólio primário e cristais de biotita orientados ao longo do plano de foliação da rocha.

- Qtz<sub>4</sub>: pequenos cristais de quartzo incluso em feldspatos potássicos.

A biotita é o único mineral ferromagnésiano encontrado nesses granitoides, ocorre principalmente como cristais

primários e são mais expressivos na variedade biotita-granodiorito (Tabela 1; Figura 4J). 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 mm). Por sua vez, os minerais do grupo do epidoto são mais expressivos nas rochas trondhjemiticas, em que são, em sua maioria, formados por cristais secundários que ocorrem associados à muscovita e à sericita, como produto da saussuritização do plagioclásio. Cristais de origem magmática também são frequentes e apresentam formas idio- a hipidiomórficas, granulação entre 1 e 3 mm, contatos retos com plagioclásio e côncavos com biotita sendo, por vezes, circundados por allanita (Figura 7E). Os minerais acessórios, como apatita, allanita, minerais opacos (magnetita), zircão e muscovita, são geralmente primários, com formas idio- a hipidiomórficas, e granulação muito fina (> 0,1 mm). A titanita ocorre de maneira similar aos demais minerais acessórios, porém é mais expressiva na variedade biotita-granodiorito (Tabela 1). A clorita também é comum, mas normalmente ocorre como produto da alteração da biotita.

#### *Tonalitos e quartzo dioritos*

Esses granitoides apresentam ocorrência mais restrita e diferem texturalmente do grupo anterior pela predominância de rochas com textura equigranular média, ocasionalmente fina, pela presença de anfibólio em todas as variedades e conteúdos mais elevados de minerais máficos (Figuras 4K, 4N e 7F). Seus cristais de plagioclásio são intensamente saussuritizados e recristalizados, enquanto os de quartzo apresentam, normalmente, 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 nesse grupo de granitoides, em que ocorrem como cristais hipidiomórficos fortemente orientados. O anfibólio pode ocorrer como cristais de grandes dimensões (> 5 mm), circundados por cristais de plagioclásio e biotita (Figuras 4N e 7F), e com inclusões de minerais opacos. Já quando ocorrem como cristais de dimensões entre 1 e 5 mm, 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 deformação cristal-plástica relacionada a fluxo submagmático. Os aspectos deformacionais identificados nesses minerais indicam que tais granitoides foram alojados ao longo da zona de cisalhamento que secciona a porção central da área de trabalho. Isso suporta a ideia de que a deformação ocorreu concomitante à cristalização desses magmas, provavelmente sem ultrapassar a *Critical Melt Fraction* (CFM;

Arzi, 1978), cuja razão cristal/líquido pode variar entre 30 e 50% (Vernon e Collins, 1988).

Os minerais acessórios ocorrem de maneira similar aos descritos para os trondhjemitos e os granodioritos. No entanto, titanita e epidoto magmáticos apresentam contatos retos com os cristais de plagioclásio saussuritizado e anfibólio, e ocorrem em quantidades mais expressivas nos tonalitos e nos dioritos do que no grupo anterior (Tabela 1). O epidoto secundário, que ocorre como produto de alteração de cristais de plagioclásio, bordejam cristais de allanita (Figura 7E). Já os minerais opacos (ilmenita ± magnetita) ocorrem disseminados principalmente nos quartzo dioritos e inclusos em minerais de quartzo e plagioclásio.

## GEOQUÍMICA

### Procedimentos analíticos

Neste estudo, foram realizadas análises químicas em elementos maiores e traços em 45 amostras observadas na Tabela 2, sendo divididas de acordo com a representatividade areal de cada unidade na área de trabalho. Dessa maneira, foram destinadas 18 análises químicas para o Trondhjemitito Mogno, 12 para os leucogranodioritos, duas para o tonalito com anfibólio, quatro para os quartzo 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 e na ALS Geochemistry Laboratories por *Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES), para elementos maiores, e por espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS), para elementos menores e traços. Os diagramas de variação geoquímica foram gerados por meio do *software* GCDkit (Janoušek et al., 2003). Maiores detalhes acerca do procedimento analítico podem ser encontrados nos sites dos laboratórios da ACME e da ALS Global.

### Elementos maiores e menores

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

O conjunto de amostras analisadas apresenta ampla variação no conteúdo de SiO<sub>2</sub> (51,30 – 76,60%), e os valores mais elevados são atribuídos àquelas pertencentes às variedades trondhjemiticas (65,70 – 76,00%), leucogranodioriticas (69,84 – 76,6%) e granitoides finos (70,90 – 73,10%). Por outro lado, nota-se que as demais variedades apresentam teores de SiO<sub>2</sub> sempre inferiores a 70%. Nesse grupo,



Tabela 2. Continuação.

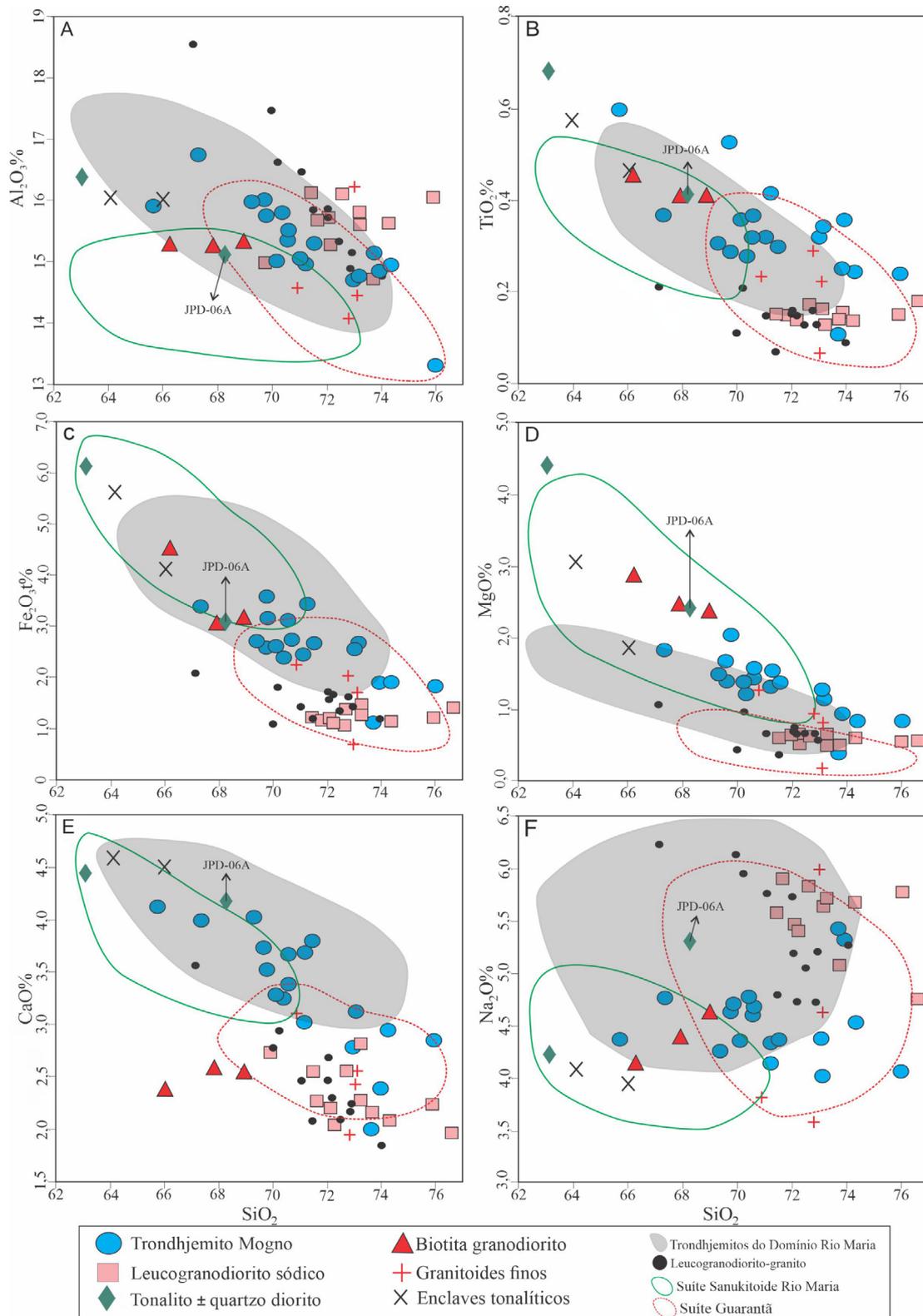
Grupos Unidade	Grupo de alta sílica (baixo Mg)										Leucogranodiorito										Granitoides finos			
	Amostra	JDV	06	08	03	05	09	JDV	11	16	21	19	01	44K	39B	47C	47A0	JDV	47A0					
Mineral (%)	JDV	06	08	03	05	09	JDV	11	16	21	19	01	44K	39B	47C	47A0	JDV	47A0						
SiO <sub>2</sub>	71,47	72,20	73,20	74,30	73,80	71,70	72,03	72,03	72,60	73,20	73,70	76,60	70,90	72,80	73,00	73,10								
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,14	0,16	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,17	0,13	0,14	0,18	0,24	0,30	0,07	0,23								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,13	15,25	15,20	15,60	15,15	15,70	15,77	15,77	16,10	15,60	14,75	13,05	14,60	14,10	16,25	14,50								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,16	1,04	1,18	1,08	1,05	1,12	1,10	1,10	1,34	1,41	1,09	1,33	2,25	2,03	0,66	1,66								
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03								
MgO	0,35	0,30	0,39	0,34	0,32	0,35	0,40	0,40	0,37	0,28	0,29	0,33	0,76	0,53	0,12	0,50								
CaO	2,53	2,03	2,27	2,09	2,21	2,26	2,19	2,19	2,57	2,82	2,16	1,97	3,13	1,96	2,45	2,58								
Na <sub>2</sub> O	5,60	5,41	5,63	5,68	5,52	5,90	5,49	5,49	5,25	5,64	5,06	4,76	3,83	3,58	6,01	4,66								
K <sub>2</sub> O	1,75	2,15	1,87	1,96	2,03	1,82	2,04	2,04	1,65	0,77	1,97	1,09	1,72	3,68	0,96	1,51								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,08	0,11	0,01	0,07								
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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	0,60	0,45	0,78	0,66	0,65	0,89	0,60	0,60	0,75	0,57	0,72	0,49	0,98	0,65	0,61	1,21								
Total	99,80	99,02	100,74	101,92	100,94	99,95	99,83	99,83	100,86	100,48	99,91	99,83	98,53	99,77	100,15	100,05								
La	7	5	6	10	11	9	8	8	12	8	10	16	32	12	15	6								
Ce	14	10	12	22	21	15	16	16	24	12	18	21	39	29	27	9								
Pr	1	1	1	2	2	2	2	2	3	1	2	2	5	3	3	1								
Nd	5	4	5	9	9	7	7	7	9	5	7	7	18	9	10	3								
Sm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1	2	1								
Eu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0								
Gd	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	4	1	1	1								
Tb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0								
Dy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	4	0	0	0								
Ho	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0								
Er	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0								
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0								
Yb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0								
Lu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0								
ΣETRL	29,12	20,62	25,39	44,45	44,33	34,09	33,35	33,35	50,13	26,51	38,16	47,37	98,51	54,15	57,43	20,59								
ΣETRP	1,13	1,01	1,39	1,31	1,83	1,64	1,53	1,53	1,88	2,47	1,37	2,13	14,23	1,71	2,04	1,97								
(La/Yb) <sub>N</sub>	31,53	77,71	21,70	140,56	243,27	387,43	36,04	36,04	63,94	21,35	51,98	34,44	13,90	54,06	54,42	26,61								
Eu/Eu*	1,58	1,32	2,04	1,14	1,14	1,33	1,08	1,08	1,18	1,27	1,12	1,47	0,90	1,17	1,55	2,07								
Total (RRE)	30,25	21,63	26,78	45,76	46,16	35,73	34,88	34,88	52,01	28,98	39,53	49,50	112,74	55,86	59,47	22,56								
Ba	1058	1570	1100	1140	1390	1380	961	961	1475	156	1220	421	614	1185	480	450								
Sr	671	707	712	651	729	771	636	636	756	463	658	546	260	467	499	394								
Rb	34	43	39	42	44	36	40	40	29	31	39	47	53,60	77	19,80	37,80								
Zr	85	85	92	77	106	94	82	82	98	108	92	82	133	123	81	134								
Y	1	1	1	2	2	2	2	2	1	4	1	3	23,50	2,20	2,20	3,20								
Hf	3	3	3	2	3	3	2	2	3	3	3	3	3,90	3,70	2,10	3,60								
Nb	2	2	2	1	1	1	2	2	1	3	2	3	5,30	6,10	1,10	2,90								
Ta	2	1	2	1	1	1	1	1	1	2	2	1	2,10	1,60	1,90	2,40								
Cr	0	20	20	10	20	20	0	0	10	10	10	10	20	20	10	20								
Ni	3	1	4	5	3	4	5	5	4	2	3	1	10,00	5,00	2,00	7,00								
Cu	1	1	1	-	1	1	-	1	1	2	1	1	13,00	9,00	4,00	1,00								
Th	1	1	1	2	2	1	1	1	3	2	2	2	6,57	5,98	3,75	1,00								
Zn	20	26	34	30	25	28	31	31	39	42	23	36	46,00	40,00	10,00	24,00								
Ga	19	21	23	21	24	23	16	16	21	24	22	20	19,50	21,40	22,90	21,20								

Continua...

Tabela 2. Continuação.

Grupos Unidade	Grupo de baixa sílica (alto Mg)																		
	Bt granodiorito					Tonilito ± quartzo diorito													
Amostra	JPD	JDV	JPD	JDS	JDR	JDR	JDR	JDR	JDR	JDR	JDS	JPD	JPD	JDV	JDV	JDV	JDV	JDV	JDV
Mineral (%)	08B	20B	03	99	46B	11B	44H	06A	105	44F	45E	06A	105	44H	06A	44F	45E	45E	45E
SiO <sub>2</sub>	66,22	67,87	68,90	57,90	51,30	56,61	54,20	68,25	63,10	64,11	66,00	68,25	63,10	54,20	68,25	64,11	66,00	66,00	66,00
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,40	0,40	0,83	0,68	0,62	1,21	0,41	0,68	0,57	0,46	0,41	0,68	1,21	0,41	0,57	0,46	0,46	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	15,15	15,30	17,10	16,25	18,38	16,15	15,08	16,35	16,05	16,00	15,08	16,35	16,15	15,08	16,05	16,00	16,00	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,32	2,97	2,97	7,38	8,98	7,20	10,35	3,00	5,87	5,62	4,06	3,00	5,87	10,35	3,00	5,62	4,06	4,06	4,06
MnO	0,05	0,03	0,04	0,10	0,13	0,13	0,15	0,05	0,10	0,10	0,06	0,05	0,10	0,15	0,05	0,10	0,06	0,06	0,06
MgO	1,74	1,43	1,39	2,92	5,91	2,68	2,96	1,43	2,64	1,83	1,12	1,43	2,64	2,96	1,43	1,83	1,12	1,12	1,12
CaO	2,28	2,62	2,56	7,31	8,00	6,62	6,84	4,17	4,44	4,55	3,94	4,17	4,44	6,84	4,17	4,55	3,94	3,94	3,94
Na <sub>2</sub> O	4,12	4,38	4,62	4,45	3,53	4,26	3,19	5,35	4,22	4,08	3,94	5,35	4,22	3,19	5,35	4,08	3,94	3,94	3,94
K <sub>2</sub> O	4,02	3,54	3,46	1,10	1,36	1,34	1,32	0,83	1,62	1,61	1,39	0,83	1,62	1,32	0,83	1,61	1,39	1,39	1,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,18	0,16	0,27	0,47	0,15	0,46	0,17	0,17	0,14	0,12	0,17	0,17	0,46	0,17	0,14	0,12	0,12	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	—	0,01	0,00	0,01	—	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	—	0,01	0,01	0,01
LOI	0,90	0,90	0,45	0,55	2,39	1,80	2,12	0,70	1,65	1,10	1,28	0,70	1,65	2,12	0,70	1,10	1,28	1,28	1,28
Total	99,53	99,47	100,26	99,91	99,03	99,79	98,96	99,44	100,85	99,82	98,99	99,44	100,85	98,96	99,44	99,82	98,99	98,99	98,99
La	56	50	97	13	22	12	45	52	15	16	13	52	15	45	52	16	13	13	13
Ce	114	100	117	31	50	30	107	100	33	30	26	100	33	107	100	30	26	26	26
Pr	13	11	20	4	6	4	13	4	4	4	3	4	4	13	4	4	3	3	3
Nd	45	41	77	15	28	17	53	17	17	15	10	45	17	53	17	15	10	10	10
Sm	7	7	12	3	5	5	10	8	4	4	2	8	4	10	8	4	2	2	2
Eu	1	1	3	1	1	1	2	2	1	1	1	2	1	2	1	1	1	1	1
Gd	4	4	8	3	4	6	8	5	5	3	2	5	5	8	5	3	2	2	2
Tb	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0
Dy	2	2	4	2	4	5	5	2	5	2	2	5	5	5	2	2	2	2	2
Ho	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0
Er	1	1	1	1	2	3	3	3	3	1	1	3	3	3	1	1	1	1	1
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	1	1	1	1	2	2	2	2	3	1	1	3	3	2	1	1	1	1	1
Lu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ΣETRL	235,46	211,19	325,14	65,83	111,74	69,43	230,21	217,30	73,61	68,75	55,43	217,30	73,61	230,21	217,30	68,75	55,43	55,43	55,43
ΣETRP	7,55	8,19	14,89	7,73	14,08	18,31	21,20	8,57	18,40	9,47	6,03	8,57	18,40	21,20	8,57	9,47	6,03	6,03	6,03
(La/Yb) <sub>N</sub>	70,58	60,58	78,81	11,71	8,77	3,38	13,11	60,23	3,36	9,98	13,83	60,23	3,36	13,11	60,23	9,98	13,83	13,83	13,83
Eu/Eu*	0,71	0,80	0,78	1,11	0,88	0,67	0,70	0,82	0,70	0,64	1,13	0,82	0,70	0,70	0,82	0,64	1,13	1,13	1,13
Total (RRE)	243,01	219,38	340,03	73,56	125,82	87,74	251,41	225,87	92,01	78,22	61,46	225,87	92,01	251,41	225,87	78,22	61,46	61,46	61,46
Ba	2520	2493	2990	524	396	434	374	2714	507	532	634	2714	507	374	2714	532	634	634	634
Sr	1026	1195	1280	339	851	361	562	1493	304	298	331	1493	304	562	1493	298	331	331	331
Pb	126	83	93	31	53	37	56	14	76	47	41	14	76	56	14	47	41	41	41
Zr	191	163	160	100	80	141	235	152	126	70	248	152	126	235	152	70	248	248	248
Y	6	9	19	10	21	26	30	8	31	14	8	8	31	30	8	14	8	8	8
Hf	5	4	5	3	3	4	6	3	4	2	6	3	4	6	3	2	6	6	6
Nb	5	5	5	5	4	7	14	6	10	10	6	6	10	14	6	10	6	6	6
Ta	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cr	0	0	50	20	280	0	50	0	30	0	20	0	30	50	0	0	20	20	20
Ni	28	27	28	17	60	20	27	14	24	22	42	14	24	27	14	22	42	42	42
Cu	10	7	10	43	104	36	69	2	17	123	15	2	17	69	2	123	15	15	15
Th	14	12	12	4	3	4	10	2	4	2	2	2	4	10	2	2	2	2	2
Zn	52	61	62	88	75	59	128	34	85	112	64	34	85	128	34	112	64	64	64
Ga	20	16	20	22	20	21	26	17	20	17	20	17	20	26	17	17	20	20	20

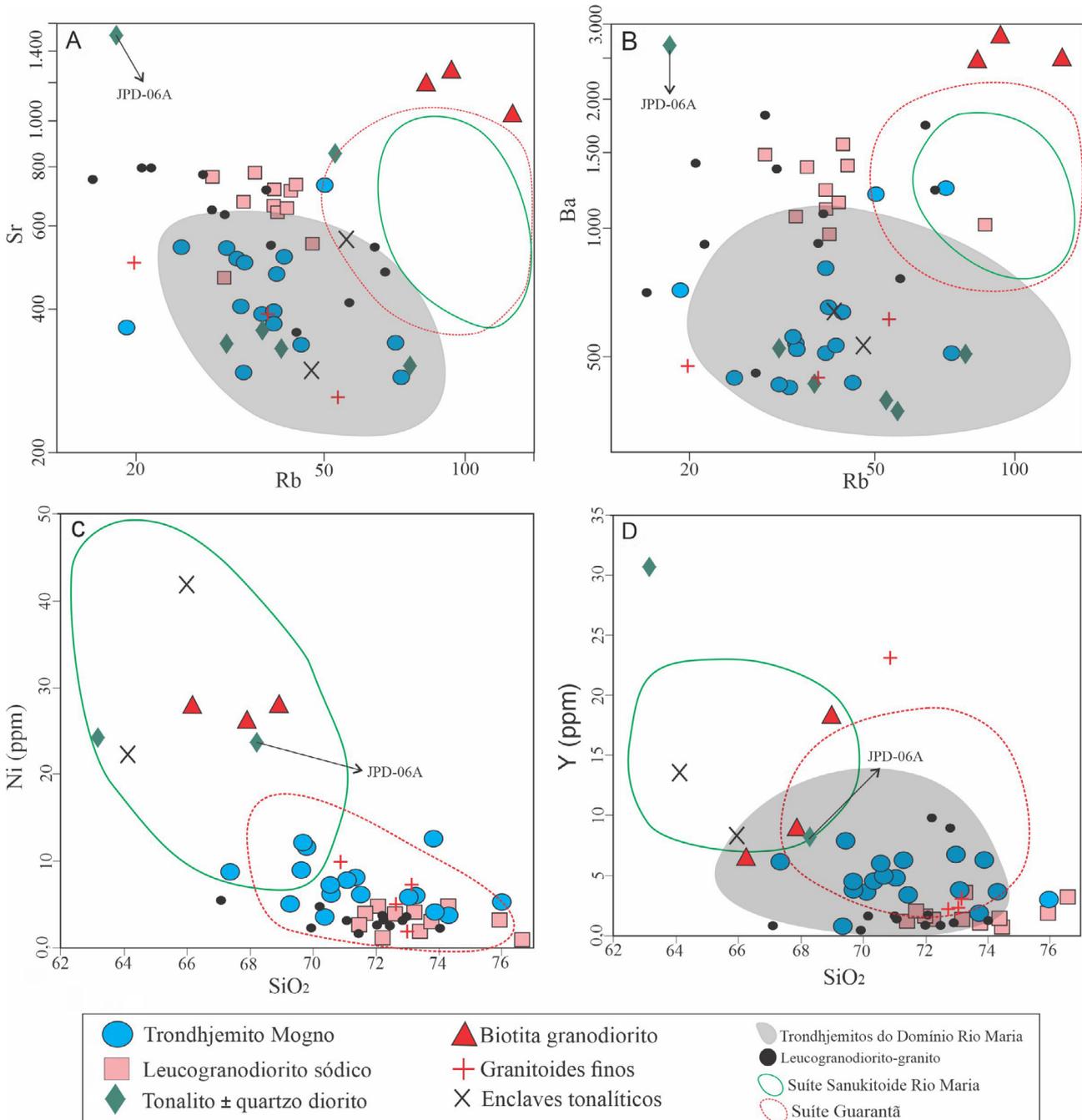
Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: total de ferro recalculado com Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; LOI: loss ou ignition; ΣETRL: somatória dos elementos terras raras leves; ΣETRP: somatória dos elementos terras raras pesados; (La/Yb)<sub>N</sub> = La/Yb normalizado para Evensen et al. (1978); ETR: elementos terras raras.



**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 e Oliveira, 2013), Suíte Guarantã (Almeida et al., 2010) e Suíte Sanukitoide Rio Maria (Oliveira et al., 2009).

a variedade anfibólio tonalito ( $\pm$  quartzo diorito) apresenta os teores mais baixos para esse óxido (51,30 – 63,10%), seguida por biotita granodioritos (66,22 – 68,90%) e enclaves tonalíticos (64,11 – 66,00%). O conteúdo de  $Al_2O_3$  para os dois grupos de rochas é semelhante ao das séries calcioalcalinas (Irvine e Baragar, 1971; Peccerillo e Taylor, 1976),

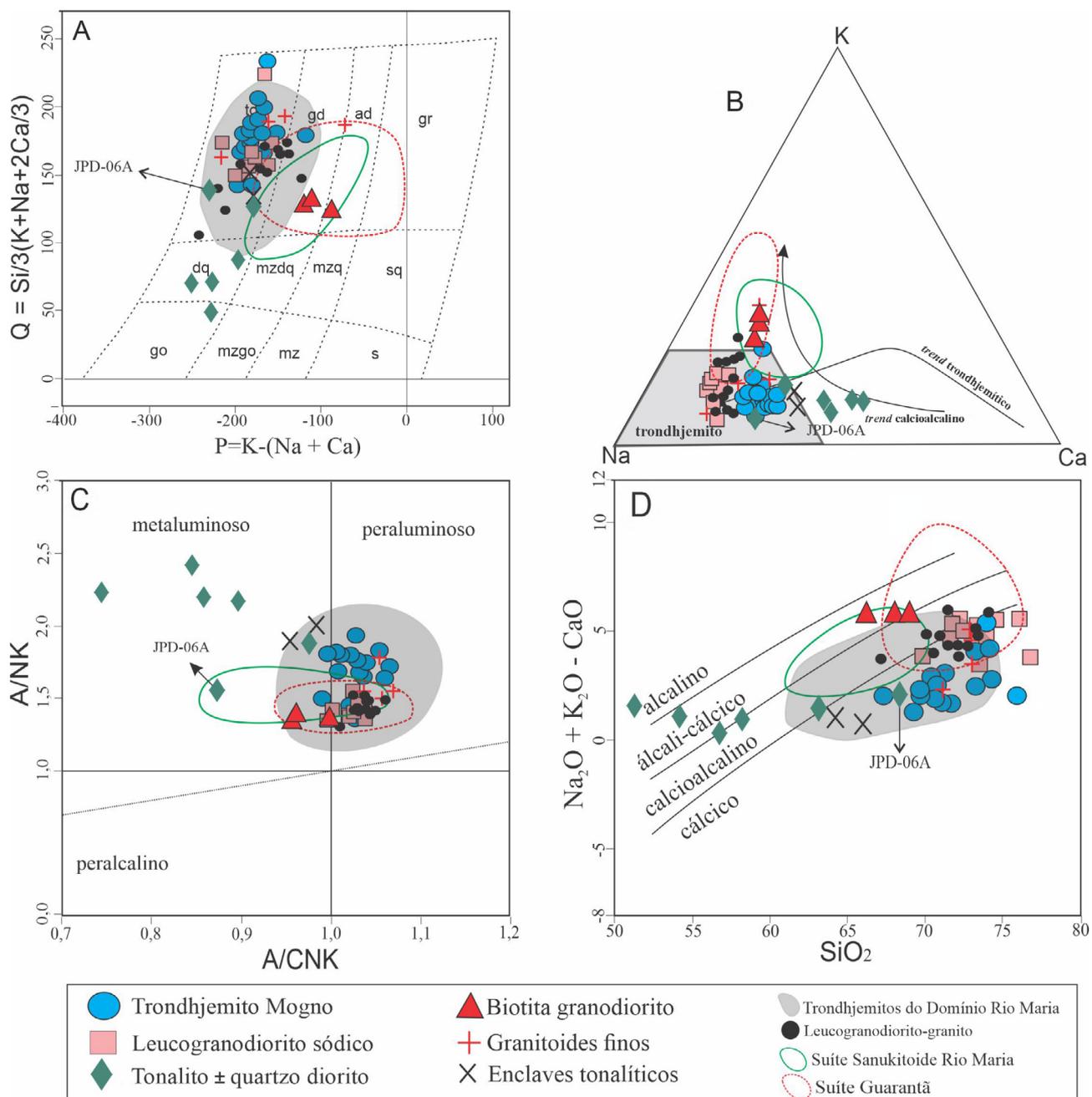
que, em geral, varia de 14,50 a 16,75% (Tabela 2). Os valores mais elevados para os óxidos de Ti,  $Fe^{+3}$ , Mg e Ca pertencem ao grupo de rochas com conteúdo de  $SiO_2$  abaixo de 70%, em que decrescem a partir da variedade tonalítica até os biotita granodioritos. Entre os granitoides com alto  $SiO_2$  (> 70%), o trondhjemito apresenta conteúdo de CaO



**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 e Oliveira, 2013), leucogranodioritos-granitos (Silva e Oliveira, 2013), Suíte Guarantã (Almeida et al., 2010) e Suíte Sanukitoide Rio Maria (Oliveira et al., 2009).

superior aos das variedades granodioríticas. Já os leucogranodioritos, juntamente com os granitoides finos, apresentam os conteúdos mais baixos para esses óxidos —  $\text{TiO}_2$  (0,13 – 0,35%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,04 – 1,18%),  $\text{MgO}$  (0,28 – 0,88%) e  $\text{CaO}$  (1,97 – 2,73%) —, o que os distingue das rochas trondhjemíticas (Figura 8). 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  $\text{Na}_2\text{O}$  e entre 2,15 e 0,83% para o  $\text{K}_2\text{O}$ . No entanto, nota-se que a variedade leucogranodiorítica apresenta teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  acentuadamente mais elevados do que os das demais variedades (4,76 – 5,90%) (Figura 8F), enquanto as amostras do biotita granodiorito mostram maior enriquecimento em  $\text{K}_2\text{O}$ , com valores entre 3,46 e 4,02% (Figura 10D).



**Figura 10.** (A) Diagrama P-Q (Debon e Le Fort, 1983); (B) diagrama K-Na-Ca (*trends* calcioalcalinos definidos por Nockolds e Allen (1953) e *trend* trondhjemítico definido por Barker e Arth (1976)); (C) diagrama  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  mol versus  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O})$  (Shand, 1950); (D) diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  (MALI) versus  $\text{SiO}_2$  (Frost et al., 2001).

## Elementos traços

Nas séries 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 *high-field-strength elements* — HFSE (Y e Zr) (Tabela 2). Na Figura 9 e na Tabela 2, observa-se que os conteúdos de LILE são significativamente mais elevados na variedade biotita granodiorito em relação aos demais grupos — Sr (1.026 – 1.280 ppm), Ba (2.493 – 2.990 ppm) e Rb (83 – 126 ppm).

O conteúdo de Rb não apresenta grandes variações entre as rochas estudadas. No entanto, Sr e Ba decrescem em direção às rochas leucogranodioríticas (664 e 1.140 ppm), que, por sua vez, apresentam teores médios desses elementos superiores àqueles dos trondhjemitos (440 e 535 ppm), dos granitoides finos (394 e 480 ppm), dos enclaves tonalíticos (314 e 583 ppm) e dos anfibólio tonalitos (447 e 483 ppm) (Figuras 9A e 9B). Vale ressaltar que a amostra JPD-06, na Tabela 2, classificada como tonalito com anfibólio, apresenta valores anômalos de Sr e Ba (1.493 e 2.714 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 SiO<sub>2</sub>, 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 os granitoides de alta SiO<sub>2</sub> apresentam teores significativamente inferiores (Figura 9C), decrescendo dos trondhjemitos (8 ppm) e dos 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 SiO<sub>2</sub> e entre 6 e 31 ppm nos de baixa SiO<sub>2</sub> (Figura 9D). O conteúdo mais elevado de Y nesses últimos pode ser explicado pelo maior conteúdo modal de anfibólio e minerais acessórios, especialmente a titanita, dessas rochas em relação aos granitoides de alta SiO<sub>2</sub> (Tabela 1).

## Série magmática

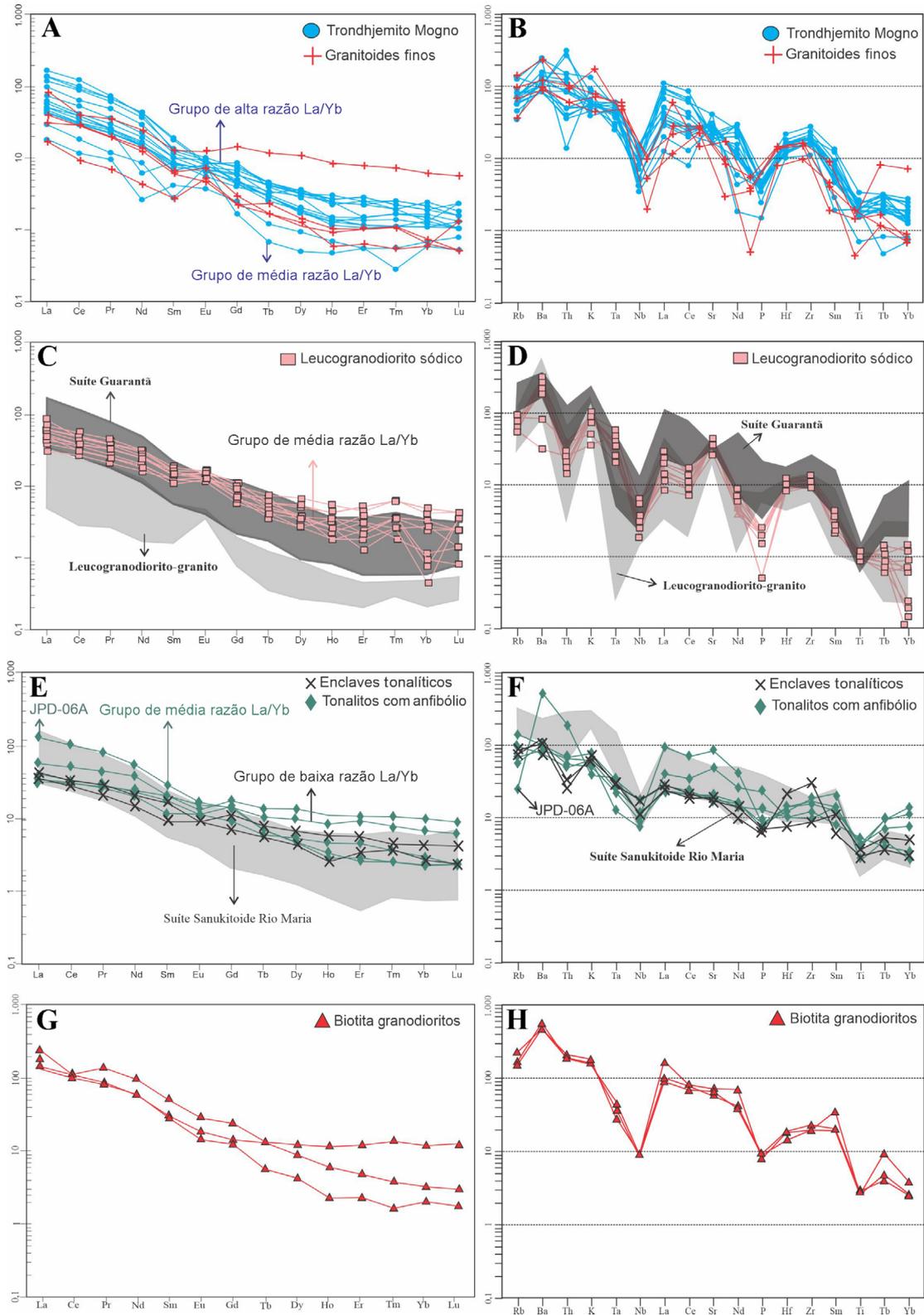
No diagrama P-Q (Debon e Le Fort, 1983), as amostras representativas dos granitoides da área de Bannach, exceto aquelas pertencentes às variedades biotita granodiorito e quartzo dioríticas e que plotam em seus respectivos campos, apresentam composição análoga de granitoides sódicos e incidem no campo dos tonalitos (Figura 10A). Comportamento similar é observado para o diagrama K-Na-Ca (Nockolds e Allen, 1953), em que amostras dos biotita granodioritos e quartzo dioritos tendem a seguir

o *trend* calcioalcalino como consequência de seus teores mais elevados de K e Ca, respectivamente (Figura 10B). Os demais grupos seguem o *trend* trondhjemitico em razão do caráter sódico de suas amostras. No diagrama baseado nos parâmetros de Shand (1950), as variedades portadoras de anfibólio, biotita granodioritos e enclaves mostram caráter metaluminoso, enquanto o grupo de granitoides de alta SiO<sub>2</sub> é estritamente peraluminoso (Figura 10C). Conforme o índice de alcalinidade modificado (MALI) — Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - Cao versus SiO<sub>2</sub> (Frost et al., 2001) —, as amostras das variedades trondhjemitica, tonalítica e leucogranodiorítica podem ser classificadas como granitoides cálcicos, e parte das amostras dessa última incide no campo dos granitoides calcioalcalinos (Figura 10D). Por outro lado, as variedades biotita granodioritos e quartzo dioritos apresentam composição álcali-cálcica.

A amostra JPD-06A na Tabela 1 se enquadra mineralogicamente no grupo das variedades portadoras de anfibólio. Entretanto, seu comportamento nos diagramas de variação geoquímica difere significativamente dessas rochas. Claramente mais enriquecida em sílica (63,10%) e Na<sub>2</sub>O (5,35%), apresenta menores conteúdos de TiO<sub>2</sub> (0,41%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,00%) e MgO (1,43%). Em relação aos elementos menores e traços, seus conteúdos de Sr e Ba (1.493 e 2.714, respectivamente) são sensivelmente maiores que os tonalitos com anfibólio e quartzo dioritos. Além disso, essa rocha é mais empobrecida em Ni (8 ppm) e Y (2.714 ppm), evidenciando, dessa maneira, seu caráter mais evoluído. Em termos geoquímicos, essa rocha possui maiores similaridades com a variedade biotita granodiorito, possuindo comportamento semelhante na maioria dos diagramas apresentados (Figuras 9A e 9B).

## Elementos terras raras e padrões multielementos

As concentrações dos 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 esses granitoides mostram enriquecimento em ETRL em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). Diferenças nas razões (La/Yb)<sub>N</sub> entre os grupos de rocha identificados podem apontar diferentes intensidades de fracionamento de ETRP durante a formação e/ou diferenciação de seus magmas (Figura 11). As maiores razões (La/Yb)<sub>N</sub> pertencem aos principais tipos granitoides do grupo de alta SiO<sub>2</sub> (trondhjemitos e leucogranodioritos), que, no entanto, apresentam valores, em geral, entre 20,9 e 140,5 (Figuras 13A e 13C). Nos tonalitos com anfibólio e enclaves, essas razões variam de baixa a moderada, com valores entre 3,36 e 13,11 e



**Figura 11.** Padrões elementos terras raras normalizados para o condrito (Evensen et al., 1978) e diagramas multielementos normalizados para o manto primordial (Taylor e 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) e Suíte Sanukitoide Rio Maria (Oliveira et al., 2009).

entre 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 dessa 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 maior enriquecimento em LILE (Rb, Ba, K) nos granitoides do grupo de alta  $SiO_2$  e, sobretudo, 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 (Trondhjemitos Mogno, leucogranodioritos, biotita granodioritos e tonalitos com anfibólio), são observadas anomalias de Nb-Ta-Ti, típicas de magmas calcioalcalinos e que estão relacionadas com a hornblenda e/ou óxidos de Fe-Ti residuais (rutilo, ilmenita) (Pearce e Norry, 1979; McCulloch e 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 esse processo de forma intensa. Por outro lado, o Nb e o 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* à 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, nos leucogranodioritos e nos granitoides finos, são observadas importantes anomalias negativas de P, que podem ser explicadas pelo fracionamento de apatita.

## DISCUSSÃO

### Afinidades petrológicas e implicações tectônicas

Ao longo dos últimos anos, diversos tipos granitoides têm sido individualizados no DRM, com novos limites geológicos

definidos, permitindo que estudos comparativos tenham sido realizados com o objetivo de definir um quadro geológico mais preciso para essa região (Almeida et al., 2010, 2011; Silva e Oliveira, 2013). Os dados composicionais apresentados anteriormente para os diversos tipos 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 dessas rochas e, conseqüentemente, contribuir para uma melhor compreensão sobre a evolução da Província Carajás.

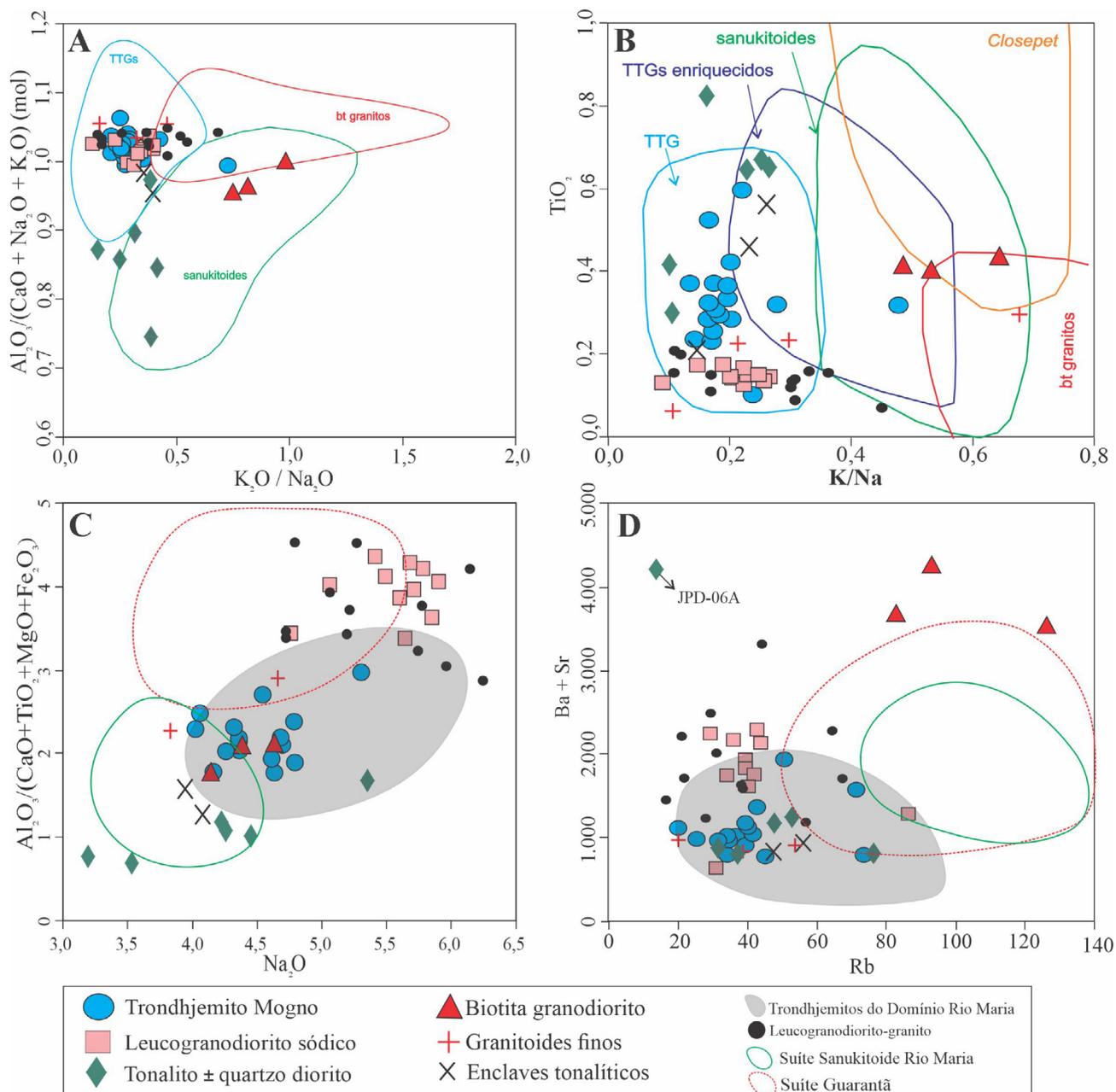
### *Trondhjemitos Mogno e enclave tonalítico*

Os trondhjemitos de Bannach ocorrem como um extenso batólito na porção sul da área de trabalho que pode ser correlacionado à crosta formada pelo Trondhjemitos Mogno da área de Rio Maria, uma vez que essas ocorrências apresentam fortes similaridades petrográficas e estruturais, como o desenvolvimento de foliação NW-SE pouco penetrativa, e, sobretudo, por conter cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados. Apesar de apresentarem padrões geoquímicos inteiramente coincidentes, as rochas do Trondhjemitos Mogno, definidas por Almeida et al. (2011) como típicas representantes de TTGs arqueanos (Figura 12A), diferem daquelas de Bannach por estas apresentarem amostras mais evoluídas ( $> 72\%$  de  $SiO_2$ ) e empobrecidas em  $Na_2O$ ,  $Fe_2O_3$  e CaO (Figuras 8C e 8F).

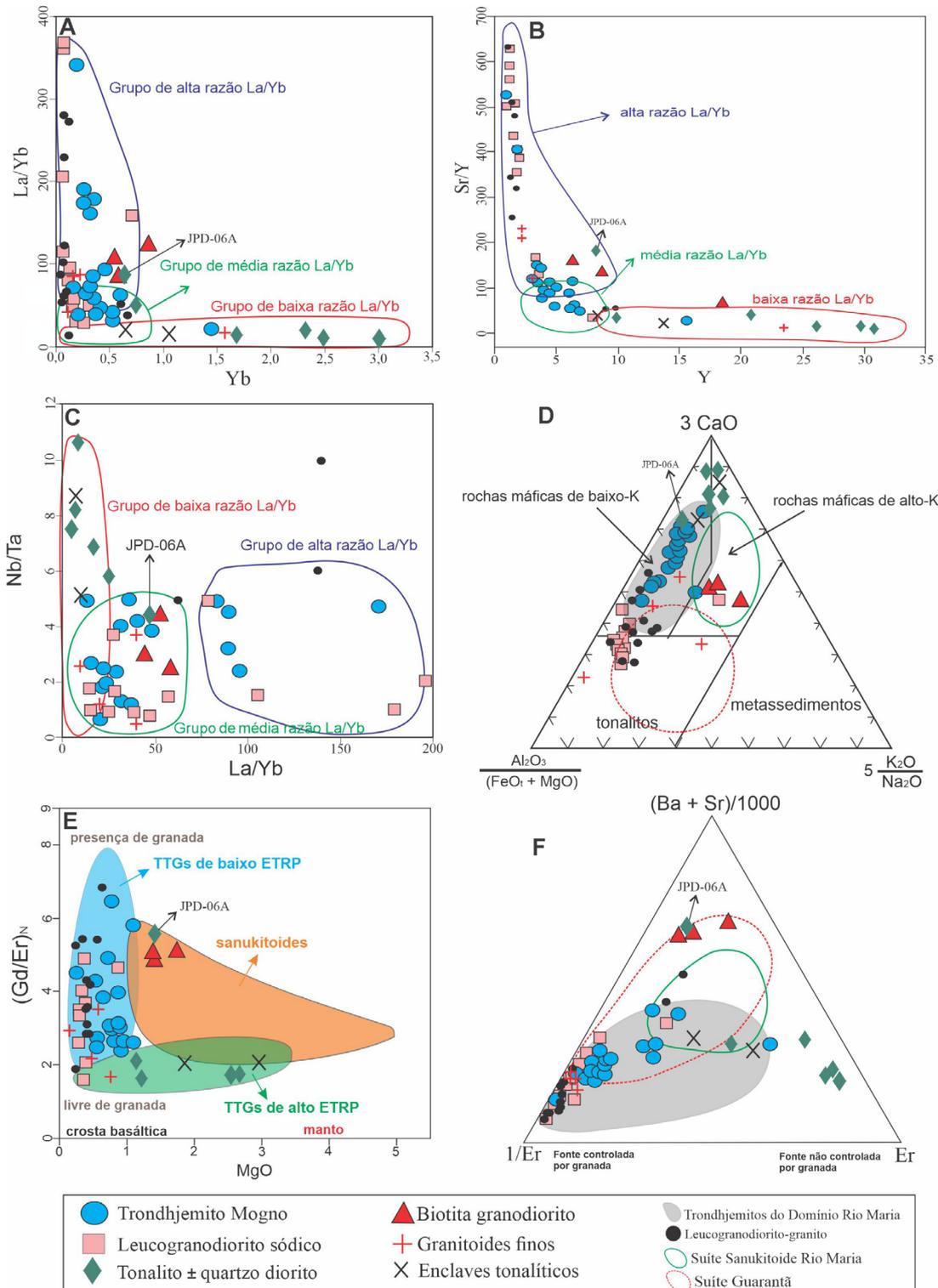
Os granitoides tipo TTG são os principais componentes dos crátons arqueanos, e são representados amplamente por tonalitos e trondhjemitos. Estes apresentam variações nas razões La/Yb e Sr/Y que refletem contrastes em suas gêneses (Almeida et al., 2011). Nos trondhjemitos da área de Bannach, tais razões são moderadas a altas, similar ao que é mostrado por rochas análogas de outros crátons, inclusive aquelas pertencentes ao Trondhjemitos Mogno da área-tipo do DRM, 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) (Figuras 13A e 13B; Tabela 3). Comportamento inverso é observado para as razões Nb/Ta para esses 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 trondhjemiticas, os quais são mais enriquecidos em  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  e Ni, o 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  $H_2O$ , em relação àqueles de composição trondhjemitica (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; Moyen e Martin, 2012). No entanto, assumindo que placas tectônicas não teriam atuado desde o início do arqueano, a crosta seria composta de espessos platôs oceânicos associados a processos de *underplating*. Em um cenário de placas tectônicas ativas, a fusão seria de basaltos toleíticos arqueanos enriquecidos, em um cenário de subducção de platôs



**Figura 12.** (A) A/CNK (razão molar  $Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$ ) versus razão  $K_2O/Na_2O$  (Laurent et al., 2014); (B) diagrama K/Na versus  $TiO_2$  (Moyen et al., 2003); (C) diagrama proposto, razão molar  $Al_2O_3/(CaO + TiO_2 + MgO + Fe_2O_3)$  versus  $Na_2O$ ; (D) diagrama Ba + Sr versus Rb.



**Tabela 3.** Características geoquímicas dos granitoides de Bannach, Suíte Guarantã e Granodiorito Rio Maria.

	(La/Yb) <sub>N</sub>	SiO <sub>2</sub> (%)	Sr/Y*	Nb/Ta*	(Gd/Er) <sub>N</sub> *	#Mg*	Ba + Sr*	Al(Ca + Ti + Mg + Fe)**
TdhMg	Alta – 99,94*	67,6 – 76,0	173,13	3,87	4,21	37,27	1.018	2,07
	Média – 89,81*	69,32 – 74,3	89,81	2,36	3,12	37,18	1.140	2,51
	Baixa – 15,86*	65,70	21,41	4,95	1,91	38,95	955	1,36
LGrd	Média – Alta – 31,53 – 387,43	71,47 – 76,60	424,07	1,44	4,13	36,21	1.703	3,77
GrdFino	Alta – 80,26*	70,9 – 73,10	143,32	2,03	2,62	34,51	885	3,26
BtGrd	Alta – 69,99*	66,22 – 68,90	126,16	3,23	5,09	47,11	3.835	1,96
Qtz Dr	Baixa – 8,07*	51,30 – 63,10	23,53	7,71	1,69	45,03	930	0,94
Enclaves	Baixa – 30,8*	64,11 – 66,00	30,8	6,91	2,62	37,28	897	1,42
Suíte	Alta – 462,87*	69,97 – 73,91	462,87	24,58	7,21	32,41	2.054	3,78
Guarantã	Média – 125,23*	70,08 – 74,39	125,23	11,24	2,66	36,43	1.931	3,86
Grd. Rio Maria	Média – 32,93	63,23 – 72,58	36,82	1,52	1,98	50,59	1.345	1,52

TdhMg: Trondhjemitos Mogno; LGrd: leucogranodioritos; GrdFino: granodioritos finos; BtGrd: biotita granodiorito; Qtz Dr: quartzo dioritos; \*valores médios; \*\*valores expressos em óxidos.

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). Nesse sentido, o maior fracionamento de ETRP (alto La/Yb) e Y (alto Sr/Y) identificado nas rochas trondhjemiticas 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 anfibolitos (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 e 13F). Já os enclaves, apesar de apresentarem aspectos texturais semelhantes aos dos granitoides TTG, apresentam caráter mais primitivo e padrão ETR horizontalizado, indicando que essas rochas representam magma gerado fora do campo de estabilidade da granada (Figura 13F), em condições de pressões inferiores àquelas dos trondhjemitos (1,0 GPa) e cuja origem pode ser associada a platôs oceânicos tectonicamente espessados e não a *slab melt*. Admite-se que a quantidade de *melt* tonalítico formado é uma resposta a repetidas intrusões toleíticas e encurtamento crustal em limites de placas convergentes (arco oceânico). Nesse 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 esse protólito (toleítico de arco) contém menos Al e Na e mais Fe e Mg, quando comparado aos *mid-ocean ridge basalt* (MORBs), e forma um resíduo rico em anfibólio em baixas pressões (entre 10 e 14 kbar), o que pode ser usado como indicativo do caráter mais primitivo dos enclaves tonalíticos em relação aos trondhjemitos (Figuras 8C e 8D).

Os baixos teores de MgO (< 1%), as altas razões Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (> 2,0) e os conteúdos moderados a baixos de Ba + Sr (< 1.500 ppm) sugerem um componente basáltico como fonte dos trondhjemitos da área de Bannach. No diagrama ternário Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO + MgO) - 3CaO e 5(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>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 (Gd/Er)<sub>N</sub> (2,0 a 6,5) nos trondhjemitos sugere significativa variação na profundidade de geração de magma, com o aumento da influência da granada no resíduo da fusão (Er 1,06). Já nos enclaves tonalíticos, o alto conteúdo de ETRP (baixa razão La/Yb) e a baixa razão (Gd/Er)<sub>N</sub> (~2) apontam para uma fonte sem granada no resíduo (Er 3,085). A relação entre a distribuição das amostras das variedades tipo TTG e os indicadores petrogenéticos discutidos anteriormente pode ser visualizada nos diagramas discriminantes (Gd/Er)<sub>N</sub> versus MgO (Figura 13E) e (Ba + Sr)/100 versus 1/Er versus Er (Figura 13F).

#### 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 DRM até a porção sul do Domínio Carajás (Silva e Oliveira, 2013; Leite-Santos e 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. Entre 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 os típicos magmas TTGs arqueanos (Figuras 2, 10A e 10B). No entanto, divergem delas e dos demais granitoides pelo forte empobrecimento em elementos compatíveis ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Ni}$ ) e HFSE (Nb e Y), e pelo notável enriquecimento em  $\text{Na}_2\text{O}$  (Figuras 8B–8F).

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 pelos 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 “TTGs 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 DRM da Província Carajás, granitoides com fortes afinidades geoquímicas com os TTGs transicionais (granitos calcioalcalinos 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 (Figura 12C) (baixos conteúdos de HFSE e baixas razões  $\text{Rb/Sr}$  e  $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ ), seus teores mais elevados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , o maior empobrecimento em Rb, assim como o intervalo mais restrito de  $\text{SiO}_2$  (71 – 76%) do grupo de amostras, distinguem-nos claramente daqueles pertencentes à Suíte Guarantã do DRM (Figuras 8A, 8F, 9A e 9B). Para os demais elementos, nota-se forte superposição das rochas de Bannach com os membros mais enriquecidos em sílica dessa suíte (Figuras 8 e 9). Por outro lado, esses dois grupos apresentam semelhanças no que diz respeito aos conteúdos elevados de Ba e Sr e ao padrão fortemente fracionado de ETR (altas razões  $\text{La/Yb}$  e  $\text{Sr/Y}$ ), e amostras representativas da Suíte Guarantã apresentam tipos com maior fracionamento de ETRP.

Os dados apresentados mostram que os leucogranodioritos de Bannach possuem alguns aspectos geoquímicos também observados nos TTGs transicionais (altos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , e baixo conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$ ), e que, sobretudo, sobrepoem-se com aqueles dos típicos TTGs em diversos diagramas discriminantes de granitoides arqueanos, como o diagrama  $\text{TiO}_2 \times \text{K/Na}$  de Moyen et al. (2003) (Figura 12B) e o diagrama 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 essas rochas apresentam *trends* de evolução distintos (descontínuos e paralelos entre 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  $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$  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  $\text{K}_2\text{O}$  em líquidos produzidos por fusão parcial de TTGs varia entre 2 e 6% (Patiño-Douce e Beard, 1995; Skjerlie e Johnston, 1996), contrastando com os baixos teores desse óxido para os leucogranodioritos de Bannach (< 2%) (Tabela 2). Além disso, os padrões similares de fracionamento de ETR em relação aos TTGs atestam que essas rochas provavelmente não foram oriundas de magmas precursores desses 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 e Smithies, 2007), mostram que o controle composicional dessas rochas pode ter ocorrido em função de dois ou mais processos:

- graus variáveis de fusão parcial de basaltos sob diferentes níveis de pressão, o que controlaria a mineralogia residual predominante (particularmente a granada e os feldspatos), exercendo forte controle no comportamento de ETRP,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e das razões  $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$  e  $\text{Sr/Y}$ ;
- 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 e Jones (1994) como referência aos granitos caledonianos 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 (> 1.000 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 12D). Diversos autores têm admitido que os granitos de alto Ba-Sr foram derivados por:

- fusão parcial de ilhas ou platôs oceânicos subductados;
- *underplating* de uma crosta máfica;
- fusão parcial de manto litosférico metassomatizado por fluidos carbonatíticos (Tarney e Jones, 1994; Fowler et al., 2001, 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 os trondhjemitos de Bannach. Por outro lado, a natureza rica em sílica dos leucogranodioritos sódicos de Bannach, assim como a ausência de fases máficas a intermediárias e a falta de afinidade geoquímica com os sanukitoídes (Figuras 8 e 12D), 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, em que um líquido granítico gerado a partir da cristalização fracionada de um magma de afinidade sanukitoide interage, em diferentes proporções, com magma trondhjemítico. Nesse 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 anteriormente, representariam líquidos residuais enriquecidos em elementos incompatíveis. Ainda nesse sentido, o forte empobrecimento em elementos compatíveis (Ni, #Mg e CaO) das rochas de Bannach em relação aos granitoídes TTG e àqueles de afinidade sanukitoide, além de seus conteúdos mais elevados de Na<sub>2</sub>O, Ba e Sr, não parece representar um membro intermediário entre esses 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 granitoídes TTG, é coerente supor que a origem dessa variedade esteja relacionada à fusão de rochas máficas de baixo-K (Figura 13D) em condições análogas àquelas que deram origem aos trondhjemitos, cujas médias e altas razões  $(La/Yb)_N$  e Sr/Y, e baixas razões Nb-Ta (Tabela 3), indicam que seu magma parental está relacionado à fusão em altas pressões (> 1,5 GPa) com granada no resíduo. Nota-se, nas Figuras 13E e 13F, maior empobrecimento em Er nos granitoídes sódicos em relação aos demais.

Por fim, baseado em tais afirmações, é possível supor um cenário para a geração dos leucogranodioritos sódicos de Bannach, onde a fusão de uma crosta formada por basaltos toleíticos enriquecidos (gerada pela fusão do manto metasomatizado por meio da *slab break-off* da crosta oceânica subductante em 2,87 Ga) instalada abaixo de uma crosta TTG antiga (2,92 – 2,96 Ga) geraria magmas félsicos enriquecidos em N<sub>2</sub>O (trondhjemíticos?), que, por sua vez, poderia assimilar a crosta TTG mais antiga e ser responsável pelo enriquecimento em LILEs e pela composição predominantemente granodiorítica dessas rochas. No diagrama petrogeológico da Figura 13D, o caráter transicional dessas rochas

é dado pela incidência de suas amostras tanto no campo de granitoídes originados pela fusão de rochas máficas quanto daqueles gerados a partir uma fonte TTG.

#### *Biotita granodioritos e quartzo dioritos*

Os biotita granodioritos e os quartzo dioritos possuem ocorrências restritas na área de Bannach: 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 granitoídes por apresentarem, entre outros aspectos, conteúdos mais elevados de Ni, Cr e MgO (Figuras 8D e 9C). Além disso, a variedade biotita granodiorito é notoriamente a mais enriquecida em K<sub>2</sub>O (Rb), Ba e Sr, enquanto os quartzo dioritos representam um magma mais primitivo com conteúdo mais elevado de ETRP (baixas razões La/Yb — Figura 13A) e Y (baixas razões Sr/Y — Figura 13B), maiores razões Nb-Ta (Figura 13C) e anomalias negativas de Nb-Ta-Ti-P mais discretas (Figura 11F). Os aspectos geoquímicos atribuídos a esses granitoídes denunciam suas afinidades geoquímicas com as rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria, que é formada por granodioritos, rochas intermediárias acamadadas e enclaves quartzo dioríticos. Tais rochas são enriquecidas em elementos tanto de afinidade crustal (LILE — Ba, Sr e K) quanto mantélica (Mg, Ni e Cr), o que sugere a participação de um manto metasomatizado para a origem delas (Oliveira et al., 2009; Santos e 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 SiO<sub>2</sub> 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, indica 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 um magma parental félsico, um componente máfico atuando na origem dessas rochas. Tais aspectos, aliados à distribuição de suas amostras no diagrama discriminante para elementos maiores, mostram que essa variedade também tende a se aproximar dos granitos tipo *Closepet* (granitos denominados de alto-Mg e alto-K) (Figura 12B) do Cráton Dhawar (Moyen et al., 2003), os quais são mais enriquecidos em Mg do que os sanukitoídes 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 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 a magmas incomuns de alto teor de HFSE, Mg, ETR 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  $\text{SiO}_2$  (63,1 – 51,3%) inferior ao que é atribuído aos típicos sanukitoides, e seus elevados conteúdos de #Mg, Cr e Ni a relaciona diretamente a uma fonte mantélica. Para explicar o empobrecimento em LILE (Ba + Sr » 1.000 ppm e K < 2%) dessas rochas, seu magma máfico parental seria gerado em profundidades mais rasas do que aqueles dos granodioritos — o que pode ser observado pelas baixas razões  $(\text{La/Yb})_N$  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):  $(\text{Gd/Er})_N$  versus MgO (Figura 13E) e  $(\text{Ba + Sr})/100$  versus  $1/\text{Er}$  versus Er (Figura 13F). Aliado a isso, as altas razões Nb/Ta apresentadas pelos dioritos (Figura 13C) também descartam a hipótese de 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 DRM (Santos e Oliveira, 2016), a origem dos dioritos de Bannach ocorreu 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 àquele 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).

## CONCLUSÕES

Baseado nos dados obtidos por meio de mapeamento geológico, além daqueles petrográficos e geoquímicos discutidos para os granitoides da área de Bannach neste trabalho, chegamos às seguintes conclusões:

- A área de Bannach é formada por trondhjemitos, leucogranodioritos, biotita granodioritos e tonalitos com anfibólio de afinidade sanukitoide, além de enclaves tonalíticos e granitoides finos intrusivos nas demais unidades;
- Os TTGs formam um grande batólito na porção centro-sul da área e são associados ao Trondhjemitito Mogno. Suas altas razões La/Yb, Sr/Y e Gd/Er indicam que foram originados em elevadas pressões (acima de 1GPa) na zona de estabilidade da granada (profundidades > 35 km). Foram derivados de líquidos máficos de baixo-K, e o maior fracionamento de ETRP sugere que sua origem é relacionada à fusão parcial de granadas anfibolitos em ambientes de subducção. Já os enclaves tonalíticos apresentam elevados conteúdos de MgO, CaO e Ni em relação aos trondhjemitos; aliado a baixas razões La/Yb e Sr/Y, atestam forte influência mantélica em sua formação sob pressão inferior aos trondhjemitos (≈ 1,0 GPa), fora da zona de estabilidade da granada. Sua origem pode estar associada a platôs oceânicos tectonicamente espessados como resposta a repetidas intrusões toleíticas e encurtamento crustal em limites de placas convergentes (arco oceânico);
- O caráter transicional entre composições granodioríticas a trondhjemiticas dos leucogranodioritos de Bannach, bem como sua afinidade com típicos TTGs, são indicados por suas médias a altas razões  $(\text{La/Yb})_N$  e Sr/Y. Entretanto, sua natureza mais rica em  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ba e Sr, além do maior empobrecimento em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e MgO, não permitem uma origem comum para os dois magmas. É possível supor um cenário para geração dos leucogranodioritos sódicos de Bannach, onde a fusão de uma crosta formada por basaltos toleíticos enriquecidos (gerada pela fusão do manto metassomatizado por meio da *slab break-off* da crosta oceânica subductante em 2,87 Ga) instalada abaixo de uma crosta TTG antiga (2,92 – 2,96 Ga) geraria magmas félsicos enriquecidos em  $\text{N}_2\text{O}$ , que, por sua vez, poderia assimilar a crosta TTG mais antiga e ser responsável pelo enriquecimento em LILE e pela composição predominantemente granodiorítica dessas rochas;
- Os biotita granodioritos e os quartzo dioritos ocorrem restritamente na área de Bannach e se distinguem dos demais granitoides pelos seus elevados conteúdos de Ni, Cr e #Mg. Seus aspectos geoquímicos denunciam afinidades com rochas sanukitoides (Suíte 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), associado aos mais altos conteúdos de SiO<sub>2</sub>, quando comparados aos quartzos 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. Além disso, tal enriquecimento em LILE dessas rochas, associado aos elevados teores de HFSE, Mg, Cr e Ni, somado à presença de enclaves máficos, sugere que essa variedade possui magmas parentais félsicos, bem como um componente máfico (alto-K) atuando em sua origem, aproximando-se dos granitos tipo *Closepet*. Por sua vez, os tonalitos com anfibólio ( $\pm$  quartzos dioritos) são mais primitivos que os típicos magmas sanukitoides (teores mais elevados de #Mg, Cr e Ni), o que os relaciona a uma fonte mantélica. Além disso, as baixas razões La/Yb e Sr/Y indicam que essas rochas se formaram em baixas profundidades, cuja origem seria a partir de um manto metassomatizado por fluidos da *slab*, tal como é admitido para os enclaves máficos associados às rochas da Suíte Sanukitoide Rio Maria.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) o 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), o suporte técnico; à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA) o suporte logístico; e aos geólogos Bhrenno Marangoanha, Pablo Leite, Eleilson Gabriel, Natânia Santos, Vinícius Eduardo, Diwhemerson Barbosa, Rodrigo Santos e Fernando Fernandes as etapas de campo, laboratoriais e as discussões ao longo deste trabalho. Esta pesquisa recebeu o suporte financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico — CNPq (D.C. Oliveira - Proc. 311647/2019-7 e 435552/2018-0).

## 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. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- 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(3-4), 235-257. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.026>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.008>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>
- Almeida, J. A. C., Dall'agnol, R., Rocha, M. C. (2017). Tonalite-trondhjemite and leucogranodiorite-granite suites from the Rio Maria domain, Carajás Province, Brazil: implications for discrimination and origin of the Archean Na-granitoids. *The Canadian Mineralogist*, 55(3), 437-456. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600068>
- Arzi, A. A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44(1-4), 173-184. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90069-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90069-0)
- Barker, F., Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(10), 596-600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2)
- Champion, D. C., Smithies, R. H. (2001). Archean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: K. F. Cassidy, J. M. Dunphy, M. J. Van Kranendonk (eds.). *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Archean Symposium* (p. 134-136). AGSO-Geoscience Australia, Perth, Record.
- Champion, D. C., Smithies, R. H. (2007). Chapter 3.4 Geochemistry of Paleoproterozoic Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth. *Developments in Precambrian Geology*, 15, 369-410. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(07\)15043-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(07)15043-X)
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1-4), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Dall'agnol, R., Teixeira, N. P., Rämö, O. T., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Oliveira, D. C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80(1-4), 101-129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>

- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C., Lamarão, C. N. (2013). Magmatismo granitoide arqueano e evolução geológica do Subdomínio de Transição da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de Ciências Naturais*, 8(3), 251-256.
- Davis, W. J., Fryers, B. J., King, J. E. (1994). Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. *Precambrian Research*, 67(3-4), 207-241. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90011-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90011-6)
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of The Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73(3), 135-149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>
- Evensen, N. M., Hamilton, P. T., O'Nions, R. K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 42(8), 1199-1212. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.022>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>
- Foley, S. F., Tiepolo, M., Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840. <https://doi.org/10.1038/nature00799>
- 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(3), 521-534. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.3.521>
- 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(1-2), 129-148. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.03.003>
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.11.2033>
- 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. <https://doi.org/10.1139/e06-082>
- 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 de Ciências Naturais*, 9(3), 533-564.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Nova York: Springer.
- Guimarães, F. V., Dall'agnol, R., Almeida, J. A. C., Oliveira, M. A. (2010). Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariázinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2), 196-211. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2010402196211>
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Hölttä, P. (2009). Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 174(1-2), 155-162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.07.008>
- Hanson, G. N. (1989). An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in Mineralogy*, 21(1), 79-97. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-007>
- 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(1-4), 27-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001>
- 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. *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais, 3, 1438-1453. Belém: SBG.

- 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(5), 523-547. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egl013>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.05.004>
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J. J., Mahabaleswar, B. (1995). Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the *Closepeth* batholith, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 314-329. <https://doi.org/10.1007/BF00307290>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. 2. ed. 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*. Tese (Doutorado). Belém: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 330 p.
- 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(4), 447-458. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004344447458>
- Leite-Santos, P. J., Oliveira, D. C. (2016). Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá, Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, 16(2), 37-66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>
- 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. *31<sup>st</sup> International Geology Congress*. 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 de Ciências Naturais*, 7, 263-288.
- Martin, H., Moyen, J. F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Le Pennec, J. L. (2014). Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, 198-199, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.017>
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2), 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- McCulloch, M. T., Gamble, J. A. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90029-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90029-H)
- Medeiros, H., Dall’agnol, R. (1988). Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais, 3, 1488-1499. Belém: SBG.
- Moyen, J. F. (2009). High Sr/Y and La/Y ratios: the meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112(3-4), 556-574. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.001>
- Moyen, J. F., Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312-336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>
- Moyen, J. F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B. (2003). Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127(1-3), 103-123. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00183-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00183-9)
- Moyen, J. F., Stevens, G., Kisters, A. F. M., Belcher, R. W. (2007). TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Developments in Precambrian Geology*, 15, 606-668. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(07\)15056-8](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(07)15056-8)

- Nagel, T. J., Hoffmann, J. E., Münker, C. (2012). Melting of Eoarchean TTGs from thickened mafic arc crust. *Geology*, 40(4), 375-378.
- Nockolds, S. R., Allen, R. (1953). The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 4(3), 105-142. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90055-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90055-6)
- 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. *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais. Salvador: SBG. CD-ROM.
- Oliveira, M. A., 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.017>
- 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(2-3), 146-160. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003>
- 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(10), 2121-2148. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq051>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00098-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00098-6)
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707>
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth, M. J. Norry (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, p 230-249.
- Pearce, J. A., 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. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Peccerillo, A., 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. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pimentel, M. M., Machado, N. (1994). Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú: SBG.
- Polat, A. (2012). Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, 40(4), 383-384. <https://doi.org/10.1130/focus042012.1>
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. (2003). Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425, 605-609. <https://doi.org/10.1038/nature02031>
- Rapp, R. P., Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4), 891-931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O)
- 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 de 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. *4th South American Symposium on Isotope Geology*. Expanded Abstracts. Salvador. CD-ROM.
- Santos, A., Pena Filho, J. I. C. (2000). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Xinguara, Folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. CD-ROM.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica do Escudo 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: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

- Santos, M. J. P., Lamarão, C. N., Lima, P. H. A., Galarza, M. A., Mesquita, J. C. L. (2013a). 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 de Ciências Naturais*, 8(3), 325-354.
- Santos, M. J. P., Silva, C. R. P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013b). Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG – Regional Norte. CD-ROM.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.002>
- Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Dall’agnol, R., Guimarães, A. V. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de Ciências Naturais*, 8(3), 257-290.
- Shand, S. J. (1950). *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4. ed. Londres: John Wiley, 488 p.
- Shirey, S. B., Hanson, G. N. (1984). Mantle-derived Archaean monozodiorites and trachyandesites. *Nature*, 310(5974), 222-224. <https://doi.org/10.1038/310222a0>
- Silva, A. C., Dall’agnol, R., Guimarães, F. V., Oliveira, D. C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica de associações tonalíticas e trondhjemiticas arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de 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 de Ciências Naturais*, 8(3), 383-415.
- Silva, F. F., Oliveira, D. C., Antonio, P. Y. J., D’Agrella Filho, M. S., 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.016>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.004>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.661>
- Sylvester, P. J. (1994). Chapter 7 Archean granite plutons. *Developments in Precambrian Geology*, 11, 261-314. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70225-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70225-1)
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Stern, R. J., Shukuno, H., Kawabata, H., Embley, R. W., Hirahara, Y., Chang, Q., Kimura, J.-I., Tatsumi, Y., Nunokawa, A., Bloomer, S. H. (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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr022>
- 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(5), 855-868. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855>
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 471-485.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its evolution and composition*. Londres: Blackwell.
- Teixeira, M. F. B. (2013). *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-PA*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 184 p.
- 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(3), 491-515. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.491>

- 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. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.*
- Vernon, R. H., Collins, W. J. (1988). Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16(12), 1126-1129. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<1126:IMIM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<1126:IMIM>2.3.CO;2)
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00476-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00476-9)
- 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(3-4), 424-446. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.010>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0181-0>
- Wilson, B. M. (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Estados Unidos: Harper Collins Academic, 466 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winther, T. K. (1996). An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology*, 127(1-3), 43-59. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00087-9)
- 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(1), 126-138. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.08.005>