

Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA): implicações tectônicas para a Província Carajás

*TTG Granitoids from the Água Azul do Norte (PA, Brazil):
tectonic implications for the Carajás Province*

Marcela da Silva Santos^{1,2}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2}, Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2}

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará - UFPA, Rua Augusto Corrêa, 1 - CEP 66075-110, Belém, PA, BR (mssantosgeo@gmail.com; davis@ufpa.br; eleilson@ufpa.br)

²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides, Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR.

Recebido em 15 de fevereiro de 2017; aceito em 21 de novembro de 2017

Resumo

A crosta TTG de Água Azul do Norte, inserida no contexto geológico da Província Carajás, situada na porção sul do Domínio Carajás (DC), próximo ao limite com o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, é predominantemente trondhjêmica, mostra forte afinidade com as ocorrências TTG do DC e difere daquelas do Domínio Rio Maria (DRM), por apresentar termos mais evoluídos, conteúdos menos expressivos de minerais acessórios primários, ausência de plagioclásio intensamente descalcificado e ser essencialmente peraluminosa. Apresenta médias e altas razões La/Yb e Sr/Y, e baixas de Nb/Ta, indicando que foi formada a partir da fusão parcial de granada-anfibolito, em condições de altas a intermediárias pressões (~1,0 – 1,5 GPa). Os megaclastos tonalíticos identificados possuem características mineralógicas e geoquímicas que não permitem associá-los às típicas associações TTG. O padrão elementos terras raras (ETR) horizontalizado (baixas razões La/Yb) sugere que essas rochas foram geradas fora do campo de estabilidade da granada, sob pressões inferiores àquelas dos granitoides TTG ($\leq 1,0$ GPa). Estes representariam magmas de comportamento transicional entre os típicos TTG e as rochas afins de sanukitoides. O caráter menos evoluído dos *enclaves* em relação às rochas do Tonalito São Carlos de ~2,93 Ga, com seu padrão estrutural caótico, sugere que esses possam representar partes preservadas de uma crosta ainda mais antiga. A crosta TTG estudada na região de Água Azul do Norte registra, pelo menos, dois importantes momentos de deformação atuantes na área com eixos de encurtamento principal coincidentes (N10-20°E). O primeiro momento (D1) é evidenciado pelo bandamento composicional (E-W) gerado por um forte componente de cisalhamento puro durante a colocação dos granitoides TTG em ~2,93 Ga. A fase tardia de deformação dúctil (D2), dada sob condições de metamorfismo de fácies anfibolito médio (550°C), é marcada pela transposição de cisalhamento simples e puro das estruturas pretéritas que deram origem aos padrões de foliação NW-SE, N-S, NE-SW e E-W. Esse momento de deformação está registrado nas intrusões tardias de leucogranitos sin a tardi-tectônicos de ~2,87 Ga, nos corpos anfibolíticos e nas rochas encaixantes próximas a essas intrusões. A deformação transpressiva identificada na área sugere que as convergências de placas foram atuantes durante o período de 2,93 e 2,87 Ga, sendo que, durante a última fase da transpressão, o *strain* foi particionado, com a tensão total de cisalhamento simples acomodada em zonas e bandas de cisalhamento. Uma consequência disso seria a preservação de regiões de baixa deformação entre zonas de cisalhamento, controladas por cisalhamento puro. A existência de uma crosta TTG na área de Água Azul do Norte distinta daquela do DRM, aliada a um complexo padrão deformacional que quase sempre está associado a processos de migmatização, sugere que a mesma não representa uma extensão daquele domínio, e sim um bloco mesoarqueano independente e sem registros da atuação de eventos neoarqueanos, o que também não estaria em conformidade com a definição atribuída ao DC.

Palavras-chave: TTG; Mesoarqueano; Deformação; Granitoides; Província Carajás.

Abstract

The TTG crust from the Água Azul do Norte, inserted in the geological context of the Carajás Province, located in the southern portion of the Carajás Domain, near the limit with the Granite-Greenstone Terrain of Rio Maria, is dominantly trondhjemitic and are strongly akin to others TTG occurrences in Carajás domain, and differing from those of the Rio Maria domain due the presence of evolved terms, lower primary accessory minerals contents and for being essentially peraluminous.

It exhibits moderate to high La/Yb and Sr/Y ratios, and low Nb/Ta ratio, which indicates that they were produced from partial melt of metamafic source, at high to intermediate pressure conditions (~1.0–1.5 GPa), but still in the garnet stability field. The large tonalitic enclaves identified have particular mineralogical and geochemical features that do not allow associating them with the typical TTG associations. The flat Rare Earth Elements (REEs) pattern (low La/Yb ratio) indicates that they were produced out the garnet stability field, in lower pressure conditions than TTG granitoids (≤ 1.0 GPa), and they could represent magmas with transitional behavior between typical TTG and sanukitoids. The less-evolved character of the enclaves, regarding that of the São Carlos tonalite of 2.93 Ga, associated with their chaotic structural patterns, suggests that these enclaves can represent preserved parts of an even older crust. The TTG crust studied in the region Água Azul do Norte region records at least two important deformational moments played in the area with coincident principal shortening axis (N10–20°E). The first moment (D1) is evidenced for the compositional banding (E-W) formed by a strong pure shear component during the TTG granitoids emplacement in 2.93 Ga. The late phase of ductile deformation (D2), under medium amphibolite metamorphism facies conditions (550°C), is marked by the transposition of simple and pure shear of the ancient structures, which originated the NW-SE, N-S, NE-SW and E-W foliation patterns. This deformational moment is registered to late intrusions of sin to post-tectonic leucogranites of 2.87 Ga, amphibolite bodies and the host rocks next to these intrusions. The transpressive strain identified in the area suggests that the plates convergence was active between 2.93 and 2.87 Ga, and, during the last phase of transpression, the strain was partitioned with the total stress of simple shear being accommodated in shear zones and shear bandings. As consequence, there is the preservation of regions with low deformation among shear zones controlled by pure shear. The existence of a TTG crust in Água Azul do Norte region compositionally distinct from Rio Maria domain, in addition to a complex deformational pattern that is usually associated with migmatization processes, suggest that this portion of Carajás domain does not represent an extension of the Rio Maria domain, but an independent Mesoarchean crust block without records of Neoproterozoic events, which would not be in compliance to the definition attributed to Carajás domain.

Keywords: TTG; Mesoarchean; Deformation; Granitoids; Carajás Province.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, considerada como o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1981), é apontada por Santos (2003) como uma província geocronológica independente, ou fazendo parte do contexto geológico da Província Amazônica Central de Tassinari e Macambira (2004) (Figura 1A). Em função de seu enorme potencial metalogenético, ela tem sido alvo de diversos estudos geológicos ao longo das últimas décadas, resultando na individualização de diversos granitoides com composições e idades distintas, anteriormente considerados como Complexo Xingu (Silva et al., 1974), e que resultaram em propostas de compartimentação da referida província em segmentos crustais tectonicamente distintos (Costa et al., 1995; Souza et al., 1996; Althoff et al., 2000; Dall’Agnol et al., 2006). Vasquez et al. (2008), em revisão à geologia do Estado do Pará seguindo a proposta de Santos (2003), dividiram essa província em dois domínios tectônicos distintos (Figura 1B):

1. Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), formado por sequências *greenstone belts* (3,0 e 2,9 Ga), granitoides da associação tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (TTG; 2,93 – 2,96 Ga), sanukitoides (2,87 Ga), leucogranitos de alto Ba-Sr e alto K (2,86 – 2,87 Ga) (Pimentel e Machado, 1994; Avelar, 1996; Souza et al., 2001; Dall’Agnol et al., 2006; Oliveira et al., 2009, 2011; Almeida et al., 2010, 2011, 2013; Ronaib e Oliveira, 2013; Santos e Oliveira, 2016);
2. Domínio Carajás (DC), formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga), geologicamente menos

conhecido e que ainda contempla uma extensa área formada por rochas indiferenciadas do Complexo Xingu.

Mais recentemente, trabalhos desenvolvidos por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides da Universidade Federal do Pará (UFPA) mostraram que o DC não corresponderia a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, sugerindo a adoção das denominações Subdomínio Canaã dos Carajás (SDCC) e Subdomínio Sapucaia (SDS) para as porções norte e sul desse domínio, respectivamente (Dall’Agnol et al., 2013) (Figura 1C). Esses subdomínios são limitados por grandes descontinuidades regionais de direção E-W e apresentam significativas diferenças em sua evolução geológica, reconhecidas a partir das associações litológicas presentes nesses blocos. O SDCC é caracterizado pela dominância de granitos *stricto sensu* e associações charnoquíticas neoarqueanas, com raras ocorrências de TTG e granitos anorogênicos (Feio et al., 2012, 2013; Dall’Agnol et al., 2013; Rodrigues et al., 2014; Cunha et al., 2016), enquanto o SDS é formado por granitoides do tipo TTG, sanukitoides e leucogranitos diversos, análogos àqueles identificados no DRM, sendo, porém, afetados por eventos neoarqueanos (Santos et al., 2013a; Santos et al., 2013b; Teixeira et al., 2013; Gabriel e Oliveira, 2014; Silva et al., 2014; Leite-Santos e Oliveira, 2014, 2016). Contudo, ainda não há conhecimento detalhado sobre a crosta TTG que aflora no SDS, especificamente na região de Água Azul do Norte, uma vez que nos trabalhos ali realizados tal variedade foi alvo apenas de estudos petrográficos e geoquímicos preliminares, impossibilitando que se conhecesse a

extensão da área aflorante dessa crosta, sobretudo suas afinidades petrológicas e seus principais aspectos evolutivos.

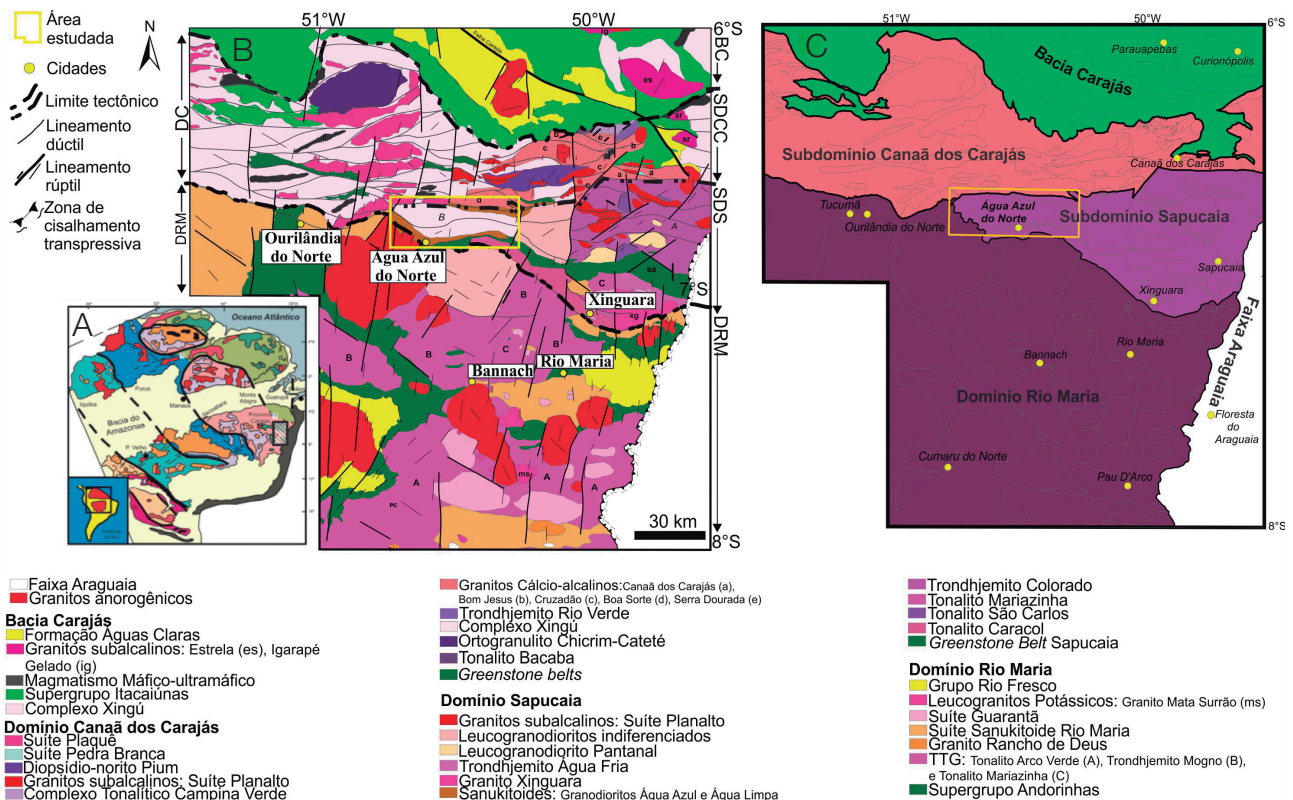
Este trabalho visou a aprimorar a caracterização geológica das associações tonalítica-trondhjemiticas de Água Azul do Norte, permitindo a identificação de suas diferentes variedades litológicas, relações de contato, distribuição espacial, feições texturais, assinaturas geoquímicas, bem como a avaliação de possíveis efeitos metamórficos e deformacionais nessas rochas. Dessa forma, o conhecimento sobre a geologia e a natureza desses granitoides permitirá um avanço considerável para a compreensão dos processos que levaram à formação e à estabilização da crosta arqueana dessa região, e poderá auxiliar no entendimento da compartimentação e evolução tectônica do DC e de suas relações com o DRM.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O DRM, de idade mesoarqueana (3,0–2,87 Ga), é formado por *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas com idade de 3,0 e 2,9 Ga (Macambira e Lancelot, 1991; Pimentel e Machado, 1994; Avelar, 1996; Lafon et al., 2000; Souza et al., 2001; Rolando e Macambira, 2003) e do Grupo

Tucumã (Araújo e Maia, 1991); granitoides do tipo TTG formados entre 2,96 e 2,93 Ga, representados pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemitite Mogno, Tonalito Mariazinha (Macambira e Lafon, 1995; Rolando e Macambira, 2003; Guimarães et al., 2010; Brasil, 2008, 2011; Ronaib e Oliveira, 2013); granitoides de alto Mg (sanukitoides) de 2,88 e 2,87 Ga, representados pela Suíte Rio Maria e rochas associadas (Oliveira et al., 2009; Santos et al., 2013a; Santos e Oliveira, 2016); leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr representados pela Suíte Guarantã e corpos análogos de 2,87–2,86 Ga (Althoff et al., 2000; Almeida et al., 2010, 2013; Santos et al., 2013a); e leucogranitos de alto K caracterizados pelos granitos Mata Surrão de ~2,86 Ga (Leite et al., 2004). Tais unidades são recobertas por rochas sedimentares arqueanas do Grupo Rio Fresco (Araújo et al., 1988) e intrudidas pelos granitos tipo-A de 1,88 Ga da Suíte Jamon (Dall'Agnol e Oliveira, 2007) e por diques félsicos e máficos (Rivalenti et al., 1998; Silva et al., 2016).

O DC, geologicamente menos conhecido, é formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,00–2,73 Ga), constitui-se de um embasamento granitoide mais antigo afetado por eventos tectono-termiais no final do Arqueano que culminaram em vasta sequência metavulcanossedimentar e intrusões



BC: Baía Carajás; DC: Domínio Carajás; DRM: Domínio Rio Maria; SDCC: Subdomínio Canaã dos Carajás; SDS: Subdomínio Sapucaia.

Figura 1. (A) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico, modificado de Tassinari e Macambira (2004); (B) mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de estudo (modificado de Almeida et al., 2011; Feio et al., 2012); (C) compartimentação tectônica da Província Carajás proposta por Dall'Agnol et al. (2013).

granitoides sintectônicas. Trabalhos recentes mostraram que esse domínio não corresponderia a um segmento tectonicamente homogêneo, sendo subdividido, com a porção norte do DRM, em dois subdomínios, o SDCC e o SDS para as porções norte e sul, respectivamente (Dall'Agnol et al., 2013).

Os granitoides reconhecidos no SDCC são representados por tonalitos sódicos distintos da série TTG arqueana, identificados como Tonalito Bacaba, com idade de 3,0 Ga, e Complexo Campina Verde, com idade de formação entre 2,87 e 2,85 Ga, datados por Moreto et al. (2011) e Feio et al. (2013), respectivamente. Tonalitos e trondhjemitos de afinidade TTG também são restritos e foram agrupados na unidade denominada Trondhjemitos Rio Verde, formada entre 2,93 e 2,87 Ga (Feio et al., 2013). Leucogranitos cálcico-alcalinos a transicionais são os tipos granitoides mais expressivos no SDCC e são representados pelos Granitos Canaã dos Carajás, com idade de cristalização de 2,96 Ga; Cruzadão, de 2,84 Ga; Bom Jesus, de 2,83 Ga; Serra Dourada, de 2,83 Ga (Feio et al., 2013); e Granito Boa Sorte, de 2,85 Ga (Rodrigues et al., 2014). Os granitoides neoarqueanos são representados pela Suíte Planalto de 2,74 Ga (Oliveira et al., 2010; Feio et al., 2012; Cunha et al., 2016) e Suíte Pedra Branca de 2,76 – 2,75 Ga (Feio et al., 2013) e rochas charnoquíticas associadas de 2,75 e 2,73 Ga (Gabriel et al., 2010; Feio et al., 2013).

No SDS foram identificados tonalitos sódicos, distintos da série TTG arqueana, representados pelo Tonalito São Carlos de 2,93 Ga (Silva et al., 2014); granitoides do tipo TTG mais antigos, representados pelo Tonalito Caracol 2,93 Ga (Leite et al., 2004; Almeida et al., 2011; Ronaib e Oliveira, 2013); TTG mais jovens, denominados de Trondhjemitos Colorado (Silva et al., 2014; Santos et al., 2013b; Leite-Santos e Oliveira, 2014) e Trondhjemitos Água Fria (Leite et al., 2004), ambos com idade de formação de 2,87 Ga; sanukitoides identificados como Granodioritos Água Azul e Água Limpa de 2,87 Ga (Gabriel et al., 2015); leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr, representados pelos leucogranodioritos Nova Canadá (Leite-Santos e Oliveira, 2016) e Pantanal de 2,87 Ga (Teixeira et al., 2013); granitos de alto-K de afinidade calcioalcalina, representados pelos granitos Xinguara de 2,86 Ga (Leite et al., 2004; Almeida et al., 2013) e Velha Canadá de 2,74 Ga (Leite-Santos e Oliveira, 2016); e granitoides subalcalinos sintectônicos afins daqueles da Suíte Planalto que foram descritos na região de Vila Jussara (Silva et al., 2014).

GEOLOGIA DOS GRANITOIDES TTG DE ÁGUA AZUL DO NORTE

Aspectos gerais

O avanço do conhecimento geológico na área de Água Azul do Norte tem mostrado que esta representa um segmento

crustal heterogêneo e predominantemente arqueano, formado por corpos de anfibolitos e de metavulcânicas máficas afins de seqüências tipo *greenstone belts*, granitoides de afinidade sanukitoide (granodioritos Água Azul e Água Limpa), granitos cálcico-alcalinos de alto-K (granitos Boa Sorte e Velha Canadá) e de alto Ba-Sr (Leucogranodiorito Nova Canadá), além de raras ocorrências de granitos subalcalinos de afinidade tipo-A. Ocorrências de granitoides tipo TTG eram, até então, raramente relatadas (Gabriel, 2012; Leite-Santos e Oliveira, 2016), uma vez que a maior parte da crosta da área de Água Azul do Norte era formada por granitoides do Complexo Xingu. Na presente pesquisa, as rochas desse complexo foram individualizadas, permitindo um avanço significativo do conhecimento sobre a geologia da área. Como resultado, foi individualizada uma extensa crosta formada por granitoides TTG e *enclaves* associados, ambos alvo deste estudo, e intrudida por diversos plútons leucogranodioríticos (Figura 2).

Os granitoides TTG de Água Azul do Norte ocupam uma área de ~300 km² disposta segundo o *trend* E-W (Figura 2) e afloram sob a forma de lajedos *in situ* em regiões nas quais o relevo é arrasado e raramente colinoso (Figura 3A). São tonalitos e trondhjemitos (Figura 3B), com restritas variações granodioríticas, de textura heterogranular média a fina. A anisotropia é dada por uma foliação bem desenvolvida, definida pela orientação da biotita, feldspatos e quartzo, além de *enclaves* máficos de tamanhos decimétricos, deformados e concordantes à foliação. A foliação mais proeminente é do tipo espçada (bandamento composicional), comumente perturbada ou sobreposta por uma foliação contínua tardia. Próximo ao contato com os granitoides TTG, os plútons intrusivos de leucogranodiorito preservam a estruturação da rocha encaixante (Figura 3C) e são frequentes feições de migmatização (metatextito). Nota-se a combinação heterogênea de duas fases distintas: uma mais escura, que representa os relictos (paleossoma) não fundidos da rocha original, e outra mais fêlsica, provavelmente a parte fundida (neossoma) (Figura 3D).

Enclaves de composição predominantemente tonalítica enriquecidos em minerais ferromagnesianos são frequentes nesses granitoides, que, em mapa, concentram-se dispostos ao longo de uma faixa na porção central da área (Figura 2), na qual afloram como pequenos corpos de tamanhos decimétricos com formas estreitas e alongadas, ou ainda como corpos de extensão decamétrica formando extensos lajedos (Figura 3E). São rochas de coloração cinza-escura, textura equigranular média, fortemente foliadas e conteúdo anfibólio modal (Figura 3F). O bandamento composicional é a estrutura dominante, delimitada pela alternância de bandas de proporções modais distintas entre anfibólio, biotita, feldspatos e quartzo.

Feições estruturais

O nível de detalhe do mapeamento geológico realizado na área de Água Azul do Norte permitiu observar que a

deformação dúctil interna da crosta TTG é heterogênea e distribui-se, pelo menos, por dois domínios: um de baixa deformação (DBD) e outro de alta deformação (DAD) (Figura 4A). Tal distribuição mostra ter forte controle reológico, dado pela presença de diques anfibolíticos e leucogranitos intrusivos, ambos relacionados às manifestações magmáticas mais jovens do que os granitoides TTG estudados. No geral, a foliação (superfícies S) mais proeminente nas rochas TTG é a espaçada, composicional e bandada, definida pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e níveis mais enriquecidos em máficos de espessura centimétrica (3 cm), frequentemente sobreposta por foliação contínua desenhada pela orientação de micas e agregados quartzo-feldspáticos deformados. Nas zonas de alta deformação desenvolve-se a foliação milonítica, que é caracterizada por porfiroclastos imersos em matriz mais fina (quartzo, feldspatos e micas) deformados sob cinemática sinistral, consistindo de foliação espaçada, disjuntiva e anastomótica. Associadas às estruturas planares, lineações de estiramento de agregados quartzo-feldspáticos, quando claramente expressas, são subverticais a sub-horizontais.

O bandamento composicional é frequentemente perturbado por dobras centimétricas, sendo comuns as assimétricas (dobras de arrasto) relacionadas às bandas de cisalhamento. Dobras de alta complexidade (ptigmáticas, em cuspide) acontecem somente nas zonas de contato com intrusões leucograníticas, associadas aos processos de migmatização e às ocorrências de veios de pegmatitos (Figura 4B). Raramente são observadas dobras simétricas intrafoliais. Bandas de cisalhamento dúcteis possuem espessura centimétrica e dimensões métricas a decamétricas, ocorrem tanto

de forma isolada como em pares conjugados, com deslocamentos sinistral ou dextral formando planos subverticais com deslocamentos sub-horizontais.

No DBD, porção central da área (Figura 4A), a crosta TTG é seccionada por restritas intrusões leucograníticas e exibe feições magmáticas associadas ao bandamento composicional ainda preservadas. As foliações possuem direções E-W e NE-SW com caimento entre 40 e 80° para norte e lineação de estiramento mineral, quando visíveis nos planos de foliações de alto ângulo, possuem mergulho de ~70° para norte. A foliação tectônica contínua sobreposta é subparalela ao bandamento e ao plano axial das dobras. No DAD, porções oeste e leste da área (Figura 4A), as rochas TTG são cortadas por um dique anfibolítico de orientação NNE de ~17 km de extensão ao oeste e por intrusões leucograníticas que originam feições de migmatização nas rochas encaixantes. As foliações apresentam um arranjo heterogêneo em diversas direções; com base nas observações de campo, distinguiram-se quatro grupos principais de orientações:

1. as de direção E-W (S'_{ew}) de mergulhos moderados a subverticais (50 – 89°) para N e S, e as suaves (25 – 40°) para N com lineação de estiramento (~20°) para N-NW;
2. as foliações NE-SW (S'_{ne}) com mergulhos entre 26 e 85° para NW e lineação de estiramento (8 – 30°) para N-NE;
3. as foliações com *trend* NW-SE (S'_{nw}) de mergulhos moderados a subverticais (50–85°) tanto para SW quanto para NE, e as suaves (10 – 40°) para NE;
4. as N-S (S'_{ns}) de mergulhos moderados a subverticais (48 – 82°) para E e W, e as suaves (9 – 42°) para W com lineações de estiramento entre 8 e 30° para WNW.

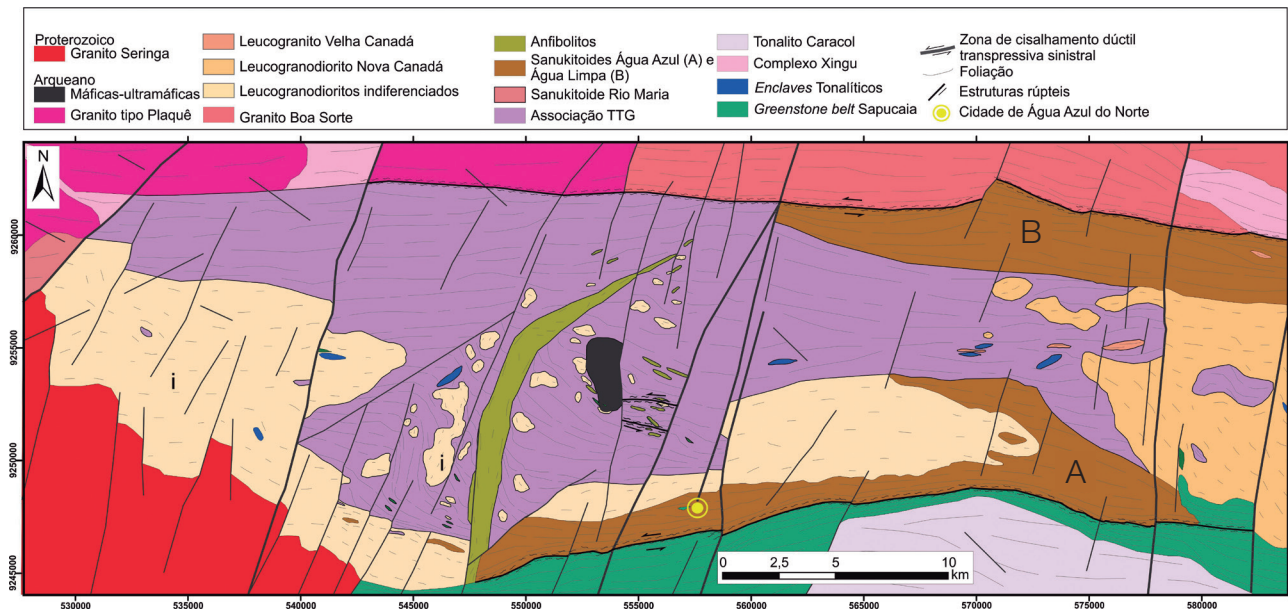


Figura 2. Mapa geológico da área de Água Azul do Norte.

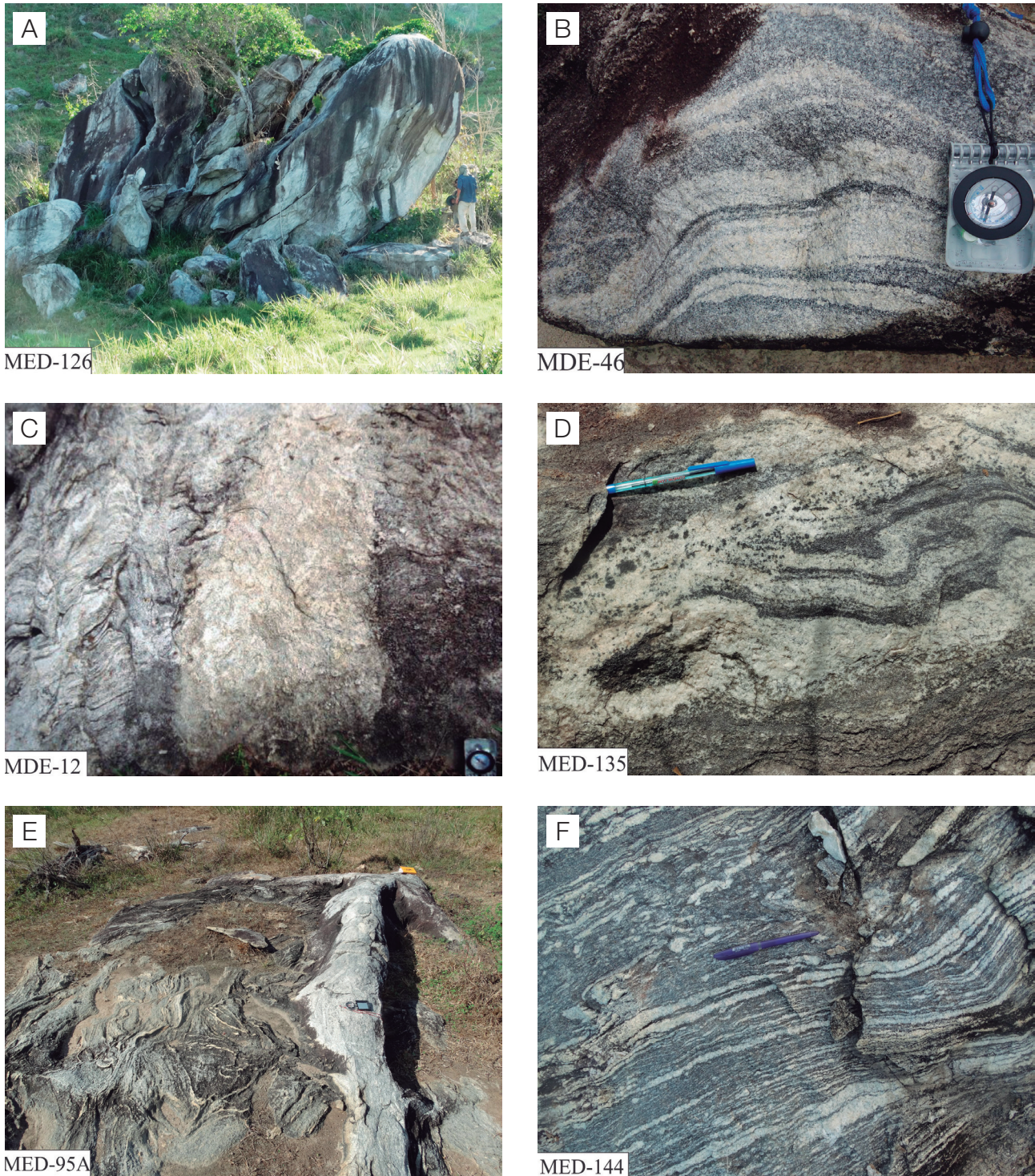


Figura 3. Aspectos de campo dos granitoides TTG e dos *enclaves*. (A) Afloramento em blocos rolado e *in situ* em relevo colinoso; (B) aspecto textural da rocha trondhjemítica com bandamento composicional levemente dobrado; (C) rocha trondhjemítica fortemente foliada e cortada por veio de leucogranito; (D) metatexito (preservação das fases mais escuras, representando os relictos (paleossoma) não fundidos da rocha original) em zona de contato com leucogranodiorito-granito intrusivo; (E) afloramento mostrando o *enclave* tonalítico incluído em rochas do leucogranodiorito-granito, onde é notável o contraste na intensidade da deformação que afetou tais rochas; (F) aspectos texturais do *enclave* tonalítico.

As possíveis relações temporais entre essas estruturas podem ser observadas e inferidas com base na análise mesoscópica de um afloramento representativo da associação TTG (MDE-12A; Figura 4B). Observa-se que o bandamento composicional do TTG apresenta direção principal E-W e inflexões para NE-SW. Intrusões de leucogranitos são conectadas e condicionadas tanto por estruturas rúpteis N-S (veios) quanto pela orientação E-W do bandamento composicional (como bolsões), sugerindo condição dúctil-rúptil para sua colocação. Cisalhamento e transposição de toda essa trama produziram foliações tectônicas NW-SE e N-S. As foliações NW-SE são planos axiais às dobras de arrasto, associadas com bandas de cisalhamento dúcteis sinistrais, ao passo que aquelas de orientação N-S estão relacionadas às bandas de cisalhamento dextrais. Ambas afetaram tanto o embasamento TTG quanto as intrusões de leucogranitos. O desenvolvimento de bandas de cisalhamento dextrais N-S nos granitoides TTG tem forte controle reológico e de estruturas preexistentes, como aquelas observadas nos contatos entre *enclaves* máficos e granitoides (Figura 4B).

As observações supradescritas não deixam claro se a foliação NE-SW é mais antiga ou formada sincronicamente com aquela de orientação NW-SE identificada em outros

afloramentos. No entanto, levando em consideração bandas de cisalhamento dúcteis sinistrais NE-SW e NW-SE identificadas em escala de mapeamento (Figura 4A) e paralelas às foliações S_{ne} e S_{nw} , pode-se inferir que parte dessas estruturas é geneticamente relacionada. Foliações miloníticas (S_m) são encontradas em restritas zonas de cisalhamento sinistrais localizadas na porção centro-oeste do corpo (Figura 4A) e mostram tramas paralelas ao bandamento composicional, direção E-W de mergulhos entre 25 e 80° e lineação de estirramento com caimento entre 25 e 69° para N.

PETROGRAFIA

Composições modais e classificação

Os granitoides TTG de Água Azul do Norte são formados pelas variedades epidoto-biotita tonalito (Ep-BtTnl) e biotita trondhjemito (BfTrd) com restritas variações granodioríticas, como pode ser visualizado no diagrama de classificação Q-A-P (Le Maitre, 2002) (Figura 5). O diagrama Q-(A+P)-M' demonstra uma clara diferença entre os conteúdos modais de minerais ferromagnesianos dos tonalitos (11,6 – 31,6%) e trondhjemitos (4,2 – 10,6%). Embora não apresentem

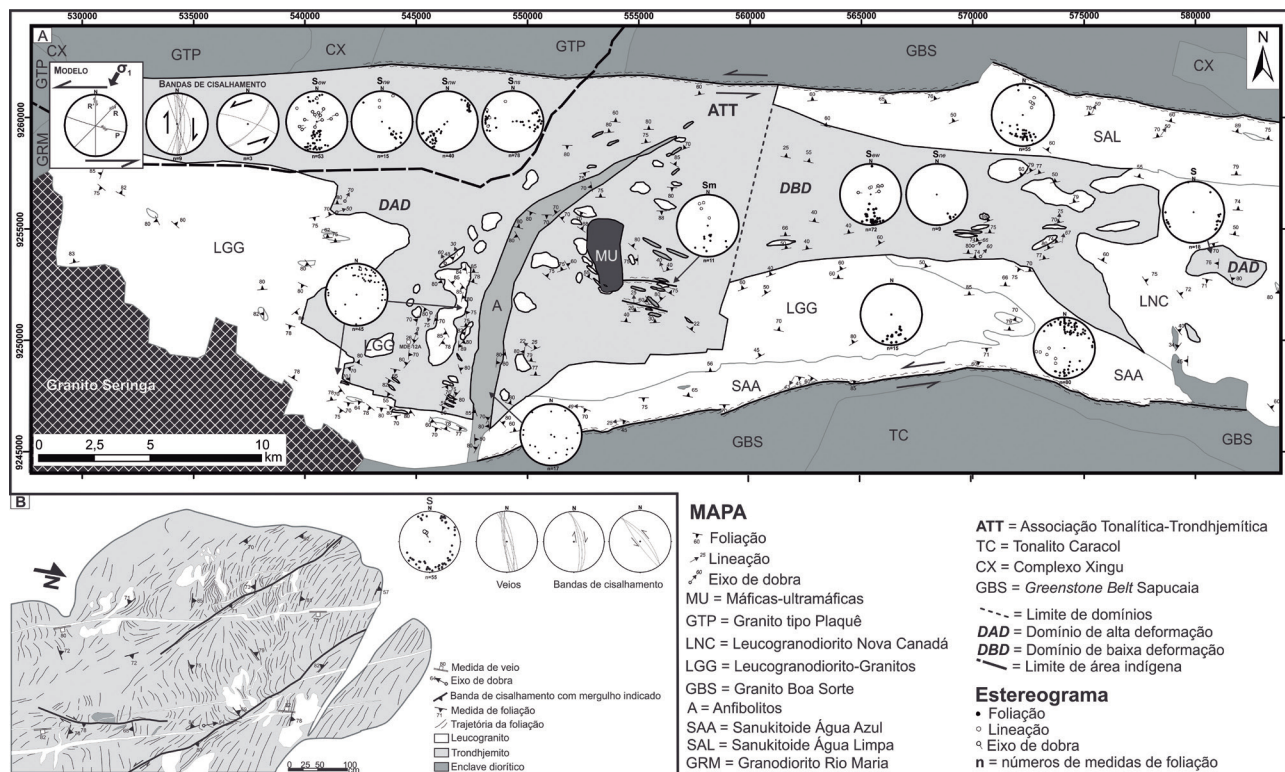


Figura 4. Mapa estrutural da área de Água Azul do Norte. (A) Projeções estereográficas de equal-área (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das estruturas dos principais litotipos mapeados na região; (B) painel estrutural do Afloramento MDE-12A, mostrando em escala de detalhe as relações entre estruturas do granitoide TTG e outros litotipos.

diferenças mineralógicas e texturais significativas, tais variedades contêm diferenças na concentração de K-feldspato, sendo comumente inexpressiva no Ep-BtTnl, ao passo que no BtTrd estão presentes em diversas concentrações. Tais rochas são compostas mineralogicamente por cristais de plagioclásio (42,8 – 63,9%), quartzo (20,8 – 35,2%) e feldspato potássico (até 12,2%). A biotita (0,2 – 20,4%) é a principal fase máfica, enquanto o epidoto₁ (até 10,5%) e a muscovita (até 3,7%) chegam a constituir composições de fase varietal nas amostras mais deformadas dos Ep-BtTnl e BtTrd, respectivamente, sugerindo serem produto de cristalização metamórfica. Titanita, allanita, apatita, zircão e minerais opacos (magnetita) têm concentrações <1% e representam as fases acessórias primárias que podem ocorrer inclusas em feldspatos e biotita; os minerais secundários (epidoto₃, carbonato e sericita) são produtos da alteração (saussuritização) do plagioclásio; clorita, titanita₂ e opaco₂ são originados a partir da alteração da biotita. Os dados modais mostram, ainda, que os *enclaves* podem ser classificados como tonalitos com variações quartzo dioríticas (Figura 5), em que anfibólio (3,8 – 18,2%), biotita (11,6 – 17,6%), epidoto (até 10,5%) e, mais restritamente, piroxênio podem ocorrer como minerais varietais. Em geral, são mais empobrecidos

em plagioclásio (31,4 – 59,3%), quartzo (10,9 – 24,8%) e feldspato potássico (<0,8%), e enriquecidos em minerais ferromagnesianos (15,6 – 47,6%) em relação aos granitoides TTG. Alterações metamórficas entre os minerais máficos são observadas principalmente pela formação de alguns cristais de anfibólio, biotita, epidoto e clorita.

Aspectos texturais e deformacionais

Os eventos deformacionais que afetaram os granitoides de Água Azul do Norte atuaram de maneira heterogênea, sendo que as amostras menos deformadas e recristalizadas, tanto dos granitoides TTG quanto dos *enclaves*, ainda preservam textura primária granular hipidiomórfica (Figuras 6A e 7A), evidenciada pela ocorrência de cristais de plagioclásio e anfibólio prismáticos com alinhamento subparalelo (Figura 6B), quartzo intersticial e agregado de minerais máficos pouco deformados (Figura 7B). Os principais mecanismos deformacionais que afetaram os minerais primários desses granitoides foram a deformação cristaloplástica, a redução da granulação, a recuperação e a recristalização. A textura, nesses casos, assume caráter heterogranular alotriomórfico (Figura 6C), desenvolvendo aspecto milonítico nas amostras

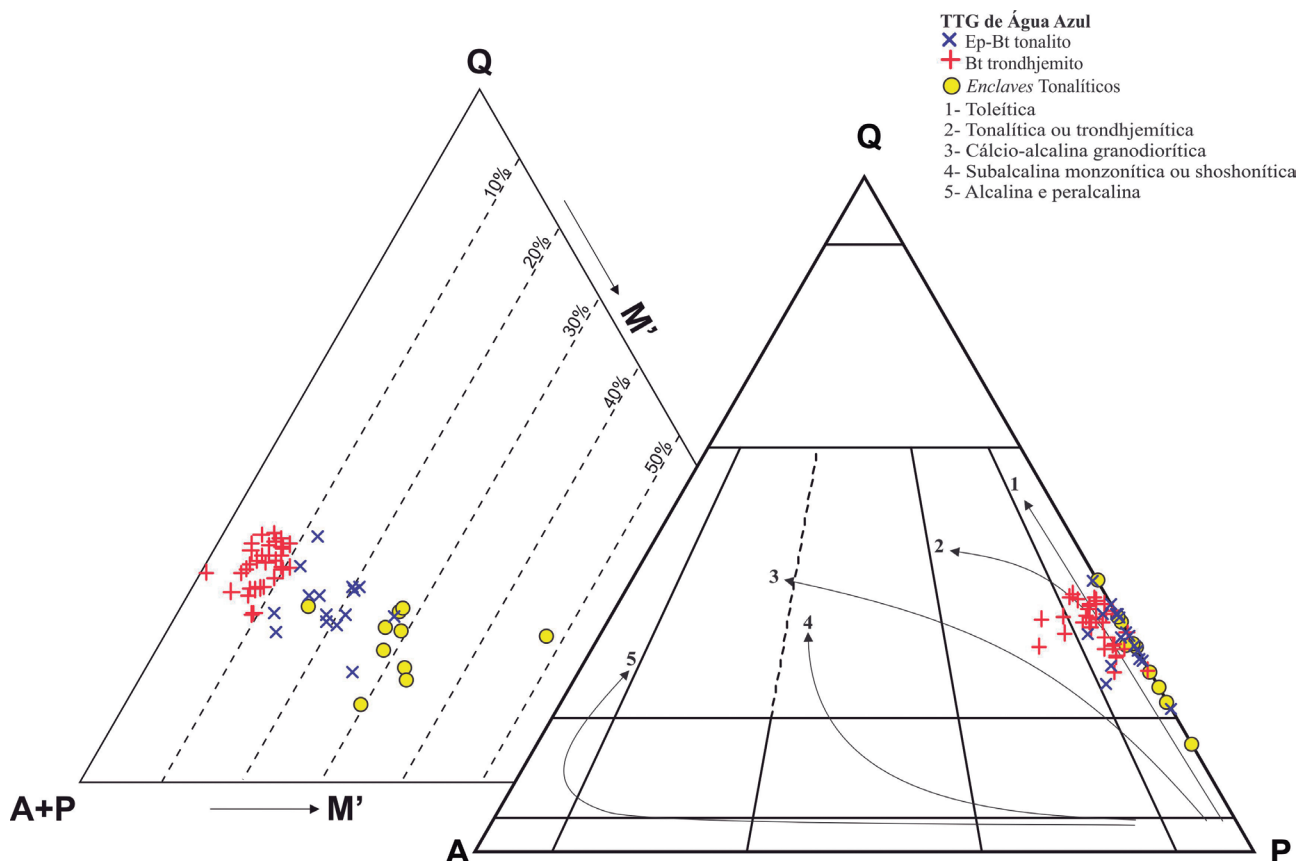
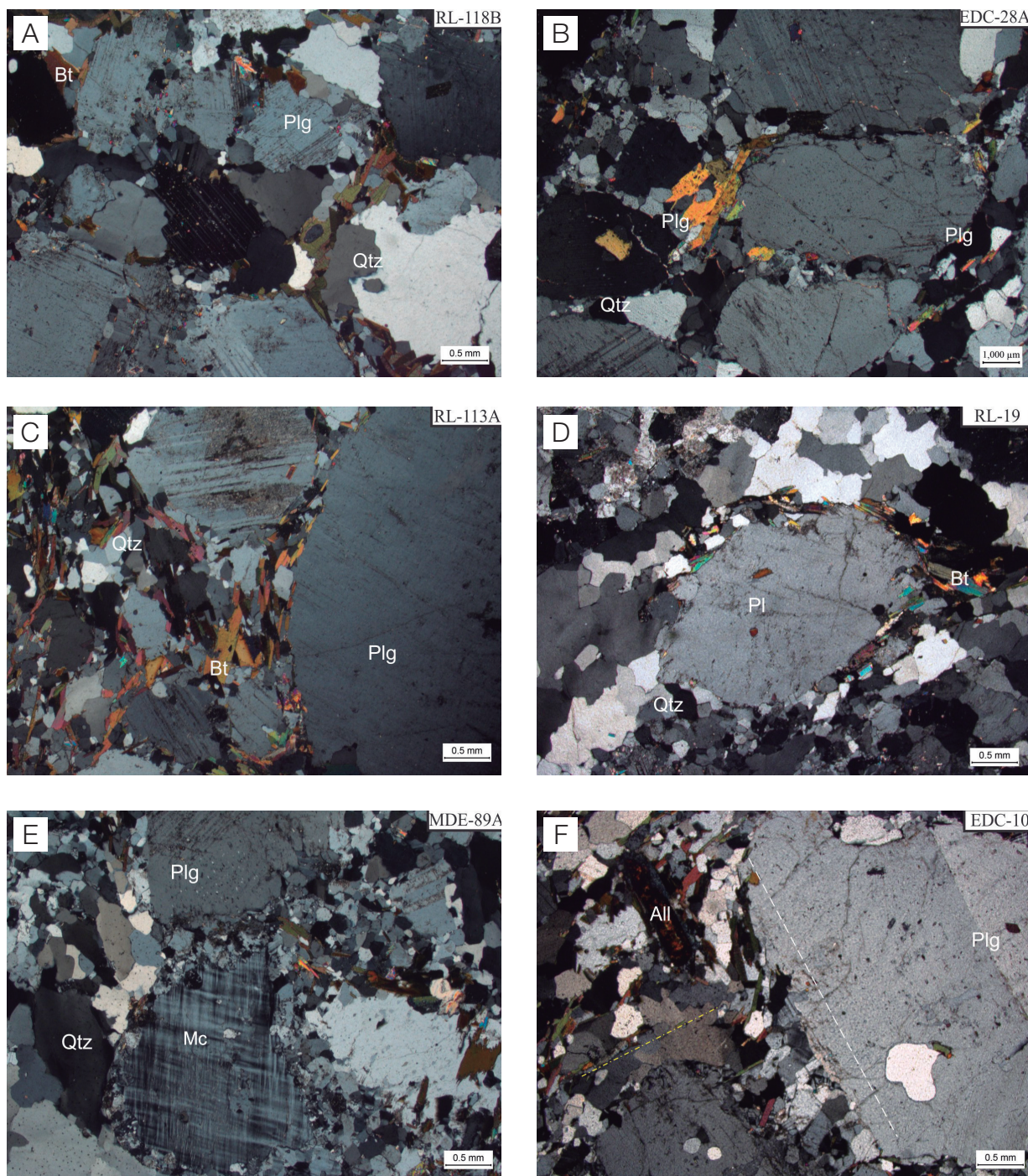
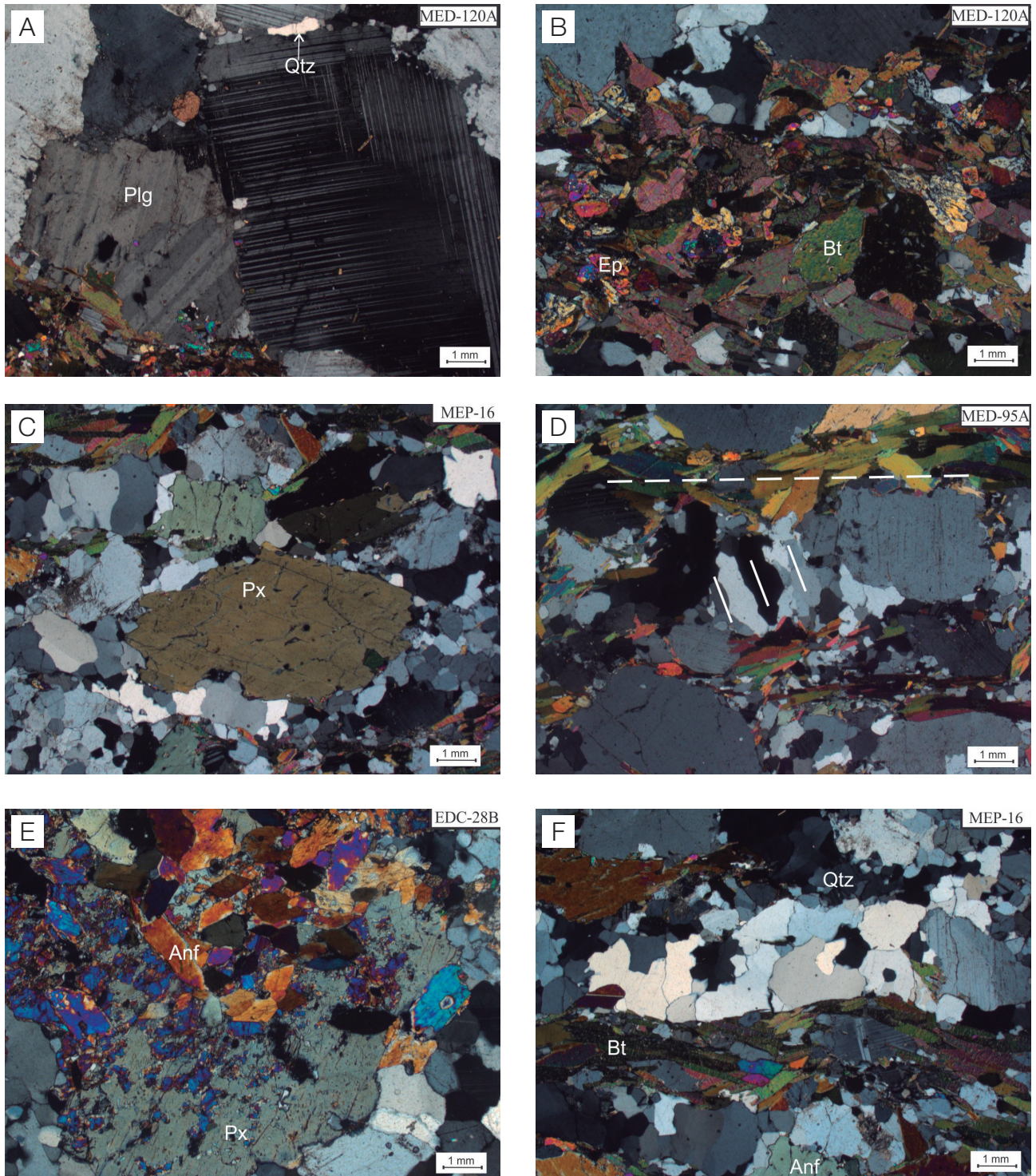


Figura 5. Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Le Maitre, 2002) para as rochas estudadas. 1 a 5: séries granitoides e seus *trends* evolutivos (Lameyre e Bowden, 1982).



All: allanita; Bt: biotita; Mc: microclina; Plg: plagioclásio; Qtz: quartzo.

Figura 6. Aspectos texturais dos granitoides TTG. Fotomicrografias em nicóis cruzados: (A) aspecto microscópico da textura granular hipidiomórfica com cristais de plagioclásio e quartzo da primeira geração em biotita trondhjemito; (B) alinhamento subparalelo de cristais prismáticos de plagioclásio₁ com finos cristais de biotita e quartzo intersticiais, sugerindo deformação em estágio submagmático; (C) aspecto microscópico da textura heterogranular hipidiomórfica em amostra com maior deformação do epidoto-biotita tonalito; (D) porfiroclastos de plagioclásio com caldas de recristalização e cristais de quartzo estirados (*ribbons*) sugerindo que essas rochas sofreram deformação no estágio subsólido; (E) porfiroclastos de microclina subarredondada contornados por finos cristais quartzo-feldspático da segunda geração (textura manto-núcleo); (F) microfoliação primária dada por alinhamento de prismas subbédricos de plagioclásio e allanita (linha tracejada branca) sofrendo transposição para uma nova direção dada por novos grãos recristalizados de biotita, quartzo e feldspatos (linha tracejada amarela), marcando os eventos de deformação atuantes na área.



Anf: anfíbólio; Bt: biotita; Ep: epidoto; Plg: plagioclásio; Px: piroxênio; Qtz: quartzo.

Figura 7. Aspectos texturais dos *enclaves*. Fotomicrografias em nicóis cruzados: (A) textura ígnea granular hipidiomórfica preservada evidenciada pelos cristais de plagioclásio prismáticos e quartzo intersticial; (B) agregados de minerais máficos pouco deformados apresentando texturas levemente isotrópicas; (C) textura milonítica com porfiroclasto de anfíbólio bordejado por minerais félsicos recrystalizados e orientados; (D) foliação milonítica principal (linha tracejada) e foliação oblíqua em quartzo alongado (linhas brancas) indicando senso de cisalhamento sinistral; (E) cristais de piroxênio transformados para finos cristais de anfíbólio; (F) microbandamento composicional entre bandas de composições modais distintas.

mais deformadas, em especial nos *enclaves* (Figura 7C). Os feldspatos desses granitoides apresentam duas gerações de cristais. O plagioclásio₁ exibe hábito subautomórfico e pode atingir até 7 mm. Apresenta antipertitas, maclamento do tipo albita, albita-periclina e, mais raramente, do tipo *Carlsbad*. As amostras menos deformadas preservam alinhamento subparalelo e imbricação de cristais prismáticos (Figura 6B); aquelas mais deformadas contêm formas subarredondadas associadas à recristalização e extinções ondulantes (Figuras 6C e 6D). Quando há alteração, os núcleos cálcicos são transformados para sericita, revelando, por vezes, zoneamento oscilatório, e no contato com a microclina ocorre intercrescimento mimerquítico. O plagioclásio₂ é representado por cristais xenoblásticos de granulação fina (<0,5 mm) que relacionam-se com o plagioclásio₁ em texturas manto-núcleo, preenchendo caldas de recristalização ou ainda, dispostos de forma intersticial entre cristais maiores, com contatos retos em agregados poligonais (granoblásticos) orientados. A microclina₁ é intercrystalina, xenomórfica e pode atingir até 3 mm. Localmente, apresenta intercrescimentos pertítico e granofírico; mais raramente, verificam-se inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio (textura poiquilítica). Por sua vez, a microclina₂ é muito fina (~0,3 mm) e exibe formas hipidioblástica a xenoblástica. Desenvolve bulbos mimerquíticos e associa-se com a microclina₁ em textura manto-núcleo (Figura 6E).

O quartzo pode exibir até quatro tipos texturais:

1. quartzo₁: de granulação fina a média (0,5 – 3,0 mm), possui forma subautomórfica a xenomórfica e é intersticial. Alguns cristais possuem forte extinção ondulante, formação de subgrãos e, mais raramente, bandas de deformação. Nas rochas mais deformadas, alguns cristais estão estirados e fortemente orientados (*ribbons*), contornando porfiroclastos de plagioclásio₁ (Figura 6D) e anfibólio (*enclaves*);
2. quartzo₂: composto de subgrãos e neogrãos finos (<0,5 mm), exibe contatos suturados, curvos e retilíneos em junções triplíceis, entre si e com os feldspatos da segunda geração, formando agregados granoblásticos. Nos *enclaves*, o quartzo₂ marca a foliação oblíqua (Figura 7D);
3. quartzo₃: de granulação muito fina (~0,1 mm) e forma subarredondada, ocorre incluso e disposto ao longo dos planos de clivagem da biotita e do anfibólio;
4. quartzo₄: está presente nas rochas mais deformadas das variedades TTG, formando microcristais vermiculares em bulbos mimerquíticos nas bordas dos cristais de feldspato.

A biotita apresenta forma lamelar e granulação fina (0,1 – 1,0 mm). Nas rochas menos deformadas, seus cristais são subautomórficos, intersticiais e apresentam extinção ondulante (biotita primária). Nas rochas mais deformadas, são mais finos e fortemente orientados em meio aos agregados granoblásticos, em que desenham a anisotropia da rocha e bordejam os porfiroclastos de plagioclásio₁ e anfibólio (*fish*)

sem evidências acentuadas de deformação intracristalina, e formam agregados em contatos retos (*clusters*) com cristais de epidoto₂, muscovita, titanita e opacos. Tais concentrações podem ser derivadas de cristais primários maiores por processo de recristalização (Blenkinsop, 2000).

Nas bandas félsicas dos *enclaves*, o anfibólio é bordado por agregados recristalizados de quartzo e plagioclásio e com finos cristais de biotita dispostos ao longo de seus planos de clivagem. Nos *enclaves* portadores de piroxênio, também é comum o anfibólio apresentar relações de substituição com esse mineral (Figura 7E).

O epidoto é o mineral acessório mais frequente na variedade Ep-BfTnl e nos *enclaves*, nos quais é possível identificar três tipos texturais. O epidoto₁ exibe granulação fina (0,1 – 1,0 mm) e formas auto- a subautomórficas. São cristais zonados e maclados, por vezes possuem núcleos de allanita e contatos retos com a biotita, sugerindo equilíbrio entre essas as fases minerais e a suposta origem magmática. Por outro lado, quando em contato com o plagioclásio, tendem a possuir faces cristalinas xenomórficas, que podem ser interpretadas como sinais de desestabilização. O epidoto₂ ocorre nas variedades mais deformadas, formando agregados minerais com biotita e muscovita, o que pode sugerir sua origem a partir de recristalização metamórfica. Já o epidoto₃ está associado à alteração de cristais de plagioclásio₁ em seus núcleos descalcificados.

A muscovita está presente nas rochas mais deformadas da variedade BfTrd. Exibe granulação fina (0,2 – 0,5 mm), formas idio- a hipidioblástica, e ocorre associada à biotita em contato reto e contornando os cristais de plagioclásio₁. Tais feições sugerem que a muscovita seja produto de cristalização metamórfica (Leite, 2001).

O bandamento composicional nos granitoides TTG e *enclaves* de Água Azul do Norte pode representar a coexistência de magmas com distintas proporções de minerais máficos e feldspatos, assim como descrito nas associações TTG do DRM (Althoff et al., 2000; Leite, 2001). As feições microestruturais resgatadas nessas rochas sugerem que texturas magmáticas pretéritas foram afetadas, a princípio, por um momento de deformação durante o estágio submagmático (imbricação — *tiling* — e alinhamento subparalelo de prismas sub- a automórficos de anfibólio e plagioclásio com zoneamento oscilatório e fraca deformação intracristalina/cristais intersticiais de biotita e quartzo parcialmente recristalizados); e, posteriormente, influenciadas por deformação dinâmica heterogênea no estado sólido (extinção ondulante/formação de subgrãos e recristalização para neogrãos (<0,5 mm) em feldspatos e quartzo/caldas de recristalização e textura manto-núcleo em porfiroclastos de feldspatos/elongação de cristais (quartzo *ribbon*)/agregados recristalizados poligonizados bordejando porfiroclastos/mimerquitas entre agregados de neogrãos de microclina e porfiroclastos/*clusters* de minerais recristalizados) — Paterson et al. (1989), Vernon (2000), Blenkinsop (2000)

e Passchier e Trouw (2005). Com base nesses aspectos, a temperatura máxima que atuou durante a deformação dinâmica pode ser inferida em $\sim 550^{\circ}\text{C}$ (Trouw et al., 2010), com importante atuação de recristalização estática com o término da deformação principal. Essa fase final da deformação está associada ao desenvolvimento das foliações originadas por cisalhamento e transposição do bandamento, registrada em meso e microescala (Figura 6F).

Como os mecanismos de deformação e recristalização dinâmicas foram mais intensos nos enclaves, pode-se supor que as estruturas primárias tenham servido como planos de reativação para a deformação subsequente. Assim, em razão do contraste reológico entre minerais das bandas máficas (mais resistentes à deformação) e fêlsicas, tais mecanismos atuaram de maneira diferencial entre as bandas, concentrando, dessa forma, maior deformação e recristalização nas fêlsicas, em que há maior conteúdo de quartzo e feldspatos (Figura 7F).

GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas dos elementos maiores, menores e traço em 34 amostras representativas de granitoides TTG e 9 de *enclaves* tonalíticos. Tais análises foram obtidas pela ACME *Analytical Laboratories Ltd*, sendo que os métodos e limites de detecção utilizados podem ser encontrados no site desse laboratório (www.acmelab.com). Os elementos maiores e menores foram analisados por *Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* (ICP-ES), enquanto os elementos-traço, por *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (ICP-MS).

Elementos maiores e menores

Os granitoides TTG mostram conteúdos de SiO_2 variando entre 64,51 e 76,27%, sendo que a variedade tonalítica é mais empobrecida em SiO_2 (64,51 – 71,17%) em relação aos trondhjemitos (68,34 – 76,27%). Em geral, os conteúdos de Al_2O_3 são superiores a 15,00%, os teores de Na_2O variam entre 4,37 e 5,87%, e os de K_2O entre 0,73 e 3,20%, resultando em baixos valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,6$ (Tabela 1). Semelhantemente aos típicos TTGs arqueanos, as rochas estudadas mostram baixos a moderados conteúdos de Fe_2O_3 e CaO , além de baixos níveis de MgO (<2,00%), TiO_2 e somatório de elementos ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$, com exceção de algumas amostras da variedade tonalítica). Os tonalitos são mais enriquecidos em elementos compatíveis — Fe_2O_3 (1,52–4,31%), MgO (0,45–1,71%), TiO_2 (0,16–0,58%), CaO (2,47–4,96%) — em relação aos trondhjemitos — Fe_2O_3 (0,56–3,31%), MgO (0,10–1,16%), TiO_2 (0,04–0,36%), CaO (2,21–3,18%). Os *enclaves*, quando comparados aos granitoides TTG, apresentam menores conteúdos de SiO_2

(60,55 – 67,28%) e maiores de Fe_2O_3 (2,93 – 6,55%), MgO (2,05 – 5,82%), CaO (3,32 – 5,39%) e somatório de elementos ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 13\%$), além de conteúdos semelhantes de $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, com exceção de duas amostras (EDC-28B e MED-144), Na_2O (3,63 – 5,43%), K_2O (1,24 – 2,88%), valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,6$ (Tabela 1). Em termos gerais, tais granitoides TTG mostram correlação negativa com o conteúdo de SiO_2 para os óxidos supracitados (Figuras 8A a 8E), exceto para os óxidos de Na e K, que mostram maior dispersão (Figuras 8F). As amostras dos *enclaves* possuem comportamento análogo, distinguindo-se em relação aos teores de Na_2O e K_2O , para os quais nota-se correlação negativa e positiva com o conteúdo de SiO_2 , respectivamente.

Elementos-traço

Os granitoides TTG possuem baixas concentrações de elementos-traço compatíveis, como Ni (1,6 – 27,7 ppm), Cr (0,0 – 37,1 ppm) e V (<8,0 – 79,0 ppm), baixos conteúdos de *High Field Strength Elements* (HFSE) — Nb (0,60 – 6,60 ppm), Ta (0,10 – 0,80 ppm), Zr (63,10 – 203,80 ppm), Y (0,90 – 25,20 ppm) e Hf (1,90 – 4,40 ppm) —, e variáveis de *Large-Ion Lithophile Elements* (LILE), com altos conteúdos de Ba (125,00 – 1.931,00 ppm) e Sr (340,20 – 843,10 ppm) e moderados de Rb (12,30 – 110,50 ppm). Para essas rochas, nota-se um empobrecimento nos teores de Rb, Nb, Y e nos valores da razão Rb/Sr com o aumento da sílica (Figuras 9A a 9D). Por sua vez, os *enclaves* mostram maiores concentrações de Ni (21,4 – 95,1 ppm), Cr (36,9 – 319,5 ppm), V (47,0 – 124,0 ppm), conteúdos similares de HFSE — Nb (2,7–10,4 ppm), Ta (0,6–1,3 ppm), Zr (63,3–217,1 ppm), Y (5,4–18,2 ppm), Hf (1,8–5,1 ppm) — e de LILE — Ba (301,0–1160,0 ppm), Sr (467,6–784,2 ppm) e Rb (49,9–119,5 ppm). Tais grupos de rochas definem *trends* não colineares e paralelos entre si (Figuras 8 e 9).

Elementos terras raras

O comportamento dos elementos terras raras (ETR) foi avaliado em diagramas tipo *spider* (Figura 10) e as amostras testadas foram normalizadas de acordo com os valores dos elementos do condrito de Evensen et al. (1978). Os padrões ETR dos granitoides TTG são semelhantes aos encontrados nos típicos TTGs arqueanos (Moyen e Martin, 2012), com moderado fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) em relação aos leves (ETRL), razões (La/Yb)_n entre 135 – 14, e nulas ou inexpressivas anomalias negativas de Eu, apesar de a variedade trondhjemitica mostrar maior fracionamento e padrão côncavo de ETRP — exceto a amostra MDE 77B com razão (La/Yb)_n de 7,54 — e anomalias positivas de Eu nas amostras mais fracionadas. No entanto, os padrões ETR das amostras representativas

Tabela 1. Composições químicas representativas dos granitoides de Água Azul do Norte estudados neste trabalho.

Associação Tonalítica Trondhjemitica Granodiorítica												
Ep-Bt Tonalito												
Amostras	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	EDC	EDC
	23	75B	38	73	74	37A	71A	28A	82	17B	6	10
SiO ₂	68,08	70,61	68,56	67,47	71,17	64,51	70,99	67,03	70,77	67,69	68,94	69,90
TiO ₂	0,32	0,21	0,29	0,39	0,24	0,58	0,26	0,43	0,16	0,29	0,26	0,26
Al ₂ O ₃	16,41	15,69	16,68	15,83	15,69	17,42	15,23	16,06	16,22	15,56	16,32	15,64
Fe ₂ O _{3T}	3,29	1,95	2,63	4,02	2,06	4,14	3,01	4,31	1,52	3,90	2,92	2,22
MnO	0,05	0,03	0,03	0,07	0,03	0,04	0,03	0,06	0,02	0,11	0,03	0,03
MgO	1,21	0,55	1,11	1,38	0,56	1,41	0,77	1,35	0,45	1,71	0,83	0,84
CaO	3,05	2,49	3,03	3,74	2,78	4,96	2,68	3,18	2,64	3,70	3,21	2,47
Na ₂ O	5,17	4,78	5,06	4,37	5,31	4,76	5,11	4,60	5,28	4,48	5,28	4,58
K ₂ O	1,50	2,46	1,77	1,72	1,47	1,42	1,15	1,87	2,18	1,53	1,21	3,20
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,09	0,11	0,08	0,15	0,10	0,14	0,04	0,13	0,09	0,08
LOI	0,70	0,90	0,50	0,70	0,40	0,40	0,50	0,80	0,50	0,70	0,70	0,60
Total	99,91	99,74	99,75	99,80	99,79	99,79	99,83	99,83	99,78	99,81	99,79	99,82
Ba (ppm)	125,0	875,0	743,0	465,0	672,0	494,0	330,0	370,0	1014,0	258,0	413,0	970,0
Rb	110,5	64,0	57,3	64,7	38,3	48,7	55,4	87,8	58,9	68,0	51,6	101,6
Sr	345,4	460,3	551,3	340,2	651,7	420,4	579,0	392,2	479,2	370,0	650,8	355,2
Zr	107,8	122,0	106,4	109,9	138,7	203,8	124,8	133,3	63,1	155,4	98,5	145,6
Y	4,6	3,4	2,3	9,5	2,9	7,6	3,5	5,3	2,3	25,2	2,8	3,2
Hf	2,9	2,1	3,7	3,4	4,4	3,5	3,4	3,2	3,3	3,4	2,9	4,3
Nb	6,6	4,2	5,9	7,2	2,3	6,5	4,8	7,1	2,5	4,9	2,5	4,5
Ta	0,7	0,4	0,7	0,2	0,6	0,2	0,4	0,3	0,5	0,5	0,2	0,3
Ni	27,7	3,5	8,8	3,4	5,2	7,3	5,2	5,7	10,1	4,6	5,4	9,4
Cr	29,5	14,8	22,1	22,3	14,7	14,8	14,8	22,3	14,7	37,1	0,0	0,0
Ga	20,1	18,4	16,9	19,8	16,7	20,8	18,7	18,2	17,4	19,0	18,7	19,2
Sc	6,0	3,0	3,0	7,0	2,0	7,0	3,0	5,0	2,0	36,0	2,0	3,0
Th	8,2	7,6	2,7	4,1	3,8	2,7	6,5	5,7	3,5	4,4	1,8	11,1
U	1,0	1,0	0,3	0,4	0,4	1,4	0,2	0,9	0,9	0,6	0,3	0,5
V	38,0	17,0	33,0	49,0	15,0	79,0	27,0	48,0	16,0	35,0	25,0	21,0
La (ppm)	26,90	25,50	20,80	25,10	29,60	13,00	24,60	24,00	8,50	24,80	14,10	35,40
Ce	48,00	52,10	39,60	43,70	44,70	23,00	39,10	36,80	16,70	44,20	22,60	54,80
Pr	5,27	5,55	3,70	4,75	5,16	2,71	4,44	4,18	1,66	5,30	2,61	6,34
Nd	17,50	17,90	11,30	16,00	17,00	10,70	15,20	13,40	5,60	20,70	8,70	21,90
Sm	2,60	1,88	2,19	1,89	2,31	2,11	1,48	2,14	2,02	2,30	1,15	2,64
Eu	0,62	0,46	0,42	0,55	0,71	0,46	0,54	0,48	0,56	0,53	0,51	0,61
Gd	2,31	1,32	1,42	1,26	2,14	1,23	1,02	1,42	1,51	1,59	0,77	1,66
Tb	0,35	0,16	0,15	0,11	0,30	0,13	0,13	0,16	0,21	0,17	0,10	0,17
Dy	1,81	0,67	0,66	0,46	1,63	0,58	0,67	0,77	0,95	0,70	0,52	0,54
Ho	0,31	0,13	0,10	0,09	0,28	0,10	0,11	0,12	0,18	0,13	0,10	0,11
Er	0,85	0,28	0,27	0,30	0,81	0,20	0,34	0,29	0,49	0,29	0,19	0,25
Tm	0,12	0,05	0,04	0,04	0,11	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03
Yb	0,66	0,28	0,29	0,29	0,65	0,19	0,33	0,23	0,41	0,31	0,24	0,25
Lu	0,10	0,04	0,04	0,04	0,10	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
A/CNK	1,05	1,04	1,06	1,00	1,02	0,95	1,05	1,04	1,02	0,99	1,03	1,01
K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,51	0,35	0,39	0,28	0,30	0,23	0,41	0,41	0,34	0,23	0,70
Fe ₂ O _{3T} + MgO+ MnO+TiO ₂	4,87	2,74	4,06	5,86	2,89	6,17	4,07	6,15	2,15	6,01	4,04	3,35
# Mg	42,15	35,85	45,54	40,48	35,01	40,29	33,64	38,30	36,97	46,49	36,03	42,85
Sr/Y	75,09	135,38	239,70	35,81	224,72	55,32	165,43	74,00	208,35	14,68	232,43	111,00
Rb/Sr	0,32	0,14	0,10	0,19	0,06	0,12	0,10	0,22	0,12	0,18	0,08	0,29
Sr/Ba	2,76	0,53	0,74	0,73	0,97	0,85	1,75	1,06	0,47	1,43	1,58	0,37
Nb/Ta	9,43	10,50	8,43	36,00	3,83	32,50	12,00	23,67	5,00	9,80	12,50	15,00
(La/Yb) _N	27,51	61,47	48,41	58,42	30,74	46,18	50,32	70,43	13,99	54,00	39,66	95,58
(La/Sm) _N	6,51	8,54	5,98	8,36	8,07	3,88	10,46	7,06	2,65	6,79	7,72	8,44
Eu/Eu*	0,76	0,85	0,68	1,03	0,96	0,80	1,27	0,79	0,94	0,80	1,56	0,83

Continua...

Tabela 1. Continuação.

Associação Tonalítica Trondhjemítica Granodiorítica																				
Bt-Trondhjemito																				
Amostras	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE	EDC	EDC	EDC	EDC	EDC	SE	EDC	EDC	EDC	MDE	MDE	MDE	MDE	MDE
	89A	48	77B	13A	78	80	2	28A	47	60	15	59	27	3	62	12A	34	47	46B	86
SiO ₂	71,53	70,40	69,51	70,75	73,62	72,38	70,48	70,73	71,07	71,31	71,81	72,17	72,78	73,18	76,27	71,29	72,05	68,34	70,91	71,77
TiO ₂	0,20	0,21	0,28	0,23	0,07	0,13	0,14	0,08	0,11	0,12	0,18	0,17	0,19	0,12	0,04	0,21	0,18	0,36	0,21	0,19
Al ₂ O ₃	15,31	15,98	16,52	15,96	15,28	15,90	16,86	16,26	16,19	16,12	15,47	15,41	14,90	15,57	13,92	15,62	15,10	15,90	15,41	15,49
Fe ₂ O _{3T}	1,95	1,93	2,06	2,21	1,06	1,49	1,37	0,87	1,08	1,50	1,58	1,78	2,20	1,06	0,56	2,01	1,86	3,31	2,20	1,67
MnO	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,51	0,72	0,72	0,65	0,16	0,28	0,35	0,38	0,32	0,56	0,42	0,38	0,45	0,28	0,10	0,62	0,46	1,16	0,58	0,52
CaO	2,65	2,53	2,89	2,62	2,44	2,62	2,58	2,62	2,21	2,74	2,43	2,27	3,07	2,55	2,34	2,52	2,32	3,18	2,73	2,72
Na ₂ O	4,96	5,36	5,87	5,34	5,67	5,74	5,56	5,15	5,17	5,75	5,16	5,39	4,90	5,44	5,14	4,77	4,59	5,00	4,86	5,24
K ₂ O	1,82	1,77	1,09	1,14	1,00	0,83	2,12	2,64	2,73	0,81	1,85	2,01	0,96	1,27	0,73	2,34	2,55	1,62	2,02	1,31
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,09	0,07	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,02	0,00	0,07	0,06	0,11	0,08	0,05
LOI	0,80	0,80	0,80	0,80	0,50	0,40	0,20	0,90	0,80	0,80	0,80	0,10	0,30	0,30	0,70	0,30	0,60	0,80	0,80	0,80
Total	99,81	99,81	99,85	99,80	99,84	99,82	99,70	99,67	99,73	99,76	99,76	99,75	99,82	99,80	99,80	99,77	99,80	99,82	99,83	99,78
Ba (ppm)	736,0	402,0	440,0	373,0	354,0	214,0	996,0	1931,0	1077,0	438,0	1019,0	1018,0	436,0	664,0	456,0	933,0	647,0	347,0	580,0	495,0
Rb	57,5	79,1	58,3	43,5	17,2	25,1	54,9	52,3	65,3	20,0	38,3	42,2	29,1	31,4	12,3	58,0	61,9	65,6	63,1	32,8
Sr	425,1	412,8	843,1	619,9	667,5	723,1	573,7	758,8	822,6	677,2	600,4	571,5	585,1	649,2	581,7	497,1	396,9	429,4	420,4	572,1
Zr	146,3	97,6	153,3	122,2	92,3	115,2	80,0	111,6	81,8	80,9	128,3	112,2	142,9	100,7	71,7	126,0	72,0	144,7	110,3	128,5
Y	2,4	3,6	3,0	3,3	1,8	1,4	1,8	0,9	10,3	1,0	2,0	3,0	4,0	1,1	0,9	3,4	3,6	3,4	3,5	2,1
Hf	3,4	1,9	4,2	2,8	3,6	2,9	2,5	3,4	2,7	2,3	3,9	2,6	4,2	3,2	2,3	3,2	2,8	4,1	2,8	2,8
Nb	3,8	5,1	1,2	4,8	1,1	1,0	3,2	1,1	1,8	0,8	2,1	1,2	1,9	1,4	0,6	3,4	2,8	4,0	3,4	2,5
Ta	0,6	0,4	0,5	0,3	0,8	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,6	0,4	0,3	0,5
Ni	3,8	2,9	26,1	1,6	4,3	1,7	2,5	4,8	3,6	4,3	3,5	2,2	2,9	2,5	2,1	4,0	14,8	4,3	12,8	6,8
Cr	14,8	14,7	14,7	14,8	14,7	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8
Ga	17,7	19,3	16,6	18,3	15,1	15,6	18,6	17,2	17,4	19,4	17,6	17,7	16,8	15,8	14,6	16,8	16,5	17,9	17,9	16,3
Sc	2,0	2,0	1,0	3,0	<1	<1	2,0	<1	2,0	<1	2,0	2,0	2,0	1,0	<1	2,0	2,0	3,0	2,0	2,0
Th	9,5	9,6	4,8	8,7	1,7	3,5	5,7	0,8	5,1	1,0	9,8	4,7	4,7	7,2	0,2	4,4	3,0	6,9	5,2	7,7
U	0,7	1,1	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,7	0,2
V	20,0	22,0	20,0	19,0	<8	11,0	11,0	10,0	9,0	22,0	11,0	11,0	13,0	10,0	<8	22,0	21,0	38,0	21,0	20,0
La (ppm)	21,30	12,20	23,00	24,00	13,90	9,00	15,40	8,80	18,30	5,20	31,90	32,20	27,10	21,70	5,50	19,60	20,60	25,60	17,60	32,00
Ce	36,20	51,30	44,70	45,80	16,80	20,40	31,00	10,80	25,70	8,20	56,40	47,50	50,90	44,50	7,90	29,70	25,10	49,00	30,80	53,00
Pr	3,59	2,64	4,57	4,70	2,54	1,77	3,06	1,33	3,74	0,82	5,93	5,95	5,90	3,65	0,76	3,28	3,51	5,13	3,32	5,62
Nd	11,70	8,70	14,70	15,70	9,10	5,00	11,20	3,90	14,30	3,20	20,80	20,70	20,50	12,60	2,20	11,70	11,50	16,70	11,10	18,60
Sm	1,79	0,81	5,18	1,28	1,97	0,75	1,40	0,53	2,44	0,38	2,26	2,70	2,57	1,22	0,25	2,67	2,83	1,51	1,52	1,58
Eu	0,46	0,45	0,68	0,37	0,56	0,20	0,52	0,46	0,89	0,34	0,51	0,62	0,64	0,55	0,40	0,55	0,42	0,55	0,45	0,38
Gd	1,13	0,71	5,12	0,86	1,20	0,48	0,68	0,28	2,11	0,30	1,08	1,36	1,71	0,58	0,20	1,56	1,90	1,11	1,05	1,16
Tb	0,14	0,08	0,90	0,08	0,12	0,06	0,10	0,05	0,29	0,04	0,11	0,15	0,20	0,06	0,02	0,17	0,22	0,12	0,10	0,14
Dy	0,77	0,38	4,90	0,33	0,44	0,27	0,42	0,13	1,51	0,17	0,50	0,61	0,76	0,21	0,08	0,72	1,02	0,49	0,58	0,68
Ho	0,13	0,08	0,97	0,05	0,07	0,04	0,09	0,03	0,32	0,04	0,08	0,09	0,16	0,05	0,02	0,11	0,17	0,08	0,09	0,13
Er	0,32	0,24	2,67	0,13	0,18	0,14	0,15	0,11	0,85	0,10	0,20	0,24	0,25	0,06	0,06	0,30	0,48	0,19	0,23	0,31
Tm	0,05	0,03	0,36	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,13	0,00	0,02	0,03	0,04	0,01	0,00	0,05	0,06	0,04	0,03	0,05
Yb	0,37	0,25	2,06	0,12	0,14	0,23	0,09	0,21	0,76	0,13	0,19	0,22	0,27	0,23	0,12	0,35	0,35	0,17	0,20	0,29
Lu	0,05	0,04	0,28	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,12	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03	0,05
A/CNK	1,02	1,04	1,03	1,08	1,03	1,05	1,05	1,01	1,05	1,05	1,04	1,02	1,01	1,04	1,03	1,04	1,04	1,01	1,02	1,03
K ₂ O/Na ₂ O	0,37	0,33	0,19	0,21	0,18	0,14	0,38	0,51	0,53	0,14	0,36	0,37	0,20	0,23	0,14	0,49	0,56	0,32	0,42	0,25
Fe ₂ O _{3T} + MgO+ MnO+TiO ₂	2,68	2,89	3,08	3,12	1,3	1,91	1,88	1,34	1,53	2,19	2,2	2,35	2,86	1,47	0,7	2,86	2,53	4,87	3,02	2,4
# Mg	34,13	42,50	40,92	36,82	23,02	27,13	33,61	46,39	36,99	42,52	34,50	29,73	28,84	34,36	26,14	37,93	32,89	40,98	34,31	38,16
Sr/Y	177,13	114,67	281,03	187,85	370,83	516,50	318,72	843,11	79,86	677,20	300,20	190,50	146,28	590,18	646,33	146,21	110,25	126,29	120,11	272,43
Rb/Sr	0,14	0,19	0,07	0,07	0,03	0,03	0,10	0,07	0,08	0,03	2,115	0,07	0,05	0,05	0,02	0,12	0,16	0,15	0,15	0,06
Sr/Ba	0,58	1,03	1,92	1,66	1,89	3,38	0,58	0,39	0,76	1,55	0,59	0,56	1,34	0,98	1,28	0,53	0,61	1,24	0,72	1,16
Nb/Ta	6,33	12,75	2,40	16,00	1,38	5,00	16,00	5,50	18,00	2,67	10,50	6,00	9,50	14,00	6,00	11,33	4,67	10,00	11,33	5,00
(La/Yb) _N	38,86	32,94	7,54	135,00	67,02	26,41	115,50	28,28	16,25	27,00	113,33	98,79	67,75	63,68	30,94	37,80	39,73	101,64	59,40	74,48
(La/Sm) _N	7,49	9,48	2,80	11,80	4,44	7,56	6,93	10,45	4,72	8,62	8,89	7,51	6,64	11,20	13,85	4,62	4,58	10,67	7,29	12,75
Eu/Eu*	0,92	1,78	0,40	1,02	1,03	0,95	1,44	3,30	1,17	2,98	0,88	0,88	0,88	1,76	5,30	0,76	0,52	1,24	1,03	0,82

Continua...

Tabela 1. Continuação.

Amostras	Enclaves Tonalítico								
	Anf_BtTn				Bt_AnfTn			Px_AnfTn	Ep_BtQzD
	MED	MED	MEP	MEP	MEP	MEP	MEP	EDC	MED
	95A	144	12B	12A	16	53B	23B	28B	120A
SiO ₂	63,80	65,37	65,04	66,78	67,28	60,55	64,36	60,62	63,21
TiO ₂	0,41	0,34	0,37	0,26	0,32	0,66	0,40	0,39	0,53
Al ₂ O ₃	15,60	14,83	15,56	16,39	15,15	17,17	15,66	13,95	17,07
Fe ₂ O _{3T}	5,14	4,59	4,20	2,93	3,64	6,02	4,55	6,55	5,22
MnO	0,09	0,09	0,06	0,04	0,05	0,10	0,05	0,14	0,08
MgO	3,48	3,63	3,47	2,42	2,81	2,36	3,56	5,82	2,05
CaO	3,57	3,32	4,24	3,87	3,68	5,11	4,31	5,39	4,23
Na ₂ O	4,35	3,63	4,08	4,51	4,10	5,43	4,16	4,21	4,54
K ₂ O	2,23	2,88	1,71	1,59	1,83	1,24	1,63	1,47	1,96
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,10	0,10	0,11	0,18	0,12	0,09	0,18
LOI	0,80	0,80	0,80	0,80	0,70	0,90	0,80	1,10	0,70
Total	99,70	99,64	99,66	99,71	99,69	99,72	99,63	99,77	99,78
Ba (ppm)	334,0	1160,0	687,0	559,0	760,0	427,0	808,0	301,0	325,0
Rb	119,5	114,5	63,1	65,0	73,1	49,9	69,1	62,5	99,6
Sr	467,6	547,4	795,1	784,2	737,1	556,0	794,2	472,3	504,3
Zr	116,1	112,6	119,9	99,8	102,7	217,1	128,6	63,3	165,1
Y	18,7	13,4	6,4	5,4	5,9	18,2	6,0	18,5	13,0
Hf	3,1	3,2	3,3	2,8	2,7	5,1	3,8	1,8	4,3
Nb	8,9	6,3	3,3	2,7	3,6	10,4	3,8	5,6	6,9
Ta	0,7	1,0	0,6	0,6	0,7	1,3	0,5	0,6	0,6
Ni	64,3	95,1	61,9	55,1	57,3	23,3	62,6	32,8	21,4
Cr	207,1	319,5	214,8	140,2	177,9	36,9	222,2	317,8	37,0
Ga	23,4	20,1	18,2	19,5	18,4	23,6	21,1	19,2	25,1
Sc	17,0	18,0	9,0	9,0	8,0	18,0	10,0	21,0	16,0
Th	6,0	4,2	1,9	0,5	3,6	6,0	1,4	1,7	7,5
U	0,4	0,6	0,6	0,3	0,5	3,1	0,3	0,3	0,4
V	83,0	66,0	72,0	47,0	59,0	91,0	76,0	124,0	66,0
La (ppm)	30,50	26,80	15,80	8,70	21,90	25,30	16,50	18,30	30,50
Ce	66,40	44,40	28,20	14,90	41,00	51,90	31,40	42,00	56,00
Pr	7,51	5,60	3,54	1,56	4,18	6,45	3,80	6,21	6,33
Nd	28,80	21,00	13,10	6,30	14,10	26,80	14,80	25,40	21,60
Sm	6,02	3,89	2,41	1,38	2,51	5,06	2,68	5,53	4,56
Eu	0,67	0,80	0,71	0,72	0,71	1,25	0,82	0,72	0,86
Gd	4,97	3,43	2,00	1,37	1,88	4,88	2,17	4,58	3,76
Tb	0,71	0,52	0,26	0,20	0,24	0,67	0,27	0,66	0,51
Dy	3,90	2,65	1,35	1,21	1,30	3,54	1,38	3,66	2,71
Ho	0,66	0,55	0,24	0,21	0,19	0,70	0,24	0,64	0,49
Er	1,76	1,46	0,69	0,58	0,52	1,85	0,71	1,96	1,34
Tm	0,23	0,20	0,09	0,09	0,07	0,23	0,09	0,29	0,18
Yb	1,43	1,22	0,60	0,55	0,52	1,68	0,65	1,78	1,14
Lu	0,18	0,17	0,09	0,08	0,08	0,24	0,08	0,26	0,17
A/CNK	0,97	0,98	0,96	1,01	0,98	0,88	0,95	0,76	0,99
K ₂ O/Na ₂ O	0,51	0,79	0,42	0,35	0,45	0,23	0,39	0,35	0,43
Fe ₂ O _{3T} +MgO+ MnO+TiO ₂	9,12	8,65	8,10	5,65	6,82	9,14	8,56	12,90	7,88
Mg#	57,29	61,04	62,08	62,07	60,47	43,72	60,79	63,78	43,76
Sr/Y	25,01	40,85	124,23	145,22	124,93	30,55	132,37	25,53	38,79
Rb/Sr	0,26	0,21	0,08	0,08	0,10	0,09	0,09	0,13	0,20
Sr/Ba	1,40	0,47	1,16	1,40	0,97	1,30	0,98	1,57	1,55
Nb/Ta	12,71	6,30	5,50	4,50	5,14	8,00	7,60	9,33	11,50
(La/Yb) _N	14,40	14,83	17,77	10,68	28,43	10,16	17,13	6,94	18,06
(La/Sm) _N	3,19	4,34	4,13	3,97	5,49	3,15	3,88	2,08	4,21
Eu/Eu*	0,36	0,66	0,96	1,58	0,96	0,76	1,01	0,43	0,62

Fe₂O_{3T}: ferro total recalculado como Fe₂O₃; LOI: *loss on ignition*; La_N, Yb_N, Sm_N, Gd_N, Eu_N: valores de Elementos Terras Raras normalizados em relação ao condrito (Evensen et al., 1978); A/CNK: [(Al₂O_{3mol})/(CaO_{mol}+Na₂O_{mol}+K₂O_{mol})]; #Mg: [100*(MgO_{mol})/(MgO_{mol}+FeO_{mol})]; Eu/Eu*: [(Eu_N)/((Sm_N+Gd_N)/2)]; Anf: anfólio; Bt: biotita; Ep: epidoto; Px: piroxênio; Qzd: quartzodiorito; Tn: tonalito.

dos *enclaves* são mais horizontalizados do que aqueles identificados nos granitoides TTG, marcados pelo baixo fracionamento de ETRP em relação aos ETRL — razão (La/Yb)_n entre 6,9 e 17,7.

Caracterização da série magmática

Para a definição da série magmática dos granitoides TTG e *enclaves*, foram utilizados alguns diagramas geoquímicos, como aquele de classificação normativa Ab-An-Or de O'Connor (1965), em que tais rochas incidem predominantemente no campo dos trondhjemitos e tonalitos, respectivamente (Figura 11A). Comportamento similar é observado quando se utiliza o diagrama P-Q (Debon e Le Fort, 1983), no qual tais granitoides plotam no campo dos tonalitos/trondhjemitos com raras amostras naqueles dos granodioritos e dioritos (Figura 11B). No diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971), as amostras analisadas de cada grupo se alinham, em *trends* paralelos, ao da série calcioalcalina (Figura 11C). No diagrama de Shand (1950) (Figura 11D), os granitoides TTG mostram composições peraluminosas, enquanto as amostras dos *enclaves* são metaluminosas. Esses granitoides mostram, ainda, uma clara similaridade composicional com os granitoides sódicos ou típicos TTGs arqueanos (Martin, 1994), de acordo com o diagrama K-Na-Ca (Barker e Arth, 1976; Figura 11E). No diagrama K₂O versus SiO₂ (Pecceirillo e Taylor, 1976; Figura 11F), as rochas dos granitoides TTG posicionam-se no campo da série calcioalcalina de médio-K, porém algumas amostras plotam nos campos da série toleítica, enquanto os *enclaves* plotam preferencialmente no campo das rochas da série calcioalcalina de médio-K.

DISCUSSÃO

Comparações com outras ocorrências TTG e definição da natureza de formação

Os dados petrográficos e geoquímicos mostram que a crosta TTG de Água Azul do Norte corresponde a uma associação predominantemente trondhjemítica, com tonalitos subordinados e raros granodioritos. Apresenta biotita e epidoto magmático como os principais minerais ferromagnesianos, similarmente ao que é observado nas demais suites TTG da Província Carajás. No entanto, o conteúdo modal de epidoto, que é mais expressivo em variedades tonalíticas, ocorre em proporções mais elevadas em relação aqueles do DRM (tonalitos Caracol, Arco Verde e Mariazinha). Em termos texturais, as rochas trondhjemíticas de Água Azul do Norte distinguem-se daquelas do Trondhjemito Mogno do DRM, por não apresentarem cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados (descalcificados), conforme descrito por Ronaib e Oliveira (2013) e Guimarães et al. (2010).

Os granitoides TTG de Água Azul do Norte mostram fortes afinidades geoquímicas com os TTG do DC (trondhjemitos Rio Verde, Colorado e de Nova Canadá), apesar de também apresentarem uma forte superposição com o campo definido pelas amostras mais enriquecidas em SiO₂ das associações TTG do DRM (Figuras 8 e 9). No entanto, esses últimos mostram membros menos evoluídos e são mais enriquecidos em Fe₂O₃t, MgO, CaO, TiO₂, Rb, Nb e Y, e empobrecidos em SiO₂ em relação às rochas TTG de Água Azul do Norte. Estes, por sua vez, possuem caráter predominantemente peraluminoso, que difere daquele meta- a peraluminoso dos TTGs do DRM, e as aproxima das rochas do DC. Além disso, o fato de algumas rochas do TTG de Água Azul do Norte apresentarem anomalias positivas de Eu, aliado ao maior empobrecimento em ETRL, o que não é observado naquelas do DRM, pode indicar que houve a desestabilização e a remoção da allanita em estágio *subsolidus* nessas rochas, uma vez que esse mineral é enriquecido em ETRL e apresenta coeficientes de partição menos elevados para Eu e ETRP (Henderson, 1984; Hanson, 1989). Dessa forma, pode-se admitir que a desestabilização da allanita se deu preferencialmente ao longo de zonas de cisalhamento, durante o evento de deformação em estado sólido e de intensa recristalização que afetou o embasamento TTG. Alguns autores admitem origem para associações TTG a partir de diferentes graus de fusão de uma mesma fonte gerando líquidos independentes que seguem diferentes caminhos de cristalização fracionada (Chappell, 2004; Clemens et al., 2006). Entretanto, as amostras dos granitoides TTG de Água Azul do Norte apresentam disposição em *trends* colineares (Figuras 8 e 9), indicando que estas podem ser comagmáticas e com aspecto evolutivo marcado pelo fracionamento de biotita e minerais acessórios primários.

Os granitoides TTG identificados neste trabalho são caracterizados por apresentarem médios e altos valores das razões La/Yb e Sr/Y, e baixas quantidades de Nb/Ta (Figuras 12A a 12C). O grupo de rochas com altos valores das razões La/Yb e Sr/Y se assemelham àquelas do Trondhjemito Mogno, enquanto aquelas com valores médios dessas razões são similares às rochas do Trondhjemito Água Fria, ambos descritos no DRM (Almeida et al., 2011; Ronaib e Oliveira, 2013). Comportamento similar para essas razões também é observado nas rochas TTG do DC (trondhjemitos Rio Verde, Colorado e de Nova Canadá). A ausência de rochas com baixos valores das razões La/Yb e Sr/Y, que são frequentes nas unidades tonalíticas do DRM, pode confirmar a afinidade trondhjemítica da crosta TTG de Água Azul do Norte e que esses segmentos crustais não foram formados por processos inteiramente coincidentes.

O comportamento distinto das razões La/Yb para os granitoides TTG de Água Azul do Norte pode estar relacionado às variações de profundidade e pressão em que seus

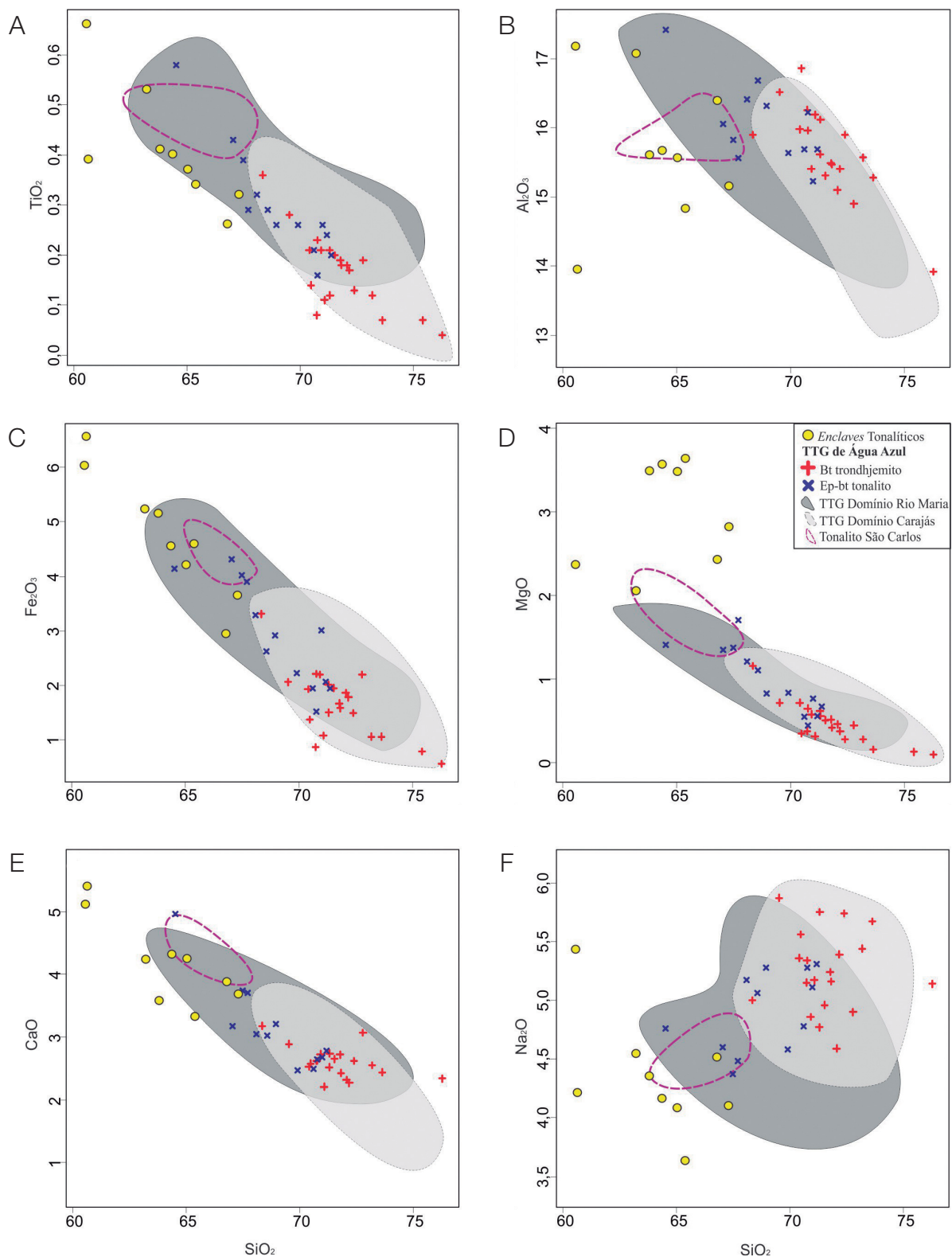


Figura 8. Diagramas de Harker (1965) para elementos maiores para amostras representativas dos granitoides TTG e enclaves. Os campos com as amostras das rochas TTG do Domínio Rio Maria (Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Arco Verde, Tonalito Mariazinha, Trondhjemito Mogno e Trondhjemito Água Fria; Almeida et al., 2011) e do Domínio Carajás (Trondhjemitos Rio Verde e Colorado e Tonalito São Carlos; Feio et al., 2013; Santos et al., 2013a; Silva et al., 2014; Leite-Santos e Oliveira, 2014) são usados para comparações.

magma foram gerados, ou até mesmo às ligeiras diferenças em suas fontes (Moyen et al., 2007; Halla et al., 2009; Almeida et al., 2011). As rochas com altos valores das razões La/Yb e Sr/Y foram provavelmente formadas no campo de estabilidade da granada, em altas pressões (~1,5 GPa), a partir da fusão parcial de granada anfibolitos (baixos valores da razão Nb/Ta) em zonas de subducção (Foley et al., 2002), enquanto as amostras com valores médios dessas razões foram, provavelmente, formadas em condições de pressão intermediária (~1,0 – 1,5 GPa), próximo do limite do campo de estabilidade da granada com o plagioclásio

(1,0 – 1,5 GPa). No diagrama triangular (Ba+Sr)/100, Er e 1/Er proposto por Heilimo et al. (2010), utilizado para diferenciar TTG (alto ETRP e baixo ETRP) e sanukitoides (Figura 12D), as rochas estudadas incidem sobretudo no campo do TTG de baixo ETRP, confirmando sua evolução controlada pelo fracionamento de granada. Além disso, o padrão côncavo dos ETRP observado na variedade trondhjemítica indica que, para sua geração, o anfibólio pode ter sido uma importante fase fracionante.

Os *enclaves* tonalíticos exibem aspectos texturais semelhantes aos dos granitoides TTG, porém diferem no que diz

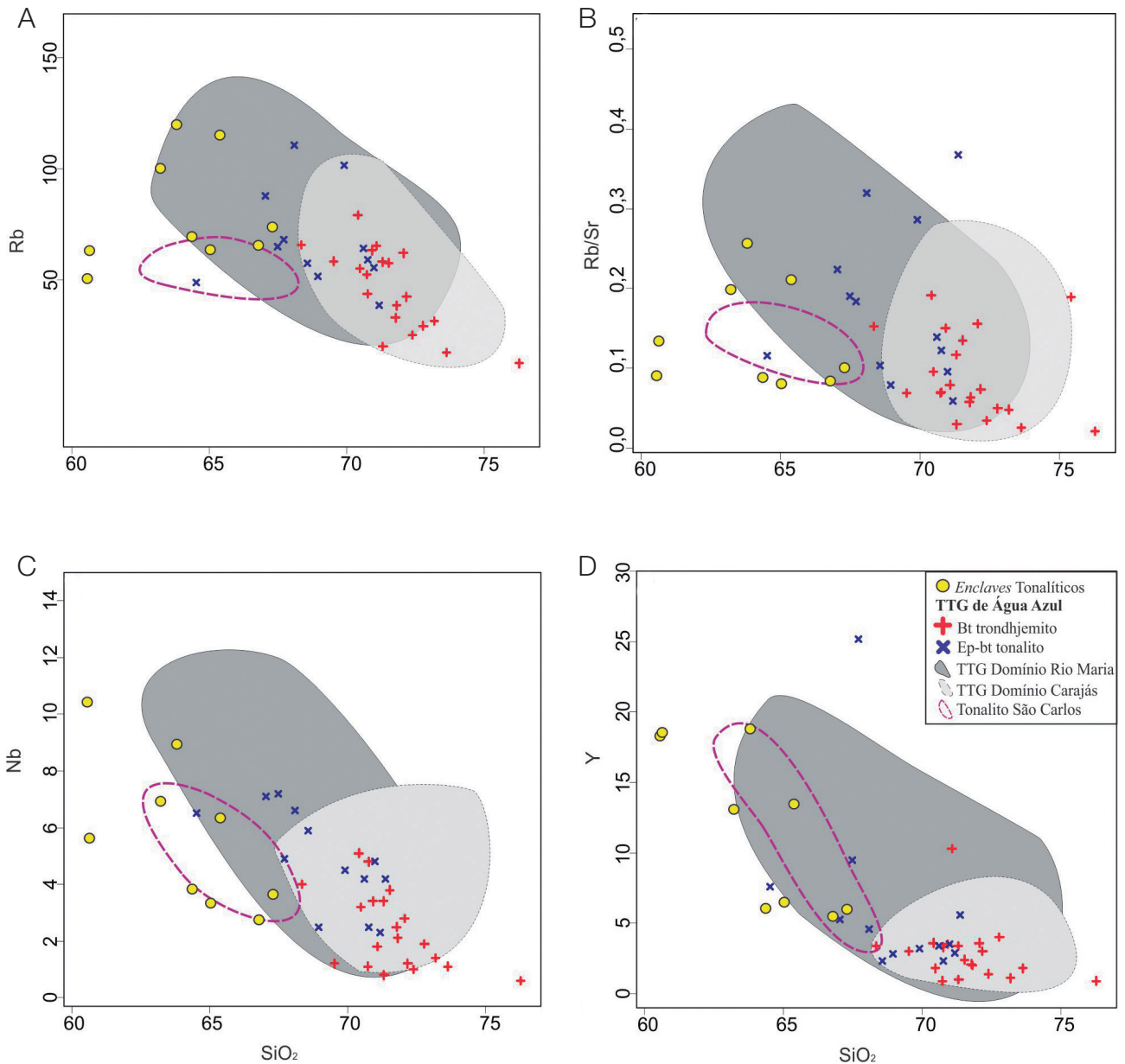


Figura 9. Diagramas de Harker (1965) para os elementos-traço das amostras representativas dos granitoides TTG e *enclaves* de Água Azul do Norte.

respeito aos seus aspectos mineralógicos e geoquímicos. Nos *enclaves*, o anfibólio está presente em quantidades expressivas (>5%), enquanto nas típicas associações TTG da Província Carajás esse mineral é ausente. Esses *enclaves* exibem, ainda, conteúdos significativamente mais elevados de Fe_2O_3 , MgO, CaO, Ni e Cr, o que reflete seu caráter menos evoluído, quando comparados aos granitoides TTG. Além disso, possuem padrão ETR horizontalizado e suas amostras coincidem com os campos definidos pelos granitoides de médios e baixos valores das razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta do DRM (Figuras 12A a 12C), indicando que essas rochas foram geradas a partir de um magma fora do campo de estabilidade da granada, em condições de pressão inferiores àquelas dos granitoides TTG ($\leq 1,0$ GPa). Essas informações também são sugeridas pelo diagrama $(\text{Ba}+\text{Sr})/100$, Er e $1/\text{Er}$ (Heilimo et al., 2010), em que tais rochas incidem nos campos do TTG com alto ETRP e sanukitoides (Figura 12D).

Esses *enclaves* não parecem corresponder a uma típica associação TTG; no entanto, possuem fortes afinidades geoquímicas com o Tonalito São Carlos de 2,93

Ga (Figuras 8 a 11), que também apresenta anfibólio e biotita como os principais minerais ferromagnesianos (Silva et al., 2014). Apesar das semelhanças geoquímicas existentes entre esses granitoides, nota-se que os *enclaves* tendem a ser mais enriquecidos tanto em elementos compatíveis (Fe_2O_3 , MgO, Sr, Ni e Cr) quanto em incompatíveis (Ba e Rb), quando comparados ao Tonalito São Carlos. Levando-se em consideração tais aspectos e utilizando os diagramas classificatórios de Moyen et al. (2003), é possível definir esses *enclaves* como afins dos “TTG enriquecidos” (Figuras 13A e 13B), que, segundo esse autor, são granitoides de composição intermediária entre os típicos TTGs e as rochas afins dos sanukitoides. Esse comportamento transicional também pode ser identificado quando são observados alguns diagramas utilizados para classificação de granitoides do final do arqueano, como aquele proposto por Laurent et al. (2014) (Figuras 13C e 13D). No entanto, provavelmente por fazer parte de uma história evolutiva pretérita (>2,93 Ga) pouco conhecida, preservada apenas como fragmentos de crostas, a evolução dos *enclaves*

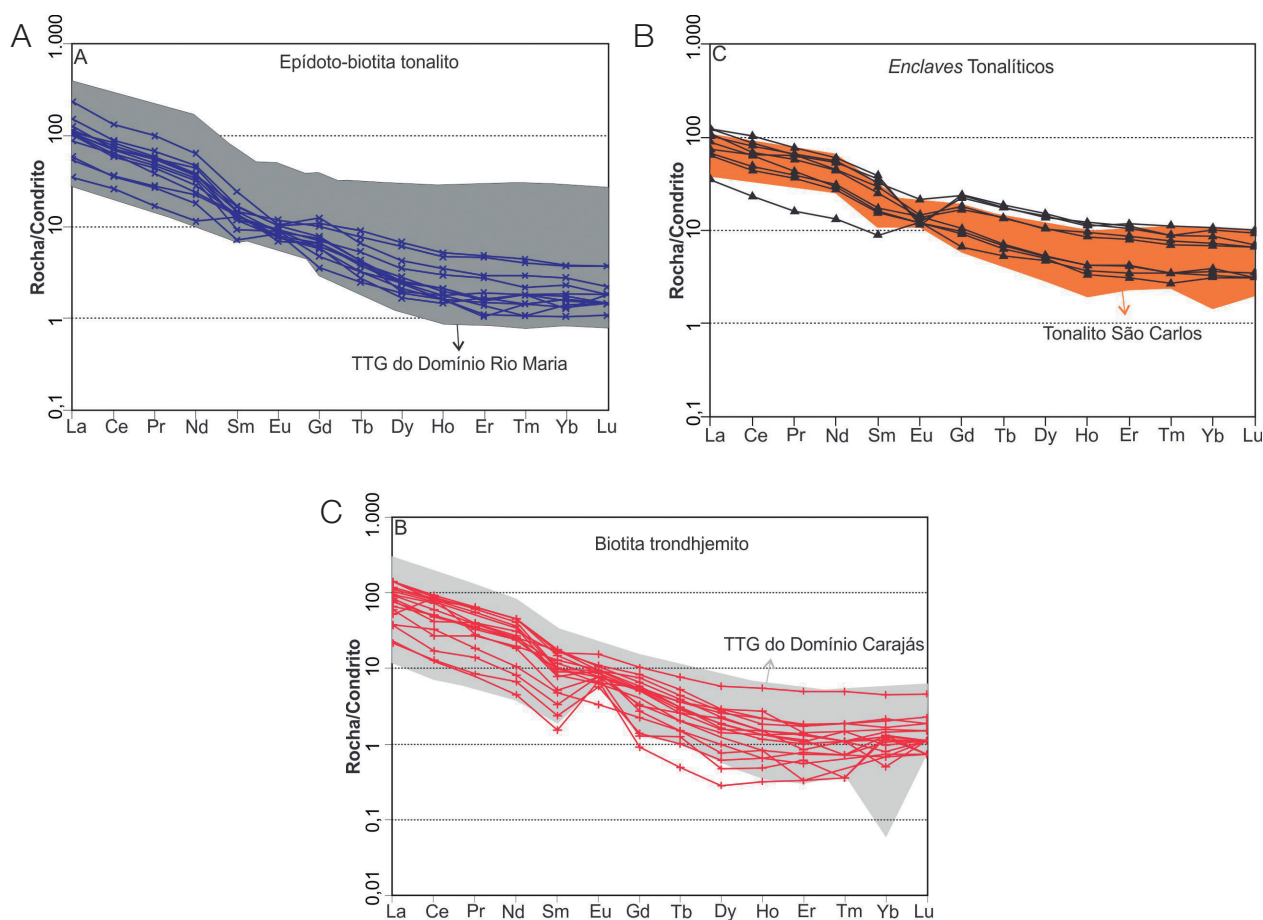


Figura 10. Padrões de ETR com valores normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978) para as variedades petrográficas estudadas: (A) fácies epidoto-biotita tonalito; (B) fácies biotita trondhjemito; (C) *enclaves*.

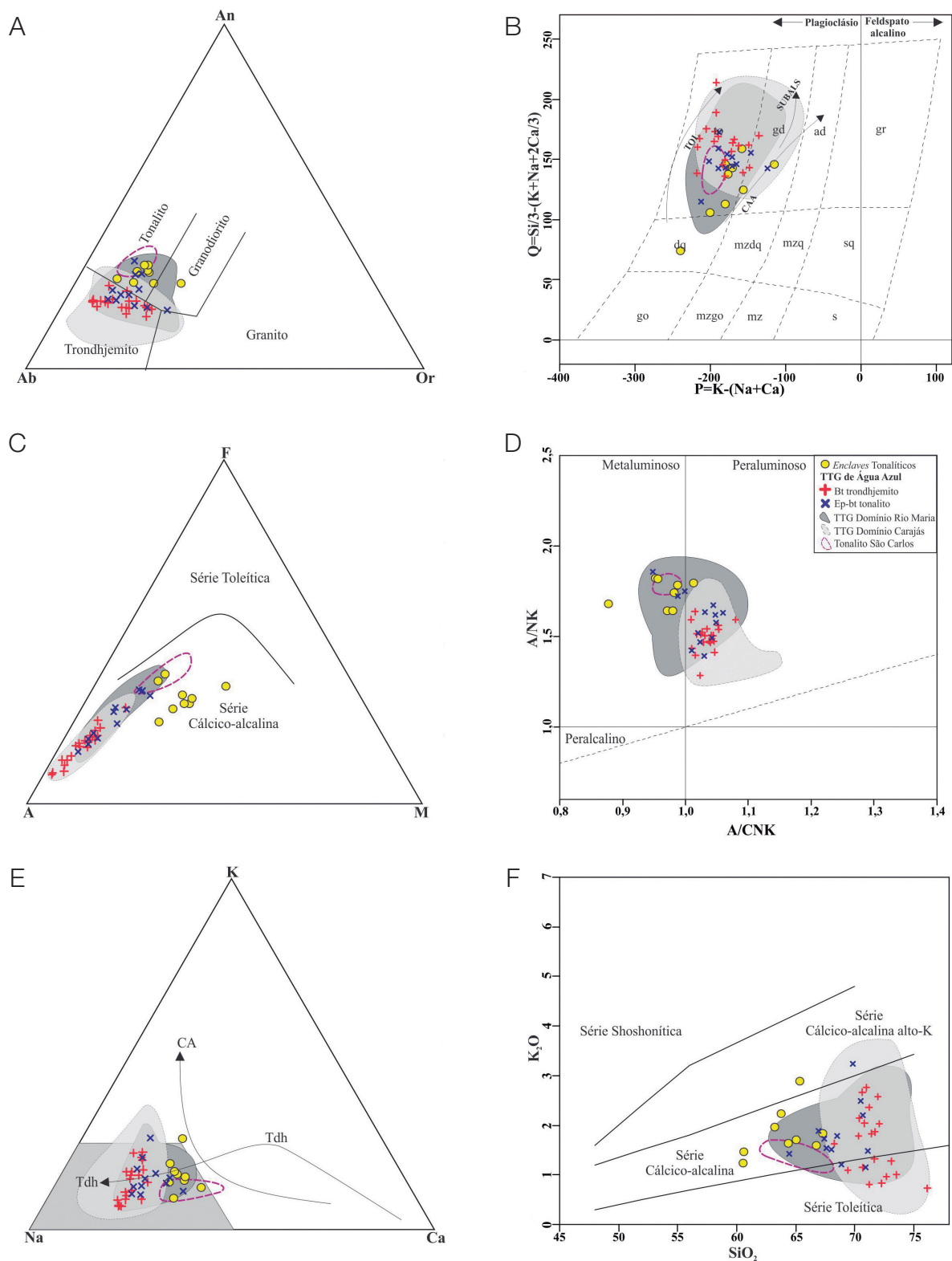


Figura 11. Diagramas de caracterização geoquímica dos granitoides TTG e enclaves: (A) diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor, 1965); (B) diagrama P-Q (Debon e Le Fort, 1983); (C) diagrama AFM (A=Na₂O+K₂O; F=FeO+0,9*Fe₂O₃; M=MgO; Irvine e Baragar, 1971); (D) diagrama [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]mol versus [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)]mol (Shand, 1950); (E) diagrama K-Na-Ca; campo Tdh dos TTGs típicos (Martin, 1994), Tdh = *trend trondhjemítico* (Barker e Arth, 1976) e CA = *trend calcioalcalino*; (F) diagrama K₂O versus SiO₂ (campos de Peccerillo e Taylor, 1976).

merece ser aprofundada com estudos futuros mais detalhados, incluindo aqueles que determinem suas razões isotópicas (U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd).

Padrão estrutural e condições de deformação dos granitoides de Água Azul do Norte

O mapeamento geológico realizado na área de Água Azul do Norte mostrou a existência de um extenso embasamento mesoarqueano, constituído principalmente por

granitoides TTG (U/Pb SHRIMP = 2,93 Ga; Gabriel, no prelo) e mais restritamente por metavulcânicas máficas afins da sequência *greenstone belts*. Ambos são intrudidos por leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr (U/Pb SHRIMP = 2,87 Ga; Leite-Santos e Oliveira, 2016; Leite-Santos, no prelo), granodioritos de afinidade sanukitoide (2,87 Ga; Gabriel e Oliveira, 2014), diques anfibolíticos e intrusões de rochas ultramáficas (Souza, 2016) (Figura 2). Pretende-se, neste tópico, discutir as condições de deformação da crosta TTG dessa área, sendo, para isso,

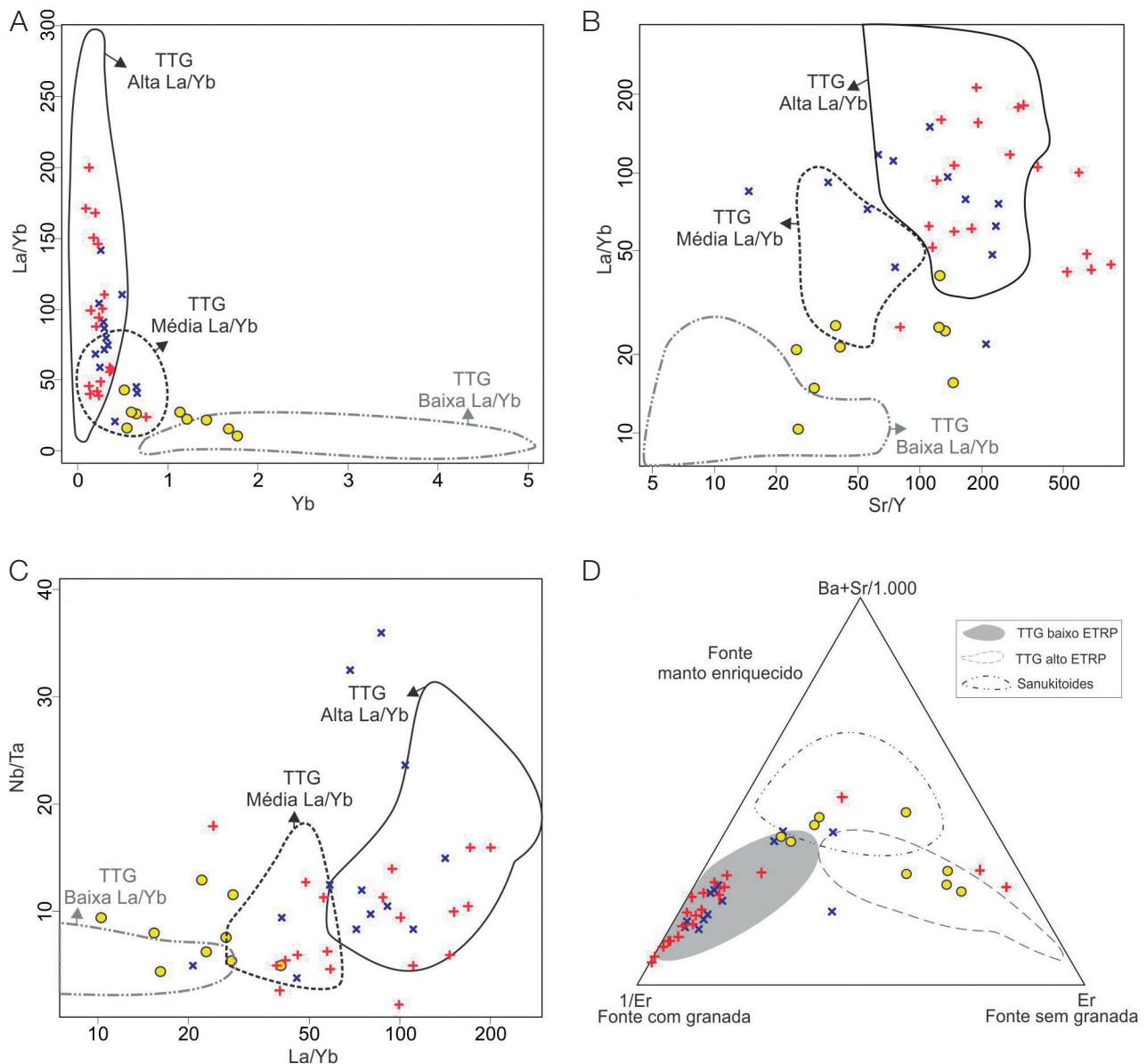


Figura 12. Diagrama comparativo dos granitoides TTG e enclaves de Água Azul do Norte com outros granitoides arqueanos. (A) Diagrama Yb versus La/Yb; (B) diagrama Sr/Y versus La/Yb; (C) diagrama La/Yb versus Nb/Ta. Fonte dos dados (campos): Suítes TTG de Rio Maria (Almeida et al., 2011); (D) diagrama triangular (Ba+Sr)/100, Er e 1/Er (Heilimo et al., 2010).

necessário realizar uma comparação com a natureza e o padrão estrutural das demais unidades supracitadas.

A análise estrutural dos granitoides TTG permitiu individualizar dois domínios com intensidades de deformação distintas (DAD e DBD) (Figura 4). A foliação inclinada à subvertical ($>50^\circ$) é a estrutura mais recorrente nesses granitoides, e aquela com mergulho de baixo ângulo ($<40^\circ$) é comum ao longo do contato com intrusões leucograníticas (zonas de migmatização). O bandamento composicional preserva um *trend* principal E-W, que é sobreposto, por meio de cisalhamento e transposição, pela foliação contínua com orientações NW-SE, N-S e NE-SW, e milonítica

de orientação E-W desenvolvida em zonas de cisalhamento sinistrais.

Os sanukitoides são marcados por uma foliação de fluxo magmático, definida pela orientação de prismas euédricos subparalelos de feldspatos, que é sobreposta pela foliação milonítica de alto ângulo com lineação de estiramento mineral (quartzo-feldspático), associada às zonas de cisalhamento sinistrais (Gabriel e Oliveira, 2014). As estruturas de origem tectônica sobrepõem-se fortemente às de origem magmática e possuem *trends* E-W a WNW-ESE. Elas apresentam diferenças no arranjo entre os dois corpos individualizados. No Sanukitoide Água Limpa, localizado

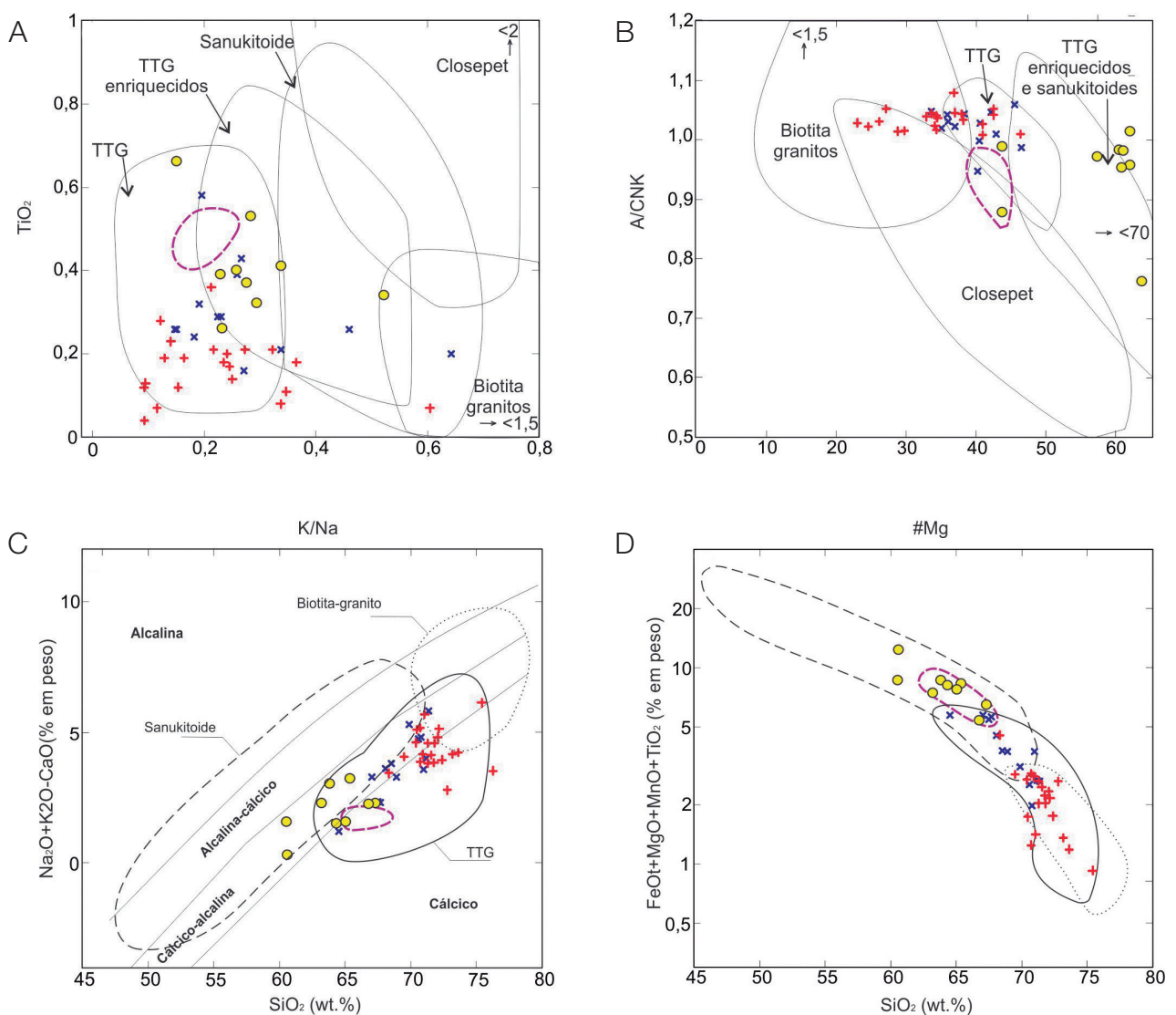


Figura 13. Diagramas de variação para comparação das associações arqueanas de outros cratons com as dos granitoides TTG e enclaves de Água Azul do Norte, além do Tonalito São Carlos: (A) diagrama K/Na versus TiO_2 ; (B) diagrama $\#Mg$ versus A/CNK — campos definidos com base em Moyen et al. (2003); (C) índice de MALI $([Na_2O+K_2O]-CaO)$ versus SiO_2 ; diagrama de Frost et al. (2001); (D) somatório de ferromagnesianos $(FeOt+MgO+MnO+TiO_2)$ versus SiO_2 (Laurent et al., 2014). Campos de sanukitoides, TTG e biotita-granito compilados de Martin et al. (2009); Moyen (2011); Moyen e Martin (2012).

no extremo norte da área, a foliação e a lineação mineral mergulham para NNE (cavalgamento), enquanto no Sanukitoide Água Azul, ao sul, a foliação de alto ângulo possui mergulho para sul e lineação com inclinação moderada a suave para WSW (deformação oblíqua a transcorrente) (Figura 4A). Porfiroclastos de feldspatos com extinção ondulante e matriz fortemente orientada de novos grãos hexagonais, associada a quartzo *ribbon*, indicam que a deformação nesses granitoides foi controlada por recristalização dinâmica em temperaturas moderadas (Gabriel e Oliveira, 2014). O arranjo das foliações miloníticas (E-W e WNW-ESE) representa tramas S-C em escala regional de zonas de cisalhamento sinistrais.

O extenso corpo anfibolítico que secciona a crosta TTG na sua porção centro-oeste possui orientação geral N-S com inflexão para NE (Figura 4A). Apresenta foliações subverticais N-S, E-W a NE-SW de origem submagmática, como indicado pela fraca deformação intracristalina de cristais de plagioclásio zonados e orientados, além de textura subofítica preservada (Souza, 2016). No DAD, a forte estruturação desse dique parece condicionar a colocação de injeções leucograníticas tardias em um *trend* N-S, ao mesmo tempo em que as estruturas pretéritas dos granitoides encaixantes sofrem transposição N-S. Ocorrem, ainda, encaixadas em zonas de cisalhamento na porção central da área, lentes de corpos anfibolíticos com textura milonítica. Estudos termobarométricos indicam pico metamórfico no corpo principal em 2,7 Kbar e 470°C, enquanto nos corpos milonitizados os valores são de 5,0 Kbar e 540°C (Souza, 2016).

As intrusões de leucogranodiorito-granitos apresentam foliações definidas tanto por orientação de micas e feldspatos euédricos (magmática) quanto por agregados quartzo-feldspáticos deformados. Tais intrusões registram foliações subverticais com *trends* E-W, NW-SE, N-S e NE-SW. As distribuições dos arranjos estruturais em mapa indicam que as estruturas das rochas encaixantes exerceram forte controle na colocação e estruturação desses granitoides (Figura 4A). Tal fato pode também ser evidenciado pela ocorrência de bolsões intrusivos concordantes ao bandamento dos granitoides TTG e conectados a veios de direção N-S (Figura 4B). Todas essas observações permitem sugerir que os leucogranodiorito-granitos são sin a pós-tectônicos em relação ao último ciclo de deformação dúctil registrado na área.

Os dados microestruturais dos granitoides TTG indicam que a última fase deformacional atuou de forma heterogênea no estado sólido a temperatura de ~550°C, próxima daquela calculada para as rochas anfibolíticas que indicam metamorfismo sob condições de fácies anfibolito médio (Souza, 2016). Nas amostras menos deformadas, a ocorrência de novos grãos hexagonais de quartzo e feldspatos entre os cristais primários pouco deformados deve estar relacionada à recristalização, na qual a temperatura exerceu papel mais importante que a deformação. Nas amostras mais deformadas, a ocorrência

de agregados granoblásticos orientados de plagioclásio + quartzo ± microclina e *clusters* de biotita ± epidoto entre os porfiroclastos sugere que a deformação cessou a temperaturas suficientemente altas para promover recuperação e recristalização estática. As rochas extremamente deformadas, quartzo *ribbon* associado a agregados granoblásticos que bordejam porfiroclastos de plagioclásio em caldas assimétricas, indicam a atuação de recristalização dinâmica. A fonte de calor responsável pelo pico metamórfico regional resultou do espessamento crustal gerado pelos processos colisionais em ~2,87 Ga, em que a colocação de intrusões leucograníticas provocaram feições de migmatização nas rochas TTG de Água Azul do Norte.

Modelo de deformação para a área de Água Azul do Norte

Na região de Água Azul do Norte, porção sul do DC, as associações litológicas expostas exibem características semelhantes aos clássicos terrenos granito-*greenstone* descritos em vários crátons arqueanos e registram importantes processos deformacionais, preservados, principalmente, no embasamento TTG. Neste, o bandamento composicional E-W (S_n) representa a estruturação original do batólito, gerada durante sua colocação (~2,93 Ga — idade de cristalização do TTG) dentro de um modelo de deformação com um forte componente de cisalhamento puro (compressão) em condições submagmáticas. Essas estruturas provavelmente foram originadas durante o ciclo tectônico (estágio pré-colisional) mais antigo encontrado nessas rochas e registram um primeiro momento de deformação (D1). No entanto, levando em consideração o alto grau de deformação dúctil que afetou esse corpo, não se descarta a possibilidade de que padrões estruturais mais antigos (p.ex. N-S), atribuídos às estruturações dômicas de associações TTG de outras áreas da Província Carajás (Althoff et al., 2000; Leite, 2001; Domingos, 2009), possam ainda existir nos granitoides TTG estudados.

As foliações contínuas são provavelmente cogenéticas, produto da transposição, tanto por cisalhamento simples (rotação) quanto puro das estruturas pretéritas, e possuem padrões NW-SE, N-S, NE-SW e até E-W em arranjos anastomóticos de foliação. Tais estruturas podem ser atribuídas a uma fase posterior de deformação (D2) de caráter dúctil que afetou o embasamento TTG, sobretudo próximo às intrusões de leucogranitos em ~2,87 Ga (estágio colisional), e que foi distribuída de forma heterogênea no DAD (Figura 5A). Estas são associadas às bandas de cisalhamento dextrais N-S e sinistrais NW-SE e NE-SW, além de dobras assimétricas. A foliação milonítica (S_m), limitada à porção centro-oeste da área, mostra trama planar e linear subparalela ao bandamento composicional e é marcadora de zonas de concentração de deformação — estas parecem fazer parte da mesma foliação anastomótica da fase D2,

possivelmente nos estágios finais da deformação. Nesse contexto, os *trends* E-W associados à principal posição do bandamento na área foram apenas acentuados e reativados pela deformação dúctil subsequente, exercendo forte influência no desenvolvimento das zonas de cisalhamento tardias de mesma orientação. Tais feições estruturais sugerem intensa partição da deformação no corpo TTG estudado, no qual nota-se que as anisotropias que controlaram o desenvolvimento da fase D2 podem ser atribuídas, além do bandamento magmático, à presença de litotipos distintos (anfíbolitos) na crosta TTG, os quais forneceram o contraste reológico necessário para o desenvolvimento de estruturas anômalas (foliações N-S mais jovens) dentro de um contexto de deformação dúctil regional.

A direção de encurtamento inferida mostra-se similar em todos os momentos de deformação e a orientação dos tensores X e Y variados. Durante D1 Z: ~N10 – 20°E e X: subvertical (lineação subvertical) e em D2 Z: ~N10 – 20°E e X: sub-horizontal (como inferido pela disposição de bandas de cisalhamento conjugadas ilustrado no encarte da Figura 4A). Os momentos de deformação D1 e D2, uma vez que os vetores de convergência responsáveis por suas gênese são coincidentes, devem então ser compreendidos em termos de incremento de deformação até alcançar a estruturação final (deformação finita progressiva).

A atuação conjunta de componentes direcionais associados com deslocamentos verticais é característica de modelos de transpressão, como discutido por Robin e Cruden (1994), Tikoff e Fossen (1993), entre outros. O modelo de deformação regional por transpressão sinistral adotado para o embasamento da porção sul da Bacia Carajás (Pinheiro e Holdsworth, 2000; Domingos, 2009) e para o DRM (Althoff et al., 2000) mostra-se coincidente com aquele que deu origem às estruturas da crosta TTG de Água Azul do Norte, onde há evidências de achatamento e atuação de componentes de cisalhamento simples subsequentes. Dentro desse contexto, as bandas de cisalhamento sinistrais e dextrais identificadas no DAD e associadas ao evento D2 são geometricamente comparáveis às falhas sintéticas (R e P) e antitéticas (R') do modelo de cisalhamento de Riedel, respectivamente, com vetor de encurtamento NNE-SSW para a origem dessas estruturas.

O modelo de deformação responsável pela edificação das estruturas da crosta TTG também pode ser aplicado para explicar diferenças no arranjo das estruturas nos demais litotipos. Nos plútons sanukitoides das porções norte e sul da área, as lineações são perpendiculares e subparalelas à foliação, o que pode ser explicado pela partição da deformação entre zonas de cisalhamento com dominância de componente de cisalhamento puro e simples, respectivamente. Aliado ao fato de que a crosta TTG detém estruturas que caracterizam a atuação de componentes compressivos e oblíquos, é proposto que, durante a transpressão, a deformação

sofreu particionamento com o total do componente de cisalhamento simples acomodado por zonas de cisalhamento, e as regiões de menor deformação, que ocorrem entre essas zonas, são controladas por cisalhamento puro, que tende a ser dominante na porção norte da área.

CONCLUSÕES

A crosta TTG da área de Água Azul do Norte é predominantemente trondhjemitica, com tonalitos subordinados. Essas rochas se dispõem em *trends* colineares, indicando que são comagmáticas e evoluíram pelo fracionamento de biotita e minerais acessórios primários. Mostram fortes afinidades geoquímicas com as demais ocorrências TTG do DC (trondhjemitos Rio Verde, Colorado e de Nova Canadá) e diferem daquelas do DRM (tonalitos Caracol, Arco Verde, Mariazinha, trondhjemitos Mogno e Água Fria) por apresentarem termos mais evoluídos, conteúdos menos expressivos de minerais acessórios primários e serem essencialmente peraluminosas, com ausência de plagioclásio intensamente descalcificado (Trondhjemitos Mogno).

Os granitoides TTG apresentam médios e altos valores das razões La/Yb e Sr/Y, e baixos de Nb/Ta. Isso sugere que tais rochas foram formadas a partir da fusão parcial de uma fonte metamáfica, em condições de altas a intermediárias pressões (~1,0 – 1,5 GPa), ainda no campo de estabilidade da granada. Condições análogas são atribuídas à formação dos trondhjemitos Mogno e Água Fria do DRM (Almeida et al., 2011; Ronaib e Oliveira, 2013) e daqueles do DC (Leite-Santos e Oliveira, 2014). A ausência de rochas com baixos valores das razões La/Yb e Sr/Y, que são frequentes nas unidades tonalíticas do DRM, pode confirmar a afinidade trondhjemitica da crosta TTG de Água Azul do Norte, e que esses segmentos crustais não foram formados por processos tectono-magmáticos inteiramente coincidentes.

Os *enclaves* tonalíticos possuem características mineralógicas e geoquímicas particulares, que não permitem associá-los às típicas associações TTG. Nestes, o anfíbólio está presente em quantidades expressivas (>5%), exibe conteúdos elevados de Fe₂O₃, MgO, CaO, #Mg, Ni e Cr, e, ainda, um padrão ETR horizontalizado (baixos valores da razão La/Yb), o que reflete seu caráter menos evoluído, quando comparado aos granitoides TTG. Os baixos valores das razões La/Yb e Sr/Y indicam que essas rochas foram geradas fora do campo de estabilidade da granada, em condições de pressão inferiores àquelas dos granitoides TTG (≤1,0 GPa), e que representariam magmas de comportamento transicional entre os típicos TTG e sanukitoides, originados a partir de mudança progressiva entre as duas séries, conforme discutido por Moyen et al. (2003). O caráter menos evoluído dos *enclaves* em

relação às rochas do Tonalito São Carlos (2,93 Ga), com seu padrão estrutural caótico, sugere que estes possam representar fragmentos de uma crosta ainda mais antiga na porção sul do DC (Subdomínio Sapucaia).

As interpretações dos dados estruturais sugerem que a crosta TTG registra, pelo menos, dois importantes momentos de deformação com eixos de encurtamento principal coincidentes (N10 – 20°E). O primeiro (D1) é evidenciado pelo bandamento composicional (E-W) gerado por um forte componente de cisalhamento puro durante a colocação dos granitoides TTG em ~2,93 Ga. A fase tardia de deformação dúctil (D2), dada sob condições de metamorfismo de fácies anfibolito médio (550°C), é marcada pela transposição de cisalhamento simples e puro das estruturas pretéritas, e que deram origem aos padrões de foliação NW-SE, N-S, NE-SW e E-W. Bandas de cisalhamento dextrais N-S e sinistrais NW-SE e NE-SW, bem como zonas de cisalhamento sinistrais E-W, também ocorrem associadas. Esse momento de deformação está registrado nas intrusões tardias de leucogranitos sin a tardi-tectônicos de ~2,87 Ga, nos corpos anfibolíticos e nas rochas encaixantes próximas a essas intrusões.

O modelo de deformação regional por transpressão sinistral com partição da deformação é adotado para as rochas do embasamento mesoarquano da região de Água Azul do Norte, semelhante ao que foi estabelecido para o embasamento da Bacia Carajás (Pinheiro e Holdsworth, 2000) e do DRM (Althoff et al., 2000). A deformação transpressiva identificada na área sugere que as convergências de placas foram atuantes durante o período de 2,93 e 2,87 Ga na porção sul da Província Carajás, onde o encurtamento horizontal de uma crosta dúctil moldou o terreno de afinidade granito-*greenstone*. Admite-se que, durante a última fase da transpressão, o *strain* foi particionado, com a tensão total de cisalhamento simples sendo acomodada em zonas e bandas de cisalhamento. Uma consequência disso seria a preservação de regiões de baixa deformação entre zonas de cisalhamento, com termos relativamente dominados por achatamento.

Os dados geológicos obtidos neste trabalho revelaram que a porção sul do DC possui uma evolução complexa, ainda não totalmente esclarecida. No entanto, a existência de uma expressiva crosta TTG na região de Água Azul do Norte distinta daquela do DRM, aliada a um complexo padrão deformacional que quase sempre está associado a processos de migmatização, sugere que ao menos essa porção do DC não representa uma extensão do DRM, e que aliado à ausência de registros da atuação de eventos neoarqueanos, também não estaria em conformidade com a redefinição desta área como parte do Subdomínio Sapucaia, como proposto por Dall’Agnol et al. (2013). Além disso, a intensa deformação e o metamorfismo na fácies anfibolito indicam um nível de exposição crustal mais profundo para as rochas de Água Azul

do Norte em relação àquele até então identificado no DRM. As feições estruturais e composicionais caracterizadas nos TTGs dessa área denunciam que ela pode representar um fragmento mesoarquano independente, sem conexão com o segmento crustal de Rio Maria e que foi incorporado tectonicamente ao então conhecido DC. Tal hipótese poderá ser reforçada quando tais informações forem confrontadas com os dados isotópicos a serem obtidos para o embasamento TTG de Água Azul do Norte.

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides da Universidade Federal do Pará (GPPG-UFPA), pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), pelo suporte técnico; à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor e de produtividade ao segundo autor (Proc. 311388/2016-7); e ao projeto CNPq Universal (Proc. 485806/2013-4) e ao convênio Vale/FAPESPA edital 01/2010, ICAAF: 053/2011, pelo apoio financeiro. Este trabalho é uma contribuição para o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) de Geociências da Amazônia (GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA – Processo n. 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17, 1-29.
- Almeida, J.A.C., Oliveira, M.A., Dall’Agnol, R., Althoff, F.J., Borges, R.M.K. (2008). *Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-ZC V)*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 147p. (Programa Geobrasil).
- Almeida, J. A. C., Dall’Agnol, R., Dias, S. B., Althoff, F. J. (2010). Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, 120(3-4), 235-257.
- Almeida, J. A. C., Dall’Agnol, R., Leite, A. A. S. (2013). Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 103-126.

- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Macambira, M. J. 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), 201-221.
- Althoff, F. J., Barbey, P., Boullier, A. M. (2000). 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104(3), 187-206.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N. (1991). *Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A*. Rio de Janeiro: CPRM. 136 p. (Relatório Final).
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N., Jorge João, X. S., Costa, J. B. S. (1988). A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *VII Congresso Latino-Americano de Geologia*, 324-333. Belém: SBG-NO.
- Avelar, V. G. (1996). *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências - UFPA.
- Barker, F., Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(10), 596-600.
- Blenkinsop, T. G. (2000). *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 150p.
- Chappell, B. (2004). Towards a unified model for granite genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95(1-2), 1-10.
- Clemens, J. D., Yearron, L. M., Stevens, G. (2006). Barberton (South Africa) TTG magmas: geochemical and experimental constraints on source-rock petrology, pressure of formation and tectonic setting. *Precambrian Research*, 151(1), 53-78.
- Costa, J. B. S., Araújo, J. B., Santos, A., Jorge João, X. S., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (1995). A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7(20), 199-235.
- Cunha, I. R. V., Dall'Agnol, R., Feio, G. R. L. (2016). Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province – Amazonian Craton: implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 100-121.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93(3-4), 215-233.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Almeida, J. A. C., Althoff, F. J., Leite, A. A. S., Oliveira, D. C., Barros, C. E. M. (2006). Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic Province, Eastern Amazonian craton. *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém: Pronex-UFPA/SBG-NO.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C., Guimarães, F. V., Gabriel, E. O., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N., Althoff, F. J., Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Silva, A. C., Rodrigues, D. S., Santos, M. J. P., Silva, C. R. P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013). Geologia do subdomínio de transição do domínio Carajás: implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13. Belém: SBG. CD-ROM.
- 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.
- Domingos, F. H. G. (2009). *The structural setting of the Canaã dos Carajás region and Sossego Sequeirinho deposits, Carajás – Brazil*. Tese (Doutorado). Durham: Department of Earth Sciences – University of Durham.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199-1212.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Oliveira, D. C., Santos, R. D., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian Craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151, 57-73.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., Soares, J. E. B. (2013). Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implication for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227, 157-185.

- 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.
- 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.
- Gabriel, E. O. (2012). *Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitoides Arqueanos da Porção Nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Gabriel, E. O. (no prelo). *Petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte - PA, Província Carajás*. Tese (Doutorado). Belém: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Gabriel, E. O., Oliveira, D. C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3), 533-564.
- Gabriel, E. O., Oliveira, D. C., Galarza, M. A., Santos, M. S. (2015). Geocronologia e aspectos estruturais dos sanukitoides mesoarqueanos da Área de Água Azul do Norte: implicações para a história evolutiva a porção sul do Domínio Carajás. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, n. 14. Marabá (PA). CD-ROM.
- Gabriel, E. O., Oliveira, D. C., Macambira, M. J. B. (2010). Caracterização geológica, petrográfica e geocronológica de ortopiroxênio-trondhjemitos (leucoenderbitos) da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás. *Congresso Brasileiro de Geologia*, n. 45. Belém: SBG.CD-ROM.
- Guimarães, F. V., Dall'agnol, R., Almeida, J. A. C., Oliveira, M. A. (2010). Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemitos Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2), 196-211.
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Hölttä, P. (2009). Geochemical and numerical constraints on neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 174, 155-162.
- Hanson, G. N. (1989). An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1), 79-97.
- Harker, A. (1965). *The natural history of igneous rocks*. Nova York: Macmillan.
- Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P. (2010). Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 115, 27-39.
- Henderson, P. (1984). *Rare earth element geochemistry*. Nova York: Elsevier.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 8(5), 523-548.
- Lafon, J. M., Macambira, M. J. B., Pidgeon, R. T. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *International Geological Congress*, n. 31, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- 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.
- 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.
- 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, Instituto de Geociências – UFPA.
- 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, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4), 447-458.
- Leite-Santos, P. J. (no prelo). *Petrologia e geocronologia das associações leucograníticas arqueanas da região de Água Azul do Norte (PA): implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Tese (Doutorado). Belém: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Leite-Santos, P. J., Oliveira, D. C. (2014). Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3), 635-659.

- 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.
- Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. 2a. ed. Londres: Cambridge University Press.
- Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (1995). Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7, 263-288.
- Macambira, M. J. B., Lancelot, J. (1991). Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. *III Simpósio de Geologia da Amazônia*, 49-58. Belém: RBG.
- Martin, H. (1994). The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: K. C. Condie (Ed.), *Developments in Precambrian geology: Archean crustal evolution* (v. 11, 205-259). Amsterdã: Elsevier.
- Martin, H., Moyen, J. F., Rapp, R. P. (2009). The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Geological Society of American Special Papers*, 100, 15-33.
- Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Juliano, C., Souza Filho, C. R. (2011). Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46(7), 789-811.
- Moyen, J. F. (2011). The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123, 21-36.
- Moyen, J. F., Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312-336.
- Moyen, J. F., Martin, H., Jayananda, M., Peucat, J. J. (2003). Magmatism during the accretion of the late Archaean Dharwar Craton (South India): sanukitoids and related rocks in their geological context. *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, 516. Nice, France.
- Moyen, J. F., Stevens, G., Kisters, A. F., Belcher, R. W. (2007). TTG Plutons of the Barberton Granitoid-Greenstone Terrain, South Africa. *Developments in Precambrian Geology*, 15, 607-667.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, 525B, B79-B84.
- Oliveira, D. C., Santos, P. J. L., Gabriel, E. O., Rodrigues, D. S., Faresin, A. C., Silva, M. L. T., Sousa, S. D., Santos, R. V., Silva, A. C., Souza, M. C., Santos, R. D., Macambira, M. J. B. (2010). Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 45. 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 sanukitoid series. *Lithos*, 127, 192-209.
- 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.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. 2a. ed. Alemanha: Springer-Verlag.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-363.
- 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.
- 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*, v. 38, 390-391. Camboriú: SBG.
- Pinheiro, R. V. L., Holdsworth, R. E. (2000). Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 597-606.
- Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Girardi, V. A. V., Cavazzini, G., Finatti, C., Barbieri, M. A., Teixeira, W. (1998). Petrogenesis of the paleoproterozoic basaltic-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian Craton. *Lithos*, 43, 235-265.

- Robin, P. Y. F., Cruden, A. R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16, 447-466.
- Rodrigues, D. S., Oliveira, D. C., Macambira, M. J. B. (2014). Geologia, geoquímica e geocronologia do granito mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3), 597-633.
- Rolando, A. P., Macambira, M. J. B. (2003). Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4. Salvador. CD-ROM.
- Ronaib, C., Oliveira, D. C. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3), 331-337.
- 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* (169-226). Brasília: CPRM.
- 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, Ciências Naturais*, 8(3), 325-354.
- Santos, M. N., 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, 279-301.
- Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Dall’Agnoll, R., Guimarães, F. V. (2013b). Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3), 257-290.
- Shand, S. J. (1950). *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4a. ed. Londres: Thomas Murby.
- Silva, A. C., Dall’Agnol, R., Guimarães, F. V., Oliveira, D. C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica de associações tonalíticas e trondhjemíticas arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(1), 13-45.
- Silva, F. F., Oliveira, D. C., Antônio, P. Y. J., D’Agrella, M. S., Lamarão, C. N. (2016). Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 95-114.
- Silva, G. G., Lima, M. I. C., Andrade, A. R. F., Issler, R. S., Guimarães, G., (1974). Folha SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folhas SC-22 Tocantins. Geologia, Geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra* (v. 4, 1-143). Rio de Janeiro: MME; DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais).
- Souza, D. B. (2016). *Geologia, geoquímica e mineralogia dos corpos anfibolíticos de Água Azul do Norte: condições de metamorfismo e implicações tectônicas para o Domínio Sapucaia - Província Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Souza, Z. S., Dall’Agnol, R., Althoff, F. J., Leite, A. A. S. (1996). Carajás mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrast on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. *Extended Abstracts of the Symposium on Archean Terranes of South America Platform*, n. 1, 31-32. Brasília.
- Souza, Z. S., Potrel, A., Lafon, J. M., Althoff, F. J., Pimentel, M. M., Dall’agnol, R., Oliveira, C. G., (2001). Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109(3), 293-315.
- 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* (471-486). São Paulo: BECA.
- Teixeira, M. F. B., Dall’Agnol, R., Silva, A. C., Santos, P. A. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica do leucogranodiorito pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3), 291-324.

Tikoff, B., Fossen, H. (1993). Simultaneous pure shear and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, 217(3-4), 267-283.

Trouw, A. J. R., Passchier, C. W., Wiersma, D. J. (2010). *Atlas of mylonites and related microstructures*. Berlin: Springer Science & Business.

Vasquez, L. M., 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*. Belém: CPRM.

Vernon, R. H. (2000). Review of microstrutural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5(2), 1-23.