

Petrologia magnética dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, porção sul do Domínio Carajás – Pará

Magnetic petrology of the Água Azul and Água Limpa granodiorites, southern portion of the Carajás Domain – Pará

Eleilson Oliveira Gabriel^{1,3} e Davis Carvalho de Oliveira^{2,3}

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Corrêa 1, Campus Básico, Caixa Postal 8.608, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (eleilson@ufpa.br)

²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR (davis@ufpa.br)

³Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR

Recebido em 08 de março de 2013; aceito em 03 de setembro de 2013

Resumo

Os granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL) afloram no extremo sul do Domínio Carajás como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W, anteriormente inseridos no Complexo Xingu. O GrdAL é formado essencialmente por biotita-anfibólio granodioritos e muscovita-biotita granodioritos, além de anfibólio-biotita tonalitos subordinados; no GrdAA, epidoto-anfibólio-biotita granodioritos são dominantes, epidoto-anfibólio-biotita tonalitos e (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranitos, subordinados. Essas rochas mostram assinaturas geoquímicas afins dos sanukitoides arqueanos. O estudo de suscetibilidade magnética (SM) mostrou valores relativamente baixos para o GrdAL (média de $17,54 \times 10^{-4}$ SIv) e o GrdAA (média de $4,19 \times 10^{-4}$ SIv). Os estudos dos minerais opacos mostram que a magnetita e a hematita são as fases comuns e que a ilmenita está ausente nessas rochas. O GrdAL contém titanita associada à magnetita, enquanto o GrdAA contém pirita, calcopirita e goethita. No GrdAL, a magnetita é mais abundante e desenvolvida que no GrdAA, justificando, assim, sua SM mais elevada. A martitização da magnetita e a oxidação dos sulfetos, gerando goethita, ocorreram a baixas temperaturas. A correlação positiva entre os valores de SM e os conteúdos modais de opacos, anfibólio, epidoto + allanita e quartzo + K-feldspato, assim como a correlação negativa de SM com biotita e máficos observadas nessas unidades, denunciam uma tendência no aumento de SM no sentido anfibólio tonalitos/anfibólio granodioritos à biotita granodioritos/biotita monzogranitos. Os dados geoquímicos corroboram esse comportamento, com correlação negativa entre os valores de SM e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, FeO e MgO, refletindo para as duas unidades uma tendência de aumento nos valores de SM paralelamente à diferenciação magmática. As afinidades geoquímicas e mineralógicas entre essas rochas e os sanukitoides do Domínio Rio Maria sugerem condições de fugacidade de oxigênio entre os tampões HM e FMQ para os granitoides estudados.

Palavras-chave: Granitoides; Arqueano; Magnetita; Carajás; Petrologia magnética.

Abstract

The Água Azul and Água Limpa granodiorites (AAGrd and ALGrd, respectively) outcrop in the extreme southern of the Carajás Domain as two elongated bodies following the EW regional trend and were previously included in the Xingu Complex. The ALGrd consists mainly of biotite-amphibole granodiorites and muscovite-biotite granodiorites, with subordinate amphibole-biotite tonalites; the AAGrd contains dominant epidote-amphibole-biotite granodiorites, epidote-amphibole-biotite tonalite and restricted (amphibole)-epidote-biotite monzogranites. These rocks show geochemical signatures like of archaean sanukitoids. The magnetic susceptibility (MS) values obtained in the ALGrd (average 17.54×10^{-4} SIv) and AAGrd (average 4.19×10^{-4} SIv) are relatively low. The main opaque minerals are magnetite and hematite, and ilmenite is lacking in these rocks. The ALGrd contains titanite associated with magnetite, while the AAGrd contains pyrite, chalcopyrite, and goethite. In the ALGrd, magnetite is more developed and large than in the AAGrd, justifying its highest values of MS. The oxidation of magnetite (martitization) and the alteration of sulfides to goethite, occurred at low temperatures. The positive correlation between MS values and the modal content of opaque, amphibole, epidote + allanite and quartz + K-feldspar, as well as the negative correla-

tion of MS with biotite and mafic observed in these units, reveal a trend of MS increasing in the direction: amphibole tonalites/amphibole granodiorites à biotite granodiorites/biotite monzogranites. The geochemical data confirm this fact, with a negative correlation between the MS values and Fe_2O_3T , FeO , and MgO , reflecting, for the two units, an upward trend in MS values parallel to magmatic differentiation. The geochemical and mineralogical affinities between these rocks and sanukitoids of the Rio Maria Domain suggest conditions of the oxygen fugacity between HM and FMQ buffers for the studied granitoids.

Keywords: Granitoids; Archaean; Magnetite; Carajás; Magnetic petrology.

INTRODUÇÃO

A região de Água Azul do Norte, localizada na porção sul do Domínio Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1981), é marcada pela ocorrência expressiva de granitoides variavelmente deformados e recristalizados, de naturezas distintas e gerados no Mesoarqueano (~2,88 Ga) e no Neoarqueano (~2,75 Ga), dentre os quais se destacam as associações tonalíticas-trondhjemiticas-granodioríticas (TTGs) e leucogranitos (Oliveira et al., 2010b; Feio et al., 2013). Grande parte dessas rochas ainda é enquadrada no Complexo Xingu (Vasquez et al., 2008), o qual agrupa granitoides indiferenciados de origens e idades distintas e ainda indefinidas. Apesar dos diversos trabalhos realizados nessa porção do Cráton, esse complexo continua sendo a unidade de maior expressão areal. Em trabalhos recentes de mapeamento geológico das rochas do Complexo Xingu que afloram na região compreendida entre a cidade de Água Azul do Norte e a Vila Nova Canadá, foi identificada grande variedade de granodioritos e tonalitos, com a ocorrência expressiva de granitoides porfíricos ricos em anfíbólio que diferem, em termos composicionais, daqueles descritos no Domínio Carajás (Gabriel, 2012; Oliveira et al., 2010b). A área de ocorrência desses granitoides é delimitada a sul pela faixa de *greenstone belts* de Sapucaia e a nordeste pelas rochas máficas do Diopsídio-Norito Pium e por aquelas associadas à Suíte Plaquê.

O termo Petrologia Magnética vem sendo utilizado para integrar estudos de propriedades magnéticas de rochas, aliados àqueles da mineralogia e petrologia clássicas, com o intuito de definir os processos que originam e modificam os minerais magnéticos (Wasilewski e Warner, 1988; Frost, 1991; Clark, 1999), bem como para avaliar as condições geológicas que controlam as propriedades magnéticas de uma rocha, tais como estado de oxidação do magma, alteração hidrotermal e metamorfismo. A assinatura magnética de uma rocha está diretamente relacionada à composição, ao tamanho e ao conteúdo dos óxidos. Ela é controlada principalmente pela distribuição dos íons de Fe entre as fases silicatos e óxidos, fortemente influenciada pelo grau de oxidação do magma. A partir da determinação da natureza e dos fatores que controlam o equilíbrio das fases minerais opacas (Buddington e Lindsley, 1964; Haggerty, 1981;

Spencer e Lindsley, 1981), nas quais se inclui a magnetita, principal mineral ferromagnético, pode-se procurar definir a evolução da oxidação dos óxidos de Fe e Ti durante a cristalização magmática.

O Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides vem desenvolvendo, durante as últimas duas décadas, diversos trabalhos nessa linha de pesquisa, envolvendo dados de suscetibilidade magnética (SM) e de minerais opacos em rochas graníticas da Província Carajás (Magalhães e Dall'Agnol, 1992; Dall'Agnol et al., 1997a, 1999, 2005; Oliveira et al., 2002, 2010a; Nascimento, 2006; Almeida et al., 2007). Essas considerações são baseadas no contraste entre a SM dos minerais óxidos de Fe e Ti e contribuíram para a definição da tipologia e das condições de fugacidade de oxigênio nas quais evoluíram diversos granitoides arqueanos e proterozoicos. Tais estudos procuraram verificar as relações entre as variações petrográficas e geoquímicas observadas em vários complexos granitoides e as mudanças no conteúdo e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti e, por sua vez, com as variações de SM. Esta, assim como o conteúdo de minerais opacos, tende a decrescer com a diferenciação magmática.

Este trabalho teve como objetivo principal definir, a partir dos dados de SM e de estudos dos minerais óxidos de Fe e Ti, confrontados com os dados petrográficos e geoquímicos, as relações entre a SM e os processos magmáticos e pós-magmáticos que atuaram nos granitoides de alto magnésio identificados na região de Água Azul do Norte (Gabriel, 2012), denominados de granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL). Tais informações serão utilizadas ainda para discutir as condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) reinantes nos diferentes estágios de cristalização dessas rochas, assim como para avaliar os efeitos dos processos deformacionais e hidrotermais que os afetaram. Estudos comparativos com granitoides análogos, já estudados em outras porções da província, também foram realizados no presente trabalho, com o intuito de estabelecer possíveis afinidades petrológicas.

GEOLOGIA REGIONAL

A região NE de Água Azul do Norte está inserida no segmento situado entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás (Figura 1B),

definido informalmente como Domínio de Transição por Dall'Agnol et al. (1997b). Vasquez et al. (2008), ao revisar a geologia do Estado do Pará, dividiram a Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria, tal como fora proposto anteriormente por Santos (2003). Isso fez com que o Domínio de Transição fosse redefinido como Subdomínio de Transição, integrante da porção sul do Domínio Carajás (Feio et al., 2012). Esse subdomínio se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás até Sapucaia, prolongando-se lateralmente para Tucumã e São Félix do Xingu e sendo limitado a leste pelas seqüências supracrustais do Cinturão Araguaia e a oeste pelas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

O conhecimento sobre esse terreno é limitado, sendo que o mesmo veio receber estudos detalhados somente a partir desta última década. A região de Canaã dos Carajás, em especial, foi alvo de uma série de estudos petrológicos, geocronológicos, metalogenéticos e tectono-estruturais que recentemente contribuíram para o melhor entendimento desse segmento do Domínio Carajás. Com um cenário geológico atualizado, a porção sul desse domínio é formada por: (1) metavulcânicas máficas afins dos *greenstone belts*; (2) rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez et al., 2008), juntamente com as rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium (Hirata et al., 1982; Ricci e Carvalho, 2006; Santos et al., 2008) que representam, de acordo com as idades obtidas por Pidgeon et al. (2000), o embasamento mesoarqueano de 3,0 Ga metamorfisado em 2,8 Ga. No entanto, Santos et al. (2012) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 2746 ± 1 Ma, que foi considerada como de cristalização das rochas do Diopsídio-Norito Pium, o que sugere a formação simultânea entre essas rochas e as suítes magmáticas neoarqueanas do Domínio Carajás, fazendo com que a origem metamórfica ou ígnea do Pium seja atualmente um assunto controverso; (3) associações de granitoides mesoarqueanos, cujas idades variam entre 2,96 e 2,83 Ga e, por ordem de formação, são representados pelo Tonalito Bacaba (Moreto et al., 2011), Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemito Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde e Granitos Cruzadão, Bom Jesus, Serra Dourada (Nascimento, 2006; Feio et al., 2013) e Boa Sorte (Rodrigues et al., 2010) e, por fim, os ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu de 2,97 a 2,85 Ga (Silva et al., 1974; DOCEGEO, 1988; Machado et al., 1991; Avelar et al., 1999); (4) granitoides neoarqueanos com idades de 2,75 a 2,73 Ga das suítes Plaqué (Araújo et al., 1988; Avelar et al., 1999), Planalto (Huhn et al., 1999; Oliveira, 2003; Feio et al., 2012) e Pedra Branca (Sardinha et al., 2004; Feio et al., 2012), além de granitoides da série charnockítica (Gabriel et al., 2010; Feio et al., 2012); (5) complexos máfico-ultramáficos da

Suíte Cateté (Macambira e Vale, 1997; Lafon et al., 2000); e (6) granito anorogênico paleoproterozoico Rio Branco (Dall'Agnol et al., 2005) e enxame de diques de composição predominantemente máfica.

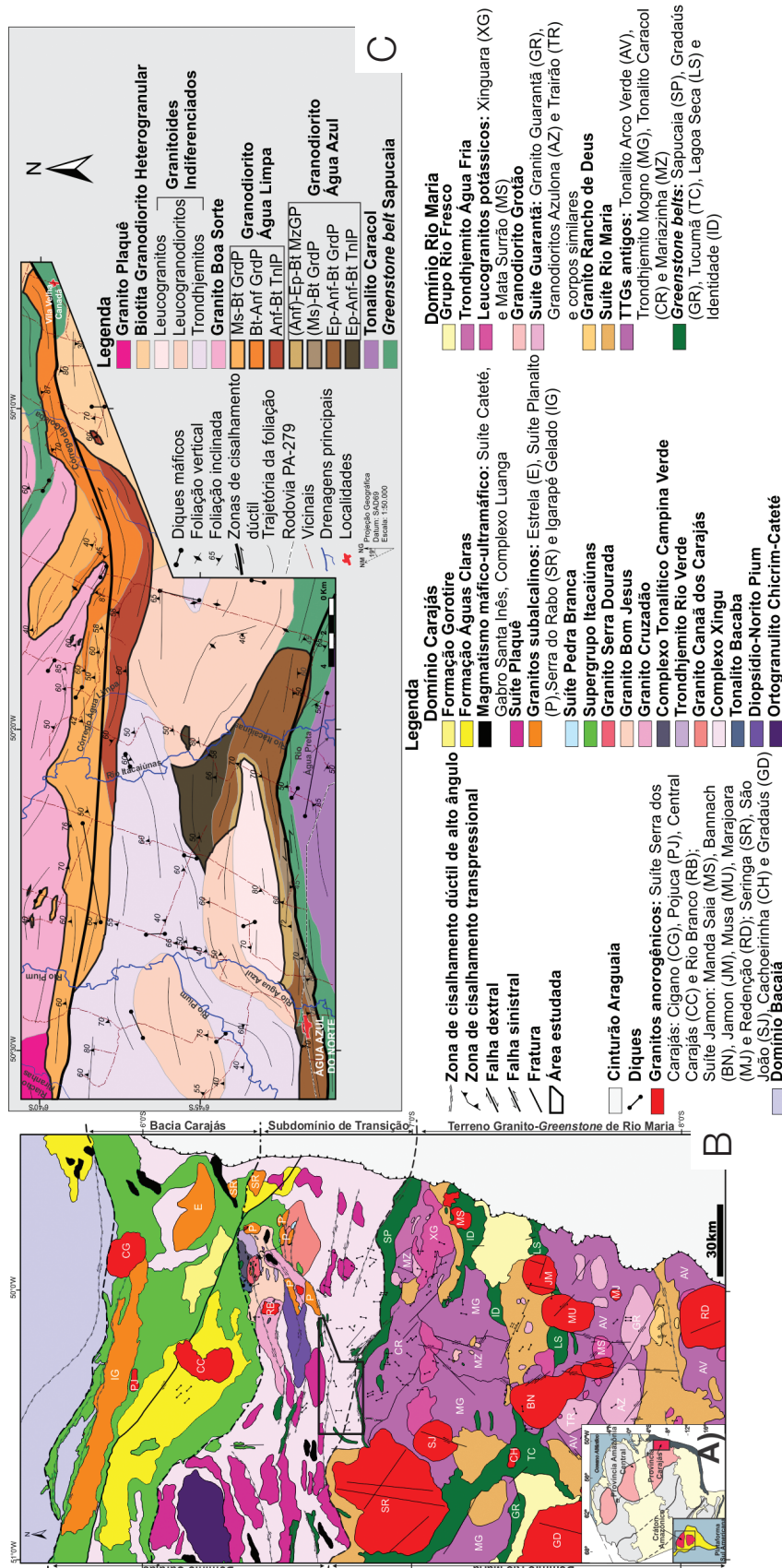
GEOLOGIA DA ÁREA

Oliveira et al. (2010b) descrevem a presença de pelo menos dois períodos distintos de geração de rochas para a porção nordeste do município de Água Azul do Norte: (1) granitoides mesoarqueanos de 2,88 a 2,85 Ga, representados por biotita-anfibólio granodioritos porfiríticos, associações tonalítica-trondhjemíticas, biotita granitos e leucogranitos e (2) granitoides neoarqueanos de 2,75 a 2,73 Ga, representados por biotita granodioritos heterogranulares e hiperstênio trondhjemitos pertencentes à série charnockítica. Tais rochas foram individualizadas do Complexo Xingu, sendo que, na presente pesquisa, conseguiu-se avançar no conhecimento das rochas dessa área, utilizando-se, para isso, novos dados de campo, petrográficos e geoquímicos, aliados àqueles de SM e estudo de minerais opacos. Com isso, foram individualizados os *plútons* dos granodioritos Água Azul (~ 62 km² de área) e Água Limpa (~ 126 km² de área), além de ocorrências significativas de trondhjemitos, leucogranodioritos e leucogranitos indiferenciados, que não são tratados neste trabalho (Figura 1C).

Os granodioritos Água Azul e Água Limpa afloram como grandes lajeiros compostos por rochas de coloração cinza-escura e formam dois corpos alongados segundo o *trend* E-W, localizados no extremo sul e norte da área estudada, respectivamente (Figura 1C). O GrdAA é intrusivo no *greenstone belt* Sapucaia, enquanto o GrdAL é seccionado pelo *plúton* granítico Boa Sorte (Rodrigues et al., 2010). Apresentam foliação milonítica com *trend* regional E-W, mergulhos moderados a fortes (40° – 89°) e caimento para norte, podendo evoluir localmente para um bandamento composicional onde as taxas de recristalização foram mais intensas. Todas as rochas estudadas são cortadas por fraturas de direções N-S, NW-SE e NE-SW, as quais coincidem com aquelas mostradas pelos enxames de diques máficos que seccionam as rochas da região.

PETROGRAFIA

Para o estudo petrográfico, foram efetuadas análises modais de 26 amostras do GrdAL e 18 amostras do GrdAA (Tabela 1). O GrdAA e GrdAL exibem textura porfirítica e foliação milonítica caracterizada pela presença de porfiroclastos de feldspatos grossos a médios, rotacionados e imersos em uma matriz quartzo-feldspática, fina a média, recristalizada e rica em



TTGs: Tonalitos-Trondhjemitos-Granodioritos; Ms-Bt GrdP: muscovita-biotita granodiorito porfirítico; Bt-Anf GrdP: biotita-antibólio granodiorito porfirítico; Anf-Bt Tnlp: anfibólio-biotita tonalito porfirítico; (Anf)-Ep-Bt MZGP: (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranito porfirítico; (Ms)-Bt GrdP: (muscovita)-biotita granodiorito porfirítico; Ep-Anf-Bt GrdP: epidoto-antibólio-biotita granodiorito porfirítico; Ep-Anf-Bt Tnlp: epidoto-antibólio-biotita tonalito porfirítico.

Figura 1. (A) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico (modificado de Tassinari e Macambira, 1999). (B) Mapa geológico da Província Carajás (modificado de Vasquez et al., 2008; Almeida, 2010; Feio et al. 2013). (C) Mapa geológico da porção nordeste de Água Azul do Norte (Gabriel, 2012).

minerais máficos, tendo a biotita e anfibólio como as principais fases ferromagnesianas. As fases acessórias primárias são representadas por epidoto magmático, titanita, minerais opacos, muscovita, allanita, apatita, zircão e, mais restritamente, turmalina, enquanto que clorita, carbonatos, escapolita, assim como mica branca, epidoto (Ep_2), opacos (Opc_2) e titanita (Tit_2) formam as fases secundárias. As variedades tonalíticas desenvolvem bandamento composicional acompanhado de altas taxas de recristalização. Essas rochas comumente exibem *enclaves* máficos associados, de tamanhos decimétricos a centimétricos, com formas alongadas e que ocorrem dispostos ao longo dos planos de foliação da rocha.

Apesar das semelhanças texturais, existem significativas diferenças composicionais entre essas unidades. O GrdAL é formado essencialmente por granodioritos com tonalitos subordinados (Figura 2). Com base nas variações texturais e mineralógicas (Tabela 1), foram identificadas três grandes variedades petrográficas: (i) anfibólio-biotita tonalito porfíritico (Anf-Bt TnIP); (ii) biotita-anfibólio granodiorito porfíritico (Bt-Anf GrdP); e (iii) muscovita-biotita granodiorito porfíritico (Ms-Bt GrdP). Já o GrdAA, além de granodioritos e tonalitos, contém ainda monzogranitos restritos (Figura 2). Nessas rochas, o epidoto magmático (Ep_1) tem maior representatividade, chegando a constituir fase varietal ($> 1\%$; ver Tabela 1).

Tabela 1. Composições modais médias dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.

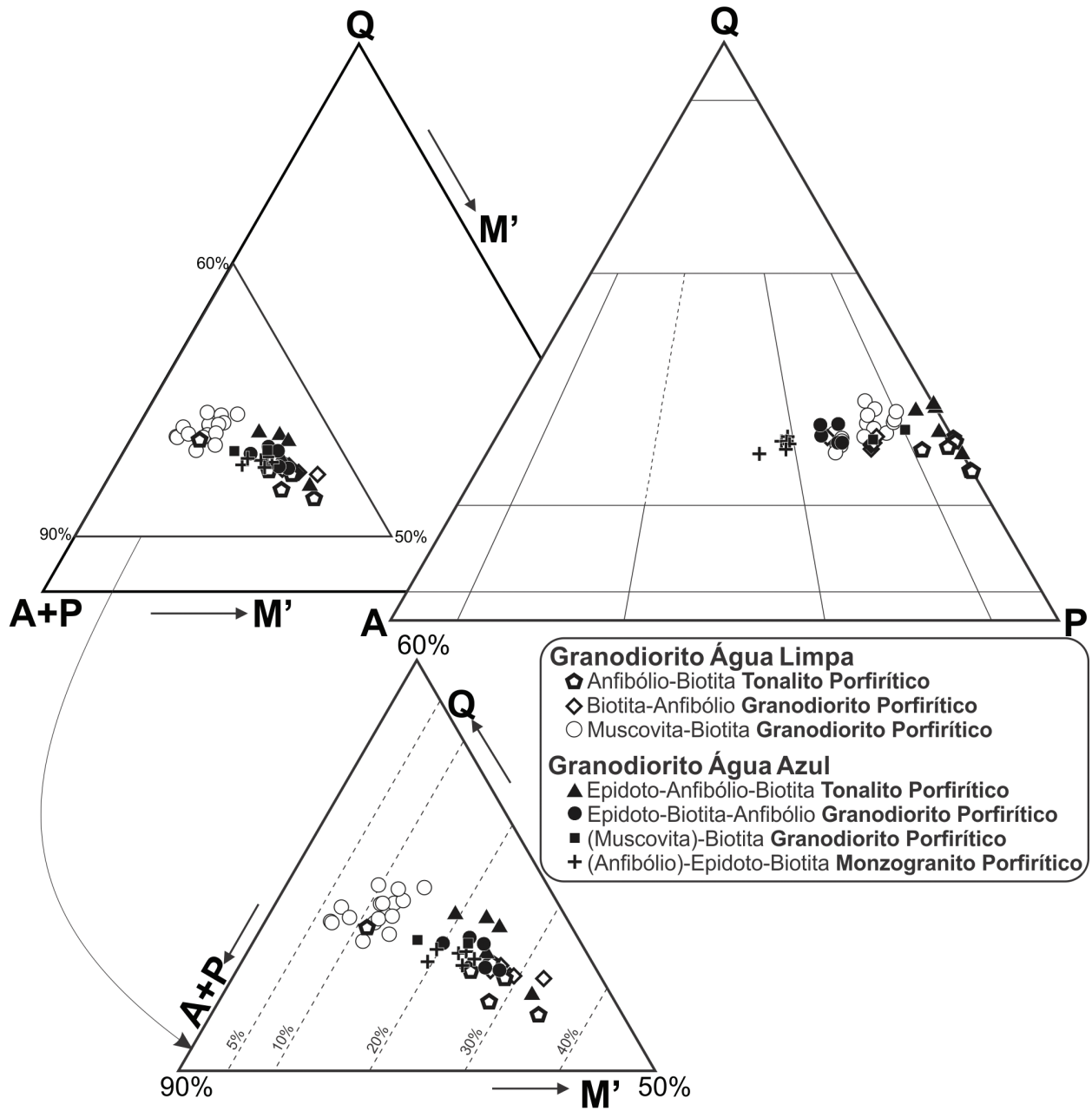
Variedades	Granodiorito Água Limpa				Granodiorito Água Azul		
	Anf-Bt TnIP	Bt-Anf GrdP	Ms-Bt GrdP	Ep-Anf-Bt TnIP	Ep-Anf-Bt GrdP	(Ms)-Bt GrdP	(Anf)-Ep-Bt MzGP
Número de amostras analisadas	(4)	(6)	(16)	(5)	(5)	(2)	(6)
% Mineral							
Quartzo	19,7	22,0	29,2	25,9	23,7	25,3	23,9
Álcali-feldspato	1,4	9,6	11,1	0,7	13,3	7,5	20,2
Plagioclásio	49,5	39,6	48,6	48,1	37,1	46,4	32,9
Anfibólio	12,5	14,4	–	5,4	9,3	–	0,2
Biotita	14,3	13,2	10,1	18,1	12,1	19,2	19,3
Muscovita	–	–	0,9	–	–	0,7	0,2
Epidoto	0,1	0,1	0,1	1,0	0,9	0,4	1,2
Titanita	0,1	0,1	0,2	tr	0,2	tr	0,1
Opacos	0,1	tr	0,3	0,1	tr	tr	0,1
Allanita	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
Apatita	0,1	0,1	0,2	0,1	tr	tr	tr
Zircão	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Turmalina	–	–	–	–	–	–	0,1
Clorita	1,7	tr	0,1	0,1	1,0	0,1	0,3
Epidoto secundário	0,3	tr	tr	tr	1,6	tr	0,1
Mica branca	tr	tr	tr	–	tr	tr	0,1
Opaco secundário	0,1	tr	0,1	0,1	tr	tr	tr
Titanita secundária	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	tr
Carbonato	tr	0,1	tr	0,1	tr	–	0,2
Escapolita	–	0,6	–	tr	0,2	–	0,7
Máficos	28,8	28,0	10,9	25,0	23,8	19,9	21,5
Apt + Zr	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Secundários	2,2	0,7	0,2	0,3	2,9	0,2	1,4
A + P	50,9	49,2	58,7	48,8	50,4	53,9	53,2
Q + A	21,0	31,5	40,2	26,6	37,0	32,8	44,1
100% (Q-A-P)							
Quartzo	27,8	30,9	33,2	34,5	32,0	31,9	31,0
Álcali-feldspato	1,9	13,4	12,6	0,9	17,9	9,4	26,2
Plagioclásio	70,3	55,7	54,2	64,6	50,1	58,7	42,8

Anf: anfibólio; Bt: biotita; TnI: tonalito; P: porfíritico; Grd: granodiorito; Ms: muscovita; Ep: epidoto magmático; MzG: monzogranito; Q: quartzo; A: álcali-feldspato; P: plagioclásio; –: mineral não observado; tr: mineral traço com contagem modal média $< 0,1\%$; Apt: apatita; Zr: zircão; Contagem média de 2.000 pontos por amostra.

Seguindo os mesmos critérios petrográficos utilizados anteriormente, foram identificados no GrdAA quatro variedades: (i) epidoto-anfibólio-biotita tonalito porfirítico (Ep-Anf-Bt TnP); (ii) epidoto-anfibólio-biotita granodiorito porfirítico (Ep-Anf-Bt GrdP); (iii) (muscovita)-biotita granodiorito porfirítico [(Ms)-Bt GrdP]; e (iv) (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranito porfirítico [(Anf)-Ep-Bt MzGP].

O diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 2) mostra que esses granitoides apresentam conteúdos modais de minerais

máficos (M') relativamente elevados. Somente a fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL possui caráter mais leucocrático. De acordo com a Tabela 1, nas duas unidades, os tonalitos e granodioritos com anfibólio são os que contêm os maiores valores médios de M', entre 23 e 28%, seguidos pelos (Anf)-Ep-Bt MzGP (21,5%) e (Ms)-Bt GrdP (19,9%) do GrdAA, ao passo que os Ms-Bt GrdP do GrdAL apresentam os valores mais baixos de M' (10,9%). Apesar da superposição de algumas amostras de variedades petrográficas distintas, esse comportamento indica que os minerais



Q: quartzo; A: álcalis-feldspatos; P: plagioclásio; M': minerais máficos.

Figura 2. Diagramas modais Q-A-P (Le Maitre, 2002) e Q-(A+P)-M' para as variedades dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.

ferromagnesianos possuem papel importante na evolução do(s) magma(s) gerador(es) dessas rochas, haja vista o aumento no conteúdo modal de quartzo em sentido inverso ao do aumento de M' .

Os conteúdos modais de minerais opacos primários (Opc_1) são geralmente baixos e pouco variados nas duas unidades. Em ambas, o conteúdo desses minerais não ultrapassa 0,8% da rocha total. As rochas do GrdAL são as que apresentam as maiores concentrações médias de Opc_1 (< 0,3%), enquanto que o GrdAA contém concentrações médias de Opc_1 mais baixas (< 0,1%). No GrdAL, os Ms-Bt GrdP tendem a conter as maiores concentrações de Opc_1 (média de 0,3%), ocorrendo algo semelhante no (Anf)-Ep-Bt MzGP (média de 0,1%), fácies mais rica em sílica do GrdAA. Os tonalitos e granodioritos com anfibólio tendem a apresentar as concentrações mais baixas de opacos nessas duas unidades (\leq 0,1%).

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Métodos de trabalho

Com base no estudo petrográfico das rochas do GrdAA e GrdAL, foram realizadas medidas de SM em 71 amostras representativas, distribuídas tanto na borda quanto no centro dos 2 corpos, utilizando-se para isso o susceptímetro SM-30 (ZH Instruments), que permite medidas em materiais com SM (k) de até 1×10^{-7} SI-emu (SIv), pertencente ao Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. Para obtenção de valores mais confiáveis de SM, foram realizadas em cada amostra pelo menos seis medidas distribuídas em seções distintas da rocha e considerou-se o valor médio como representativo de cada amostra. O tratamento estatístico dos dados foi realizado com o auxílio do *software* Minitab 15, a partir do qual foram elaborados gráficos de probabilidade, histogramas e polígonos de frequência. Os dados geoquímicos foram compilados de Gabriel (2012) e, para expressar os valores correspondentes de Fe_2O_3 para o conteúdo de FeO, utilizaram-se os fatores de conversão gravimétrica extraídos de Stevens et al. (1960).

Os valores de SM são apresentados (Tabela 2) em unidades volumétricas (emu/cm^3) do Sistema Internacional (SI). Para sua conversão em unidades de massa (emu/g), divide-se cada valor de SM pela densidade da rocha analisada. Além disso, para converter essas medidas para o sistema cgs, basta dividir os valores por 4π (Carmichael, 1982). Na Tabela 2, são também identificadas as amostras com análise petrográfica e geoquímica.

Apresentação dos dados

Os valores de SM do GrdAL variam entre $0,3356 \times 10^{-4}$ e $92,2556 \times 10^{-4}$ SIv (Tabela 2), com média de $17,5410 \times 10^{-4}$ SIv. Esses dados, quando analisados em histogramas e polígonos de frequência (Figura 3A), mostram que a distribuição das amostras nesse corpo é bimodal, com picos distintos nos valores de $\log -3,37$ ($4,2657 \times 10^{-4}$ SIv) e $-2,62$ ($23,9883 \times 10^{-4}$ SIv), sendo que 49% das amostras concentram-se nos intervalos entre $\log -4,00$ (1×10^{-4} SIv) e $-3,00$ (10×10^{-4} SIv), enquanto que 39% concentram-se nos intervalos entre $\log -2,75$ ($17,7828 \times 10^{-4}$ SIv) e $-2,00$ (100×10^{-4} SIv). Recorrendo-se ao gráfico de probabilidade normal (Figura 3C), foi possível separar cinco populações de SM denominadas A, B, C, D e E, que foram definidas a partir de diferentes segmentos de reta, os quais cobrem intervalos distintos de SM (Tabelas 2 e 3), partindo dos menores para os maiores valores.

Os valores de SM do GrdAA variam entre $0,3189 \times 10^{-4}$ e $26,9444 \times 10^{-4}$ SIv (Tabela 2), com média de $4,1819 \times 10^{-4}$ SIv. Os histogramas e polígonos de frequência (Figura 3B) mostraram tendência bimodal na distribuição das amostras, onde os picos médios concentram-se nos valores de $\log -3,87$ ($1,3489 \times 10^{-4}$ SIv) e $-3,12$ ($7,5858 \times 10^{-4}$ SIv), com grande parte das amostras (73%) concentradas nos intervalos entre $\log -4,50$ ($0,3162 \times 10^{-4}$ SIv) e $-3,50$ ($3,1623 \times 10^{-4}$ SIv). O gráfico de probabilidade (Figura 3D) permitiu definir quatro populações de SM para o GrdAA, as quais foram denominadas de A, B, C e D.

Relação entre suscetibilidade magnética e as variedades petrográficas

A Tabela 3 mostra a participação de cada fácies nas diversas populações magnéticas identificadas. No GrdAL, observa-se que as variedades que contêm anfibólio (Anf-Bt TnlP e Bt-Anf GrdP) estão concentradas principalmente nas populações A, B e C, enquanto a fácies Ms-Bt GrdP apresenta distribuição ampla, com concentração mais expressiva nas populações de maior SM (D e E). No GrdAA, as rochas com anfibólio têm distribuições distintas. O Ep-Anf-Bt TnlP limita-se às populações A e B, enquanto o Ep-Anf-Bt GrdP concentra-se em populações com maior SM (B, C e D). Já a variedade (Ms)-Bt GrdP ocorre quase exclusivamente na população A e o (Anf)-Ep-Bt MzGP mostra ampla distribuição entre as quatro populações observadas.

O GrdAA e o GrdAL mostram comportamentos de SM ligeiramente distintos entre suas variedades petrográficas (Figura 3). No GrdAL, os valores mais elevados de SM relacionam-se claramente aos Ms-Bt GrdP (Figuras 3A e 3C), que exibem a maior concentração de minerais opacos, enquanto os valores mais baixos de

Tabela 2. Dados de suscetibilidade magnética (K) dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.

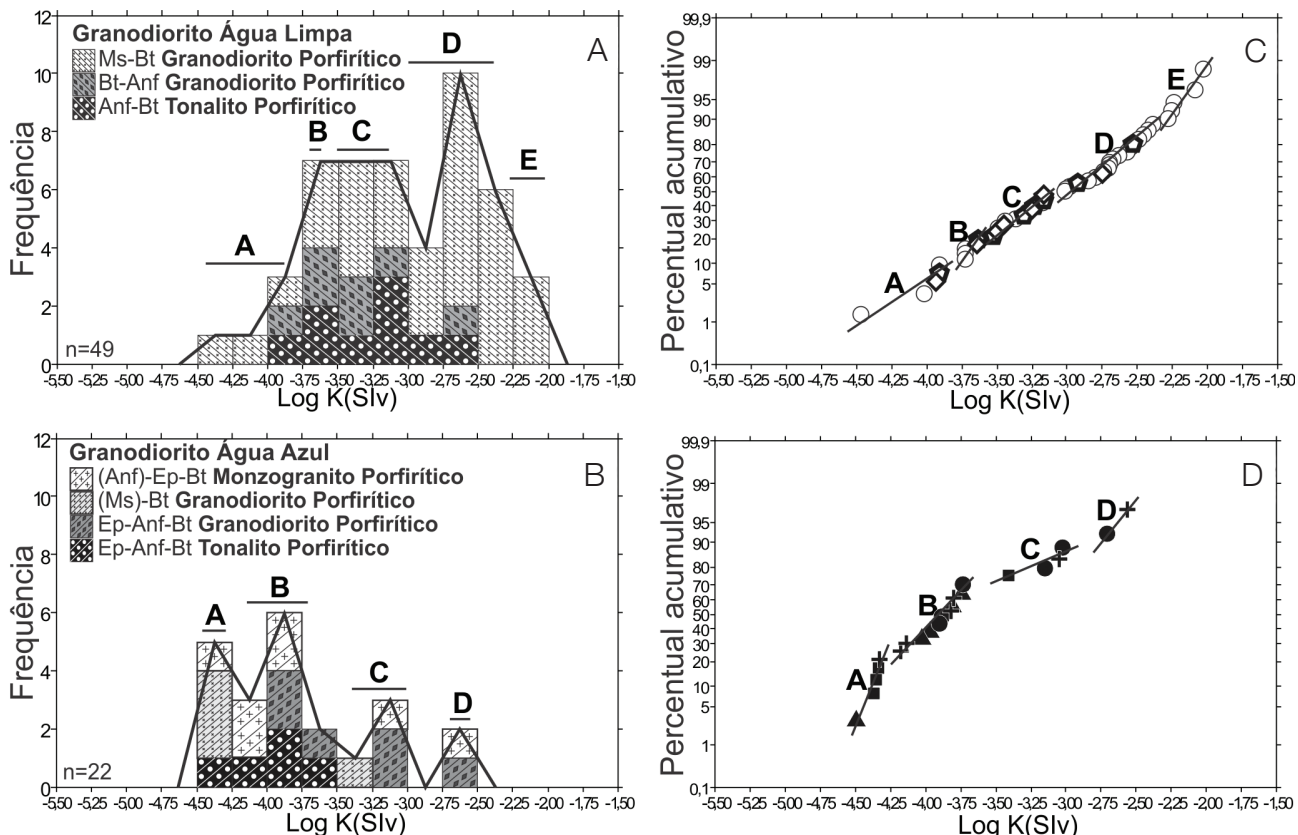
Pop	Nº	Amostra	K (10 ⁻⁴ Siv)	Log K	Fácies	Tipo de análise	Pop	Nº	Amostra	K (10 ⁻⁴ Siv)	Log K	Fácies	Tipo de análise	
Granodiorito Água Limpa														
E	1	SE-19B(a)	92,2556	-2,03501	Ms-Bt GrdP	PG	C	37	SE-21(a)	3,1733	-3,49848	Ms-Bt GrdP	-	
	2	EDC-49	81,0444	-2,09128	Ms-Bt GrdP	P		38	ADK-15	3,1500	-3,50169	Bt-Anf GrdP	P	
	3	SE-31(b)	57,5889	-2,23966	Ms-Bt GrdP	-		39	SE-20A(a)	2,9567	-3,52920	Anf-Bt TnlP	PG	
	4	EDC-48	54,5222	-2,26343	Ms-Bt GrdP	G		40	ADK-91	2,3156	-3,63534	Anf-Bt TnlP	PG	
	5	DD 11	51,6333	-2,28707	Ms-Bt GrdP	P		41	DD 10	2,2556	-3,64675	Bt-Anf GrdP	PG	
	6	EDC-54(a)	40,4556	-2,39302	Ms-Bt GrdP	-		42	SE-37(b)	1,8767	-3,72661	Ms-Bt GrdP	-	
	7	SE-35	37,4667	-2,42635	Ms-Bt GrdP	-		43	SE-38	1,8611	-3,73023	Ms-Bt GrdP	-	
	8	EDC-44	34,5889	-2,46106	Ms-Bt GrdP	G		44	SE-19B(b)	1,8522	-3,73231	Ms-Bt GrdP	-	
	9	SE-56(b)	32,2444	-2,49155	Ms-Bt GrdP	P		45	EDC-52	1,2200	-3,91364	Ms-Bt GrdP	PG	
	10	SE-57	29,0222	-2,53727	Anf-Bt TnlP	P		46	MRS-41	1,2156	-3,91523	Bt-Anf GrdP	PG	
D	11	EDC-23	28,0778	-2,55164	Ms-Bt GrdP	PG	A	47	SE-43	1,1422	-3,94225	Anf-Bt TnlP	-	
	12	EDC-56(a)	26,5667	-2,57566	Ms-Bt GrdP	G		48	SE-27	0,9467	-4,02380	Ms-Bt GrdP	PG	
	13	SE-33(b)	23,2000	-2,63451	Ms-Bt GrdP	-		49	EDC-39	0,3356	-4,47424	Ms-Bt GrdP	-	
	14	EDC-46(b)	20,8222	-2,68147	Ms-Bt GrdP	-		Granodiorito Água Azul						
	15	SE-31(a)	19,8556	-2,70212	Ms-Bt GrdP	P		D	50	SE-46	26,9444	-2,56953	(Anf)-Ep-Bt MzGP	P
	16	SE-22(b)	19,7889	-2,70358	Ms-Bt GrdP	P		51	SE-07	19,5333	-2,70922	Ep-Anf-Bt GrdP	-	
	17	SE-22(a)	19,4690	-2,71066	Ms-Bt GrdP	PG		52	EDC-75	9,3789	-3,02785	Ep-Anf-Bt GrdP	PG	
	18	SE-56(a)	17,9917	-2,74493	Ms-Bt GrdP	PG		53	EDC-74(a)	8,9122	-3,05001	(Anf)-Ep-Bt MzGP	PG	
	19	ADK-73	17,8444	-2,74850	Bt-Anf GrdP	-		C	54	SE-51	7,0708	-3,15053	Ep-Anf-Bt GrdP	PG
	20	SE-30(a)	15,6889	-2,80441	Ms-Bt GrdP	-			55	EDC-87	3,8478	-3,41479	(Ms)-Bt GrdP	-
21	EDC-50	14,1444	-2,84941	Ms-Bt GrdP	-	56	SE-95	1,8444	-3,73413	Ep-Anf-Bt GrdP	P			
22	SE-17A	11,8667	-2,92567	Anf-Bt TnlP	PG	57	EDC-63	1,7900	-3,74715	Ep-Anf-Bt TnlP	P			
23	EDC-40(b)	10,3300	-2,98590	Ms-Bt GrdP	P	58	SDA-01	1,5800	-3,80134	(Anf)-Ep-Bt MzGP	PG			
24	EDC-53	9,6633	-3,01487	Ms-Bt GrdP	P	59	SE-86	1,5344	-3,81405	Ep-Anf-Bt TnlP	P			
25	EDC-42	9,5856	-3,01838	Ms-Bt GrdP	P	60	EDC-71	1,4944	-3,82552	(Anf)-Ep-Bt MzGP	PG			
C	26	ADK-83	6,7356	-3,17163	Bt-Anf GrdP	PG	B	61	SE-08	1,3033	-3,88494	Ep-Anf-Bt GrdP	PG	
	27	SE-45	6,7100	-3,17328	Anf-Bt TnlP	PG		62	SE-94	1,2500	-3,90309	Ep-Anf-Bt GrdP	PG	
	28	SE-32	6,6989	-3,17400	Anf-Bt TnlP	-		63	SE-85	1,0756	-3,96837	Ep-Anf-Bt TnlP	PG	
	29	DD 09	6,5711	-3,18236	Ms-Bt GrdP	-		64	EDC-76	0,9344	-4,02945	Ep-Anf-Bt TnlP	PG	
	30	SE-20A(c)	5,7700	-3,23882	Anf-Bt TnlP	-		65	EDC-77	0,7322	-4,13536	(Anf)-Ep-Bt MzGP	PG	
	31	ADK-39	5,6044	-3,25147	Bt-Anf GrdP	PG		66	EDC-72	0,6622	-4,17900	(Anf)-Ep-Bt MzGP	P	
	32	EDC-88	5,2100	-3,28316	Ms-Bt GrdP	-		67	EDC-73	0,4656	-4,33203	(Anf)-Ep-Bt MzGP	G	
	33	ADK-75	4,8500	-3,31426	Anf-Bt TnlP	G		68	EDC-68	0,4589	-4,33829	(Ms)-Bt GrdP	-	
	34	SE-34	4,2622	-3,37036	Ms-Bt GrdP	PG		A	69	EDC-69	0,4433	-4,35327	(Ms)-Bt GrdP	P
	35	SE-20B	3,5656	-3,44787	Ms-Bt GrdP	P			70	EDC-86	0,4256	-4,37104	(Ms)-Bt GrdP	PG
36	ADK-70	3,5111	-3,45456	Bt-Anf GrdP	PG	71	SE-64		0,3189	-4,49636	Ep-Anf-Bt TnlP	P		

Pop: população; P: amostra com análise petrográfica; G: amostra com análise geoquímica. Abreviações em fácies de acordo com a Tabela 1.

SM estão ligados às variedades portadoras de anfibólio (Anf-Bt TnIP e Anf-Bt GrdP) que, apesar de serem mais enriquecidas em minerais máficos, apresentam conteúdos mais baixos de minerais opacos.

No GrdAA, os valores de SM mostram distribuição mais homogênea devido às suas baixas concentrações de

minerais opacos. O (Anf)-Ep-Bt MzGP e o Ep-Anf-Bt GrdP fazem parte do grupo de rochas de maior SM, enquanto o (Ms)-Bt GrdP e, principalmente, o Ep-Anf-Bt TnIP são restritos às populações de menor SM (Figuras 3B e 3D). A distribuição no histograma e polígono de frequência das variedades petrográficas citadas anteriormente



K: suscetibilidade magnética; Ms: muscovita; Bt: biotita; Anf: anfibólio; Ep: epidoto. Simbologia conforme a Figura 2.

Figura 3. Histogramas e polígonos de frequência exibindo a distribuição das principais associações de fácies dos granodioritos. (A) Água Limpa e (B) Água Azul. Gráficos de probabilidade referentes aos dados de suscetibilidade magnética (SM) dos granodioritos. (C) Água Limpa e (D) Água Azul.

Tabela 3. Participação de cada variedade litológica dos granodioritos Água Azul e Água Limpa nas várias populações de suscetibilidade magnética (K) e seus valores médios.

Unidade	Fácies	% de amostras medidas	Populações					Média SM K (Slv)
			A (%)	B (%)	C (%)	D (%)	E (%)	
Granodiorito Água Limpa	Ms-Bt GrdP	67	60	60	35,70	85	100	22,6624 x 10 ⁻⁴
	Bt-Anf GrdP	14	20	20	35,70	5	–	5,7595 x 10 ⁻⁴
	Anf-Bt TnIP	18	20	20	28,60	10	–	7,9258 x 10 ⁻⁴
Granodiorito Água Azul	(Anf)-Ep-Bt MzGP	32	20	36,36	25	50	–	5,8273 x 10 ⁻⁴
	(Ms)-Bt GrdP	18	60	–	25	–	–	1,2939 x 10 ⁻⁴
	Ep-Anf-Bt GrdP	27	–	27,28	50	50	–	6,7301 x 10 ⁻⁴
	Ep-Anf-Bt TnIP	23	20	36,36	–	–	–	1,1307 x 10 ⁻⁴

Abreviações em fácies de acordo com a Tabela 1.

mostra, de modo geral, que aquelas pertencentes ao GrdAL possuem SM mais elevada do que aquelas que formam o GrdAA, resultando em um valor médio de SM mais alto para o primeiro ($17,5410 \times 10^{-4}$ Siv) e significativamente mais baixo para o último ($4,1819 \times 10^{-4}$ Siv). A SM das variedades petrográficas estudadas pode ser resumida da seguinte maneira:

- 1) No GrdAL, a população A representa 10,2% do total das amostras e define os menores valores de SM do conjunto estudado, variando entre $0,3356 \times 10^{-4}$ e $1,2200 \times 10^{-4}$ Siv, com valor médio de $0,9720 \times 10^{-4}$ Siv. O Ms-Bt GrdP predomina nessa população (60%), acompanhado pelo Bt-Anf GrdP (20%) e pelo Anf-Bt TnlP (20%); porém, se considerarmos a representatividade de amostras medidas de cada variedade, na qual 67% pertencem à fácies Ms-Bt GrdP, 18% foram de Anf-Bt TnlP e 14%, de Bt-Anf GrdP, pode-se concluir que nessa população as três fácies estão representadas de maneira proporcional. No GrdAA, essa população compreende amostras com valores de SM entre $0,3189 \times 10^{-4}$ e $0,4656 \times 10^{-4}$ Siv (média de $0,4224 \times 10^{-4}$ Siv), perfazendo 22,7% do total estudado. O (Ms)-Bt GrdP predomina nessa população (60%), seguido pelo (Anf)-Ep-Bt MzGP (20%) e pelo Ep-Anf-Bt TnlP (20%). De modo geral, o comportamento da SM desse grupo indica um conteúdo modal bastante reduzido, chegando a ser nulo, de minerais opacos (magnetita) nas suas amostras, sugerindo, assim, que os minerais paramagnéticos poderiam ser os principais responsáveis pela sua SM.
- 2) A população B do GrdAL detém 10,2% das amostras e é definida pelo intervalo de SM entre $1,8522 \times 10^{-4}$ e $2,3156 \times 10^{-4}$ Siv, com média de $2,0322 \times 10^{-4}$ Siv. A distribuição das variedades petrográficas dentro dessa população é idêntica à anterior (A), tendo as rochas com anfibólio os maiores valores de SM. No GrdAA, essa população engloba a grande maioria das amostras estudadas (50%), as quais pertencem ao intervalo de SM entre $0,6622 \times 10^{-4}$ e $1,8444 \times 10^{-4}$ Siv e fornecem valor médio de $1,2910 \times 10^{-4}$ Siv. As rochas com anfibólio são predominantes, acima de 60% (Tabela 3).
- 3) A população C no GrdAL corresponde a uma variação de SM entre $2,9567 \times 10^{-4}$ e $6,7356 \times 10^{-4}$ Siv, com média de $4,9121 \times 10^{-4}$ Siv. Esta representa 28,6% das amostras desse corpo e abrange as três variedades em proporções muito próximas, sendo que essa aparente igualdade indica maior concentração de amostras das fácies portadoras de anfibólio nessa população, haja vista o maior número de medidas em amostras da fácies Ms-Bt GrdP (67%). Já no GrdAA, essa população é mais restrita e envolve apenas 18,2% das amostras estudadas. Possui intervalo de SM entre $3,8478 \times 10^{-4}$ e $9,3789 \times 10^{-4}$ Siv e média de $7,3024 \times 10^{-4}$ Siv,

distribuindo aproximadamente 50% das amostras entre as fácies com e sem anfibólio modal.

- 4) A população D no GrdAL possui amplo intervalo de SM, que varia de $9,5856 \times 10^{-4}$ a $40,4556 \times 10^{-4}$ Siv e média de $21,9336 \times 10^{-4}$ Siv. Representa cerca de 40% do total das amostras estudadas e é formada principalmente pela variedade Ms-Bt GrdP, com a participação bastante reduzida das rochas com anfibólio (Tabela 3). No GrdAA, essa população reúne apenas 9,1% das amostras, com intervalo restrito de SM que varia entre $19,5333 \times 10^{-4}$ e $26,9444 \times 10^{-4}$ Siv, com média de $23,2389 \times 10^{-4}$ Siv. As duas amostras que representam essa população pertencem às variedades (Anf)-Ep-Bt MzGP e Ep-Anf-Bt GrdP.
- 5) A população E ocorre somente no GrdAL e representa 10,2% do total das amostras. Possui os valores mais altos de SM, com amplo intervalo que varia entre $51,6333 \times 10^{-4}$ e $92,2556 \times 10^{-4}$ Siv e um valor médio de $67,4089 \times 10^{-4}$ Siv. É formada exclusivamente pela variedade Ms-Bt GrdP, a qual possui os conteúdos mais expressivos de minerais opacos e magnetita.

As relações entre a SM e a distribuição espacial das diferentes fácies no GrdAA e no GrdAL são apresentadas em um mapa de variação de SM (Figura 4), o qual ilustra a sua distribuição nos dois corpos estudados e a diferença de valores entre os mesmos. No GrdAL, fica evidente nesse mapa a relação entre os valores mais elevados de SM e as fácies Ms-Bt GrdP, que se estendem desde a porção centro-norte até o extremo oeste do corpo, enquanto nos granodioritos e tonalitos com anfibólio percebe-se grande variação na distribuição dos valores de SM, com os tonalitos localizando-se na porção centro-sul e os granodioritos nas porções centro-leste. Além disso, é possível notar a influência da zona de cisalhamento que corta esse corpo em sua parte central, sugerida pelo alinhamento de porções de maior e outras de menor valor de SM, indicando neoforção e destruição, respectivamente, dos cristais de magnetita nessa zona. Por outro lado, no GrdAA, os valores de SM são predominantemente mais baixos e distribuem-se heterogeneamente entre os vários litotipos. Apesar disso, é possível observar a distribuição de amostras tanto do (Anf)-Ep-Bt MzGP quanto do Ep-Anf-Bt GrdP dentre as populações de maior SM e do (Ms)-Bt GrdP dentre a população de menor SM.

Relação entre suscetibilidade magnética e o conteúdo mineral

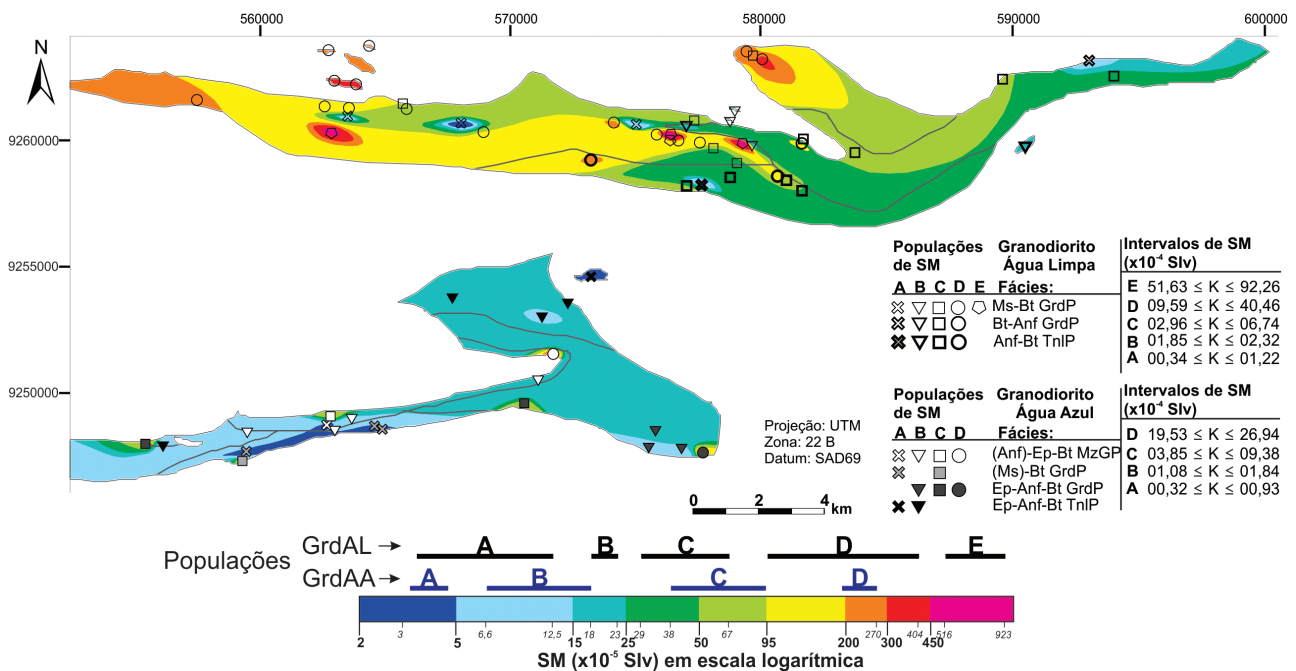
O conteúdo de minerais opacos no GrdAL é pouco expressivo, e menos ainda no GrdAA (Tabela 1), chegando até mesmo a estarem ausentes em algumas amostras. Cerca de 40% das amostras do GrdAL exibem valores modais $\geq 0,3\%$, sendo a grande maioria delas pertencentes

à variedade Ms-Bt GrdP. Por outro lado, 33% das amostras apresentam conteúdos inexpressivos ($\leq 0,1\%$) desses minerais, com a grande maioria pertencente à fácies Bt-Anf GrdP, enquanto 26% apresentam conteúdos modais nulos de minerais opacos, o que é mostrado pela maioria das amostras de composição tonalítica. No GrdAA, tem-se apenas 11% das amostras com valores modais $\geq 0,3\%$, ao passo que 50% são de amostras com conteúdos inexpressivos e 39% de amostras desprovidas de minerais opacos, também pertencentes em sua grande maioria à variedade tonalítica. Dessa forma, nota-se, tanto no GrdAL quanto no GrdAA, uma tendência geral na diminuição dos conteúdos modais de minerais opacos no sentido das fácies menos evoluídas e com anfibólio.

A relação do conteúdo modal de minerais opacos da variedade petrográfica Ms-Bt GrdP do GrdAL com os valores médios de SM de suas amostras (Figura 5A) exhibe correlação positiva, enquanto que, nas demais variedades, o aumento do valor de SM não é acompanhado pelo de opacos modais. Isso sugere, no caso específico das amostras com baixos conteúdos modais de opacos, possíveis variações na natureza dos opacos, com algumas amostras contendo magnetita, ainda que em baixíssimas proporções. Afinidades mineralógicas entre determinadas fácies,

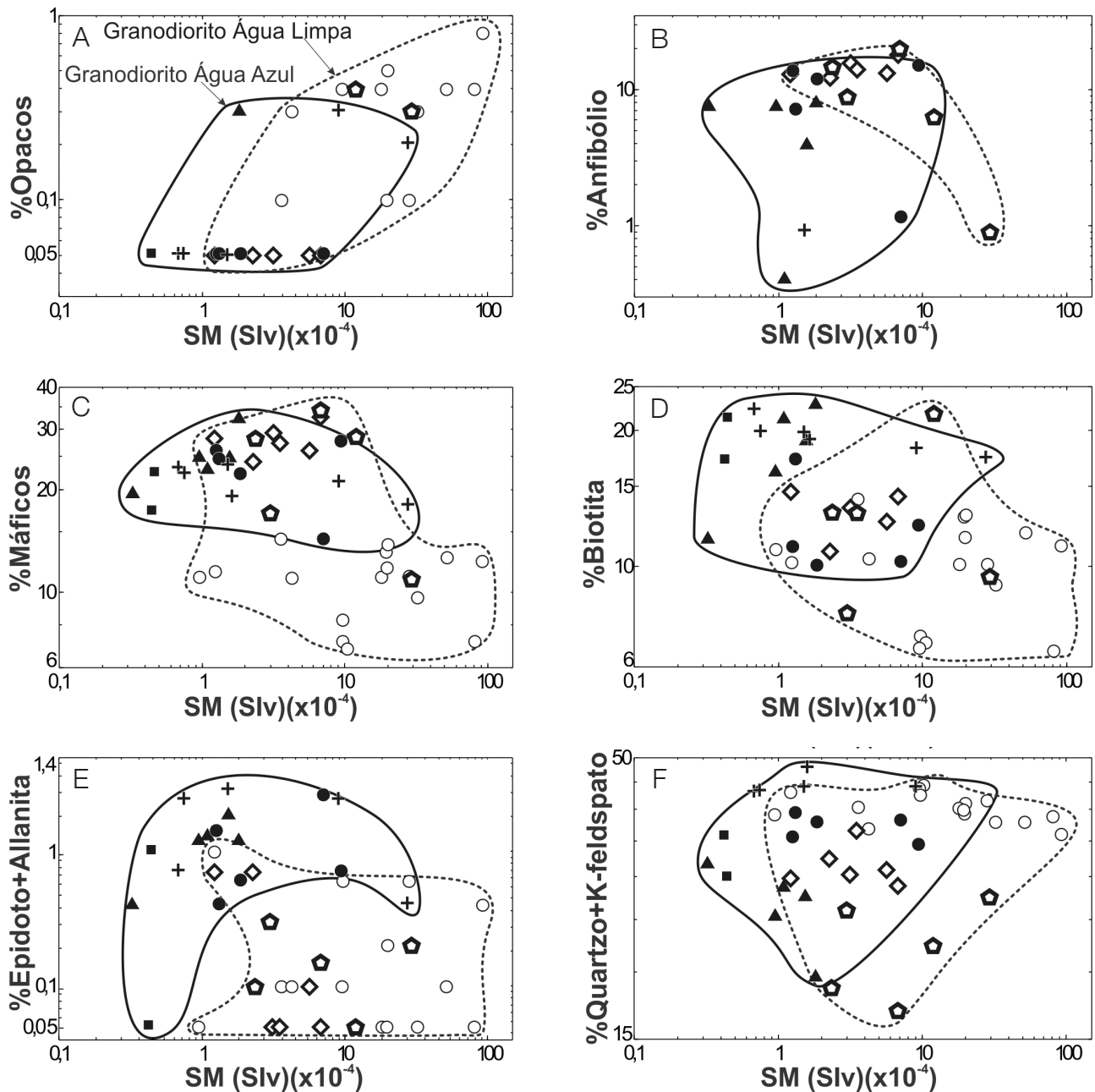
imprecisões nas medidas de SM e de conteúdo modal podem justificar as superposições entre as diferentes fácies. Além disso, outros fatores podem provocar variações significativas nos valores de SM em amostras com conteúdos modais de minerais opacos semelhantes, tais como: (i) presença de outros minerais opacos (sulfetos e óxidos); (ii) variação na forma e tamanho dos cristais de magnetita; (iii) grau de recristalização que pode favorecer a neoformação de magnetita; (iv) alteração hidrotermal levando à desestabilização da magnetita primária e favorecendo o surgimento de outros óxidos.

Para o GrdAL, as Figuras 5C e 5D mostram, em geral, correlação negativa entre os valores de SM e os conteúdos modais de minerais máficos e de biotita, respectivamente. Tais comportamentos reforçam o que foi observado anteriormente, em que o conteúdo de minerais opacos primários, em especial a magnetita, é extremamente reduzido nas variedades mais enriquecidas em minerais ferromagnesianos, sobretudo naquelas onde o anfibólio ocorre como fase varietal. Esse comportamento é bem mais discreto para as rochas do GrdAA, devido, sobretudo, aos seus baixos conteúdos de minerais opacos e àqueles muito próximos de minerais máficos entre suas diferentes variedades petrográficas.



Ms-Bt GrdP: muscovita-biotita granodiorito porfirítico; Bt-Anf GrdP: biotita-anfibólio granodiorito porfirítico; Anf-Bt TnIP: anfibólio-biotita tonalito porfirítico; (Anf)-Ep-Bt MzGP: (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranito porfirítico; (Ms)-Bt GrdP: (muscovita)-biotita granodiorito porfirítico; Ep-Anf-Bt GrdP: epidoto-anfibólio-biotita granodiorito porfirítico; Ep-Anf-Bt TnIP: epidoto-anfibólio-biotita tonalito porfirítico. Notar a predominância dos maiores valores de SM do GrdAL quando comparado ao GrdAA, além de maior coerência na distribuição dos valores de SM com suas fácies. Limites de fácies de acordo com a Figura 1C.

Figura 4. Mapa de contorno de suscetibilidade magnética — interpolação dos valores de SM das amostras analisadas utilizando-se o software SUFER 8.0 — dos granodioritos Água Limpa e Água Azul juntamente com os limites das fácies de cada corpo (linha cinza).



Simbologia conforme a Figura 2.

Figura 5. Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética e os conteúdos modais de: (A) minerais opacos; (B) anfíbólio; (C) máficos; (D) biotita; (E) soma de epidoto magmático e allanita; (F) soma de quartzo e feldspato potássico.

Por outro lado, analisando de forma isolada o comportamento das variedades com anfíbólio varietal desses corpos, nota-se tendência à correlação positiva entre valores de SM e conteúdo de minerais ferromagnesianos, o que poderia indicar que os minerais paramagnéticos são responsáveis pelo aumento da suscetibilidade nessas variedades, uma vez que o conteúdo de magnetita nas mesmas

é bastante reduzido. Isso pode ser corroborado claramente pelo comportamento do anfíbólio, que, quando correlacionado com os valores de SM (Figura 5B), mostra relação levemente positiva.

Algumas amostras que fogem a essa tendência e que apresentam baixa concentração de anfíbólio e altos valores de SM estão associadas à neoformação de finos cristais

de magnetita, sobretudo aquelas que ocorrem próximo às zonas de cisalhamento e que, conseqüentemente, sofreram intenso processo de recristalização, aumentando de maneira anômala o conteúdo modal de minerais opacos em algumas amostras das variedades tonalíticas.

Também foi observada correlação positiva entre os valores de SM e a somatória de epidoto magmático e allanita (Figura 5E) para as rochas do GrdAA, onde estes últimos chegam a constituir fases varietais (> 1%), sugerindo comportamento análogo ao que foi discutido para a relação entre SM e anfibólio. No entanto, para o GrdAL, onde estes minerais ocorrem em concentrações muito reduzidas (< 1%), essa relação não é tão clara, porém observa-se leve correlação negativa entre essas variáveis, ou variações expressivas de SM não são acompanhadas por aumentos nos conteúdos modais de epidoto + allanita. Os principais aspectos texturais desses minerais os caracterizam como de origem magmática (cristais de epidoto com núcleos de allanita, maclados, contatos retos com biotita e faces desestabilizadas nos contatos com cristais de quartzo e feldspatos – ver Gabriel, 2012). A Figura 5F sugere, no geral, uma correlação levemente positiva entre a somatória do conteúdo modal de quartzo e K-feldspato e o valor de SM do conjunto de amostras de cada corpo. Porém, não se observa uma relação clara para a fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL, ao passo que parece existir uma leve correlação negativa para as fácies portadoras de anfibólio. A somatória desses dois minerais funciona como indicador de diferenciação magmática para corpos graníticos (Oliveira et al., 2002, 2010a;

Almeida et al., 2007); porém, no caso do GrdAA e do GrdAL, o *trend* (Anf-Bt TnIP + Anf-Bt GrdP) → (Bt Grd + Bt MzG), que seria acompanhado por um aumento gradual nos valores de SM, não seria tão claro nesse caso, devido provavelmente aos eventos deformacionais que afetaram esses corpos já nos estágios tardi- a pós-magmático.

Relação entre suscetibilidade magnética e as composições químicas

As composições químicas médias para elementos maiores das rochas estudadas podem ser vistas na Tabela 4. Nota-se, para as rochas do GrdAL, correlação negativa entre os valores de SM e aqueles dos óxidos Fe₂O₃T, FeO, MgO e CaO (Figuras 6A a 6D), de modo geral, com crescimento gradual nos valores de SM paralelamente ao decréscimo desses óxidos. Essas correlações deixam clara a relação existente entre as variações de SM e os conteúdos de óxidos constituintes dos minerais máficos, confirmando o indicado pelos dados modais. Ainda para as amostras do GrdAL, esses óxidos permitem separar claramente as variedades Anf-Bt TnIP e Bt-Anf GrdP do Ms-Bt GrdP, onde os dois primeiros possuem sempre conteúdos mais elevados desses óxidos. Para as amostras do GrdAA, a relação de SM com esses óxidos, excetuando-se o CaO, mostra correlação negativa muito mais sutil do que aquela observada para o GrdAL (Figura 6). Essa relação quase constante entre essas variáveis reflete o conteúdo equivalente de minerais ferromagnesianos nas variedades petrográficas do GrdAA.

Tabela 4. Composições químicas médias dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.

Variedades	Granodiorito Água Limpa				Granodiorito Água Azul		
	Anf-Bt TnIP (5)	Bt-Anf GrdP (5)	Ms-Bt GrdP (10)	Ep-Anf-Bt TnIP (2)	Ep-Anf-Bt GrdP (4)	(Ms)-Bt GrdP (1)	(Anf)-Ep-Bt MzGP (5)
%Óxido							
SiO ₂	62,60	65,94	71,47	64,36	65,28	68,93	67,83
TiO ₂	0,49	0,37	0,22	0,40	0,36	0,28	0,31
Al ₂ O ₃	15,89	15,04	14,92	14,82	15,34	15,27	14,92
Fe ₂ O ₃ T	5,04	3,98	1,99	4,62	4,06	3,16	3,47
MnO	0,07	0,05	0,02	0,07	0,05	0,06	0,05
MgO	3,38	2,52	0,71	3,59	2,74	2,02	2,00
CaO	4,12	3,30	2,14	3,20	3,03	1,70	2,21
Na ₂ O	4,08	3,92	4,38	3,84	4,02	4,56	3,79
K ₂ O	2,99	3,53	3,18	3,33	3,69	3,01	3,89
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,07	0,14	0,13	0,10	0,11
PF	0,72	0,86	0,64	1,35	0,98	0,70	1,12
Total	99,58	99,66	99,73	99,70	99,68	99,79	99,69

() número de amostras analisadas; Abreviações em fácies de acordo com a Tabela 1.
PF: Perda ao Fogo.

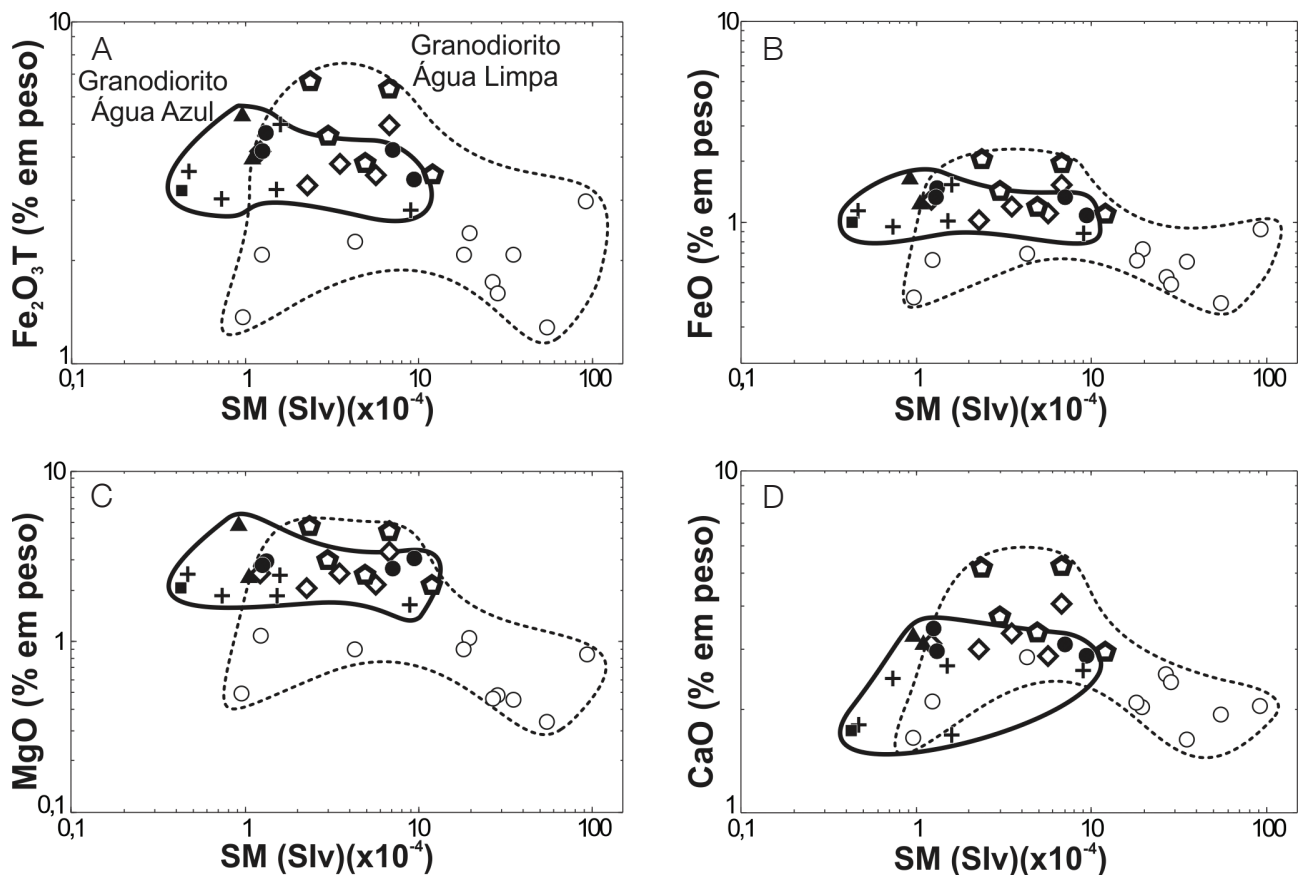
Contrariamente ao que se observa para as amostras do GrdAL, a relação entre SM e CaO mostra correlação positiva para o GrdAA (Figura 6D), reforçando o que foi mostrado pelos dados modais (Figuras 5B e 5E), em que os valores mais elevados de SM estão ligados às amostras com conteúdos mais expressivos de anfibólio e/ou epidoto magmático. Tais observações sugerem que, para o GrdAL, houve um aumento dos valores de SM com o aumento do grau de oxidação, verificado no sentido das variedades com anfibólio, menos evoluídas, para os biotita-granodioritos, mais evoluídos, onde foi favorecida a formação da magnetita. Por outro lado, de modo geral, não foram atingidas, durante a formação do GrdAA, condições oxidantes que permitissem o equilíbrio entre minerais opacos e anfibólio/epidoto ainda no estágio magmático.

MINERAIS ÓXIDOS

Esses minerais ocorrem como fases acessórias, tanto no GrdAA quanto no GrdAL, identificando-se a magnetita (Mt) e a hematita (Ht) — esta geralmente representada pela

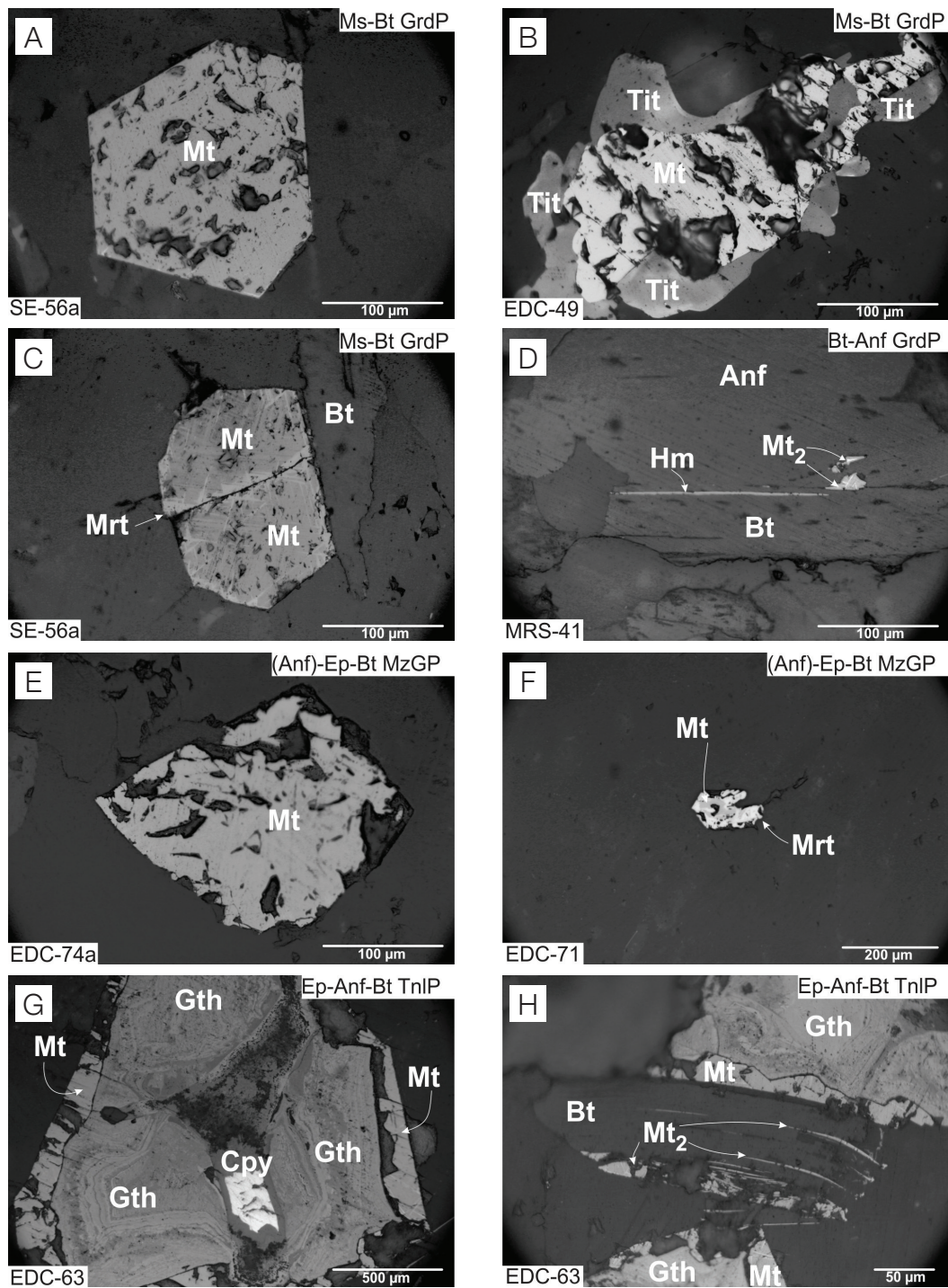
variedade martita (Mrt). No GrdAA, ocorrem ainda goethita (Gth) e, ocasionalmente, pirita (Py) e calcopirita (Cpy). As diferentes variedades petrográficas identificadas nesses corpos apresentam muitas analogias mineralógicas em termos dos seus minerais opacos; no entanto, exibem variações marcantes nos seus conteúdos modais. Esses minerais geralmente estão associados aos minerais ferromagnesianos e aos demais acessórios primários, como apatita e zircão, ou, mais particularmente, com a titanita. Eventualmente, ocorrem preenchendo fraturas ou dispostos ao longo dos planos de clivagem dos minerais máficos, podendo ainda estar associados a processos de recristalização em estágio pós-magmático.

A magnetita ocorre predominantemente como cristais subautomórficos, associados principalmente à biotita e variavelmente martitizados (Figura 7). É a principal fase mineral opaca, sendo mais abundante nos muscovita-biotita granodioritos e (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranitos pertencentes ao GrdAA e ao GrdAL, respectivamente. Foram identificadas duas gerações distintas, sendo uma de cristalização magmática (Figuras 7A e 7E) e outra gerada a



Simbologia conforme a Figura 2.

Figura 6. Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e a concentração de: (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$; (B) FeO; (C) MgO; (D) CaO.



Ms-Bt GrdP: muscovita-biotita granodiorito porfirítico; Bt-Anf GrdP: biotita-anfibólio granodiorito porfirítico; (Anf)-Ep-Bt MzGP: (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranito porfirítico; Ep-Anf-Bt TnIP: epidoto-anfibólio-biotita tonalito porfirítico.

Figura 7. Fotomicrografia (luz refletida e nicóis paralelos) dos minerais óxidos dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL), exibindo seus principais aspectos texturais: (A) magnetita (Mt) automórfica incluída em feldspato, GrdAL; (B) magnetita (Mt) com coroas de titanita (Tit) e contatos regulares a levemente reentrantes sugerindo “interação” entre os mesmos, GrdAL; (C) magnetita (Mt) subautomórfica e fraturada exibindo alteração para martita (Mrt) em contato com biotita (Bt), GrdAL; (D) forma de ocorrência de magnetita secundária (Mt₂) e hematita (Hm) oriundas da alteração de anfibólio (Anf) e biotita (Bt), GrdAL; (E) ocorrência restrita de magnetita (Mt) subautomórfica no GrdAA; (F) diminuto cristal de magnetita (Mt) martitizada (Mrt), GrdAA; (G) magnetita (Mt) secundária bordejando goethita (Gth) associada à calcopirita (Cpy), GrdAA; (H) forma de ocorrência da magnetita secundária (Mt₂) associada à alteração da biotita (Bt), GrdAA.

partir dos minerais ferromagnesianos em estágio pós-magmático (Figuras 7D e 7H). A magnetita primária exibe formas subautomórficas a automórficas (Figura 7A), é mais desenvolvida e mais frequente no GrdAL, enquanto que, no GrdAA, a mesma é menos comum e exibe formas subautomórficas a xenomórficas (Figura 7E).

Na fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL, onde ocorre com maior frequência, a magnetita tende a mostrar faces bem definidas (Figura 7A), contatos regulares com a biotita e traços de martitização (Figura 7C). Nas variedades menos evoluídas, exibe formas xenomórficas e contatos irregulares com os minerais máficos, estando inclusa nos cristais de biotita e anfibólio, além de mostrar incipiente martitização. A intensidade de martitização é variável, aumentando em direção às variedades mais evoluídas, onde a hematita se desenvolve a partir das bordas dos cristais (Figuras 7C e 7F). No GrdAL, é possível ainda encontrar a magnetita com franjas de titanita em contatos levemente reentrantes, sugerindo “interação” entre os dois minerais (Figura 7B). É comum nessas variedades a ocorrência de cristais de magnetita inclusos em porfiroclastos félsicos, sendo que, nas rochas mais deformadas do GrdAL, é possível ainda encontrar cristais fraturados, martitizados e orientados segundo o plano da foliação. A magnetita tardia é restrita e ocorre como cristais xenomórficos muito finos que bordejam biotita e anfibólio ou dispõem-se ao longo de seus planos de clivagens (Figuras 7D, 7G e 7H), dentro da associação de minerais secundários, e são restritos às variedades portadoras de anfibólio mais recristalizadas.

A hematita apresenta-se como cristais de tamanho bastante reduzido e xenomórfico, sempre substituindo magnetita (processo de martitização; Figuras 7C e 7F), preferencialmente ao longo dos planos {111} deste mineral. No GrdAL, também é comum a ocorrência de cristais individuais de hematita substituindo a biotita ao longo de seus planos de clivagem (Figura 7D). Esses processos são mais intensos na variedade Ms-Bt GrdP, o que sugere relação direta entre as condições mais oxidantes (alta fO_2) e o estágio de diferenciação magmática mais avançado ou *subsolidus*. No GrdAA, esse comportamento mostra-se menos evidente por apresentar quantidade mais restrita de minerais opacos.

O processo de martitização afeta, segundo Haggerty (1981), cristais de magnetita pobres em Ti. O baixo teor de Ti na magnetita das diferentes variedades petrográficas estudadas é comprovado tanto pela ausência de intercrescimentos entre este mineral e ilmenita — o que seria indicativo da presença de processos de oxi-exolução a partir de uma titanomagnetita (Buddington e Lindsley, 1964) — quanto pelas análises semiquantitativas de microscopia eletrônica de varredura (Figura 8).

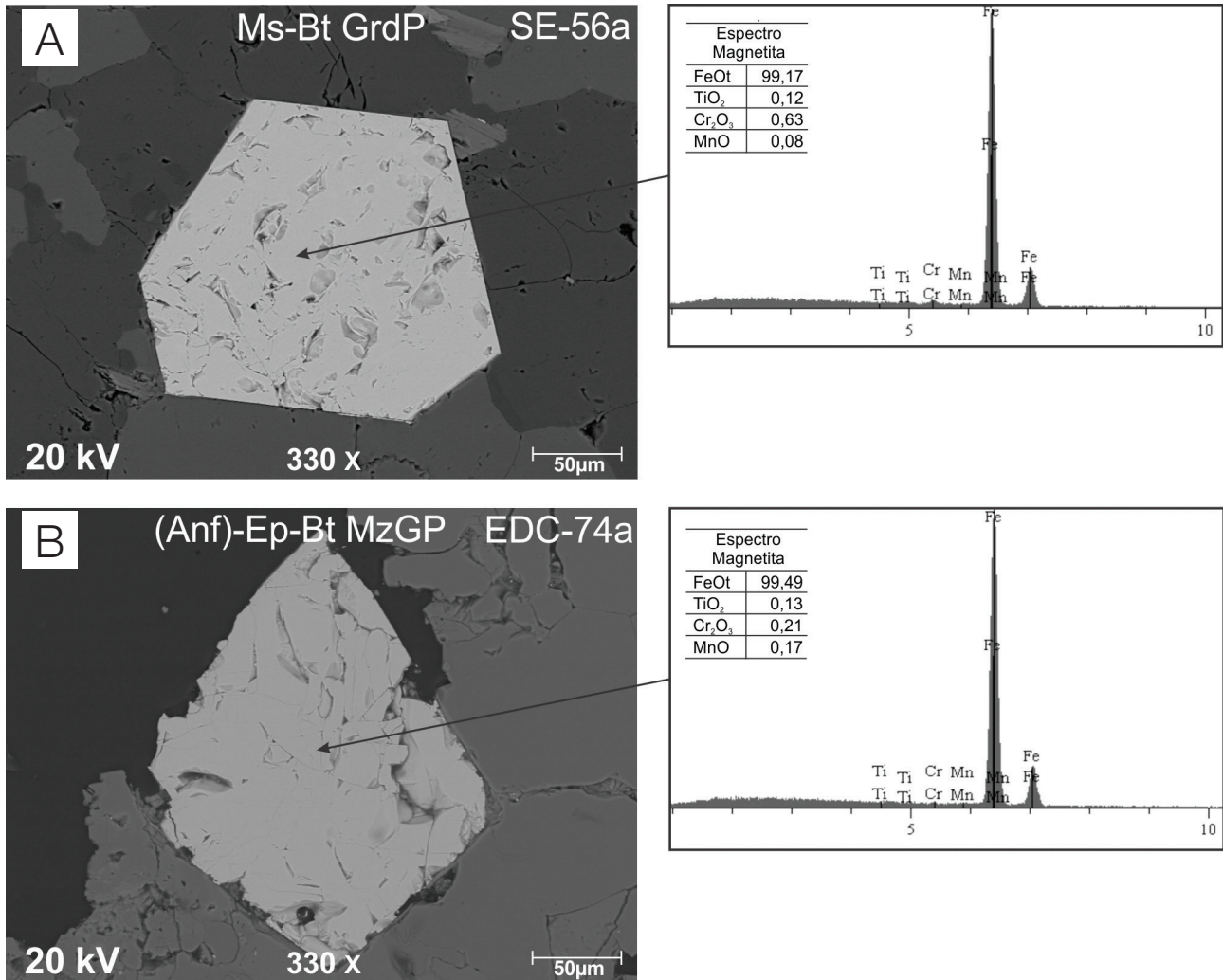
A goethita ocorre em quantidades modais reduzidas e foi encontrada somente em uma das amostras analisadas

do GrdAA, sobretudo naquelas que foram bastante afetadas por processos pós-magmáticos. Encontra-se comumente substituindo a borda de sulfetos (pirita e calcopirita), onde ainda é possível encontrar magnetita secundária associada (Figuras 7G e 7H). A formação da goethita nessas rochas é resultado da oxi-hidratação de sulfetos.

Sequência de formação

As evidências texturais descritas para as rochas do GrdAA e do GrdAL indicam que seus minerais opacos ocorrem frequentemente como inclusões nas principais fases minerais, excetuando-se aqueles formados durante a atuação de processos pós-magmáticos e hidrotermais (Gabriel, 2012). A Figura 9 ilustra a sequência de formação dos minerais opacos ao longo da evolução do magma gerador desses corpos, onde foram identificados pelo menos três estágios principais de cristalização:

- 1) Magmático: as evidências texturais indicam que a magnetita pobre em Ti é a fase mais precoce. Esta pode ser encontrada inclusa no anfibólio, biotita, plagioclásio e, em alguns casos, no microclínio. O fato de não terem sido encontradas evidências de inclusões na magnetita e de estar sempre associada aos demais acessórios primários sugere que a mesma tenha cristalizado em temperaturas muito próximas daquelas de formação do zircão e apatita.
- 2) Tardi-magmático: foram encontradas evidências deste estágio somente nas rochas do GrdAL, sendo marcado pelo desenvolvimento das coroas de titanita na magnetita. Tal relação sugere a desestabilização da magnetita e sua substituição parcial com a utilização de Ti para a formação de titanita. O cálcio e o silício, necessários à sua formação, podem ser provenientes da desestabilização do anfibólio (Dall’Agnol et al., 1999; Oliveira et al., 2002) ou do próprio líquido magmático.
- 3) Pós-magmático: este estágio é caracterizado inicialmente pela formação dos cristais de magnetita neoformados durante os processos de recristalização (deformação dúctil) e alteração hidrotermal que afetaram estas rochas. Nas variedades menos evoluídas e mais enriquecidas em máficos, a magnetita secundária é formada a partir da desestabilização de minerais ferromagnesianos e está presente comumente ao longo dos planos de clivagem da biotita e anfibólio. Em mais baixas temperaturas, deu-se a substituição da magnetita pela martita. Admite-se que a formação da martita ocorra em temperaturas inferiores a 620°C e, portanto, também em condições *subsolidus* (Almeida et al., 2007). No GrdAA, ocorre a substituição de sulfetos pela goethita em zonas de maior deformação e percolação hidrotermal, manifestando-se de maneira pontual.



Ms-Bt GrdP: muscovita-biotita granodiorito porfirítico; (Anf)-Ep-Bt MzGP: (anfیبólio)-epídoto-biotita monzogranito porfirítico.

Figura 8. Imagens de microscópio eletrônico de varredura e espectros de análise EDS semiquantitativa das magnetitas dos granodioritos. (A) Água Limpa; (B) Água Azul. Notar a composição semelhante dessas magnetitas pobres em titânio nas duas unidades.

O momento de cristalização dos sulfetos (calcopirita e pirita) no GrdAA não pôde ser determinado, mas provavelmente corresponde a fases *subsolidus*.

As relações texturais indicam que a associação de minerais opacos primários tanto do GrdAA quanto do GrdAL seja formada exclusivamente pela magnetita. A associação de minerais secundários é representada por magnetita secundária e hematita (martita), além da goethita no GrdAA. Com base nessas observações propõe-se a seguinte sequência de formação e evolução dos minerais opacos (Figura 9): (1) cristalização precoce de magnetita pobre em titânio; (2) no GrdAL, desestabilização parcial da magnetita mais rica em Ti, dando origem à titanita; (3) neoformação de magnetita e hematita secundárias a partir

da desestabilização dos ferromagnesianos; (4) oxidação da magnetita gerando martita e, no GrdAA, a oxi-hidratação de sulfetos gerando goethita.

A pressão total (P) e a temperatura (T) decrescem de 1 para 4, enquanto a fO_2 é acrescida nesse mesmo sentido, levando-se em consideração as diferentes curvas-tampões.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Embora as rochas formadoras do GrdAA e do GrdAL estejam afetadas por processos de deformação e recristalização tardi- a pós-magmáticos, foi possível ainda descrever, com base nos dados de SM e de minerais óxidos, relações importantes entre a SM e a tendência de evolução magmática

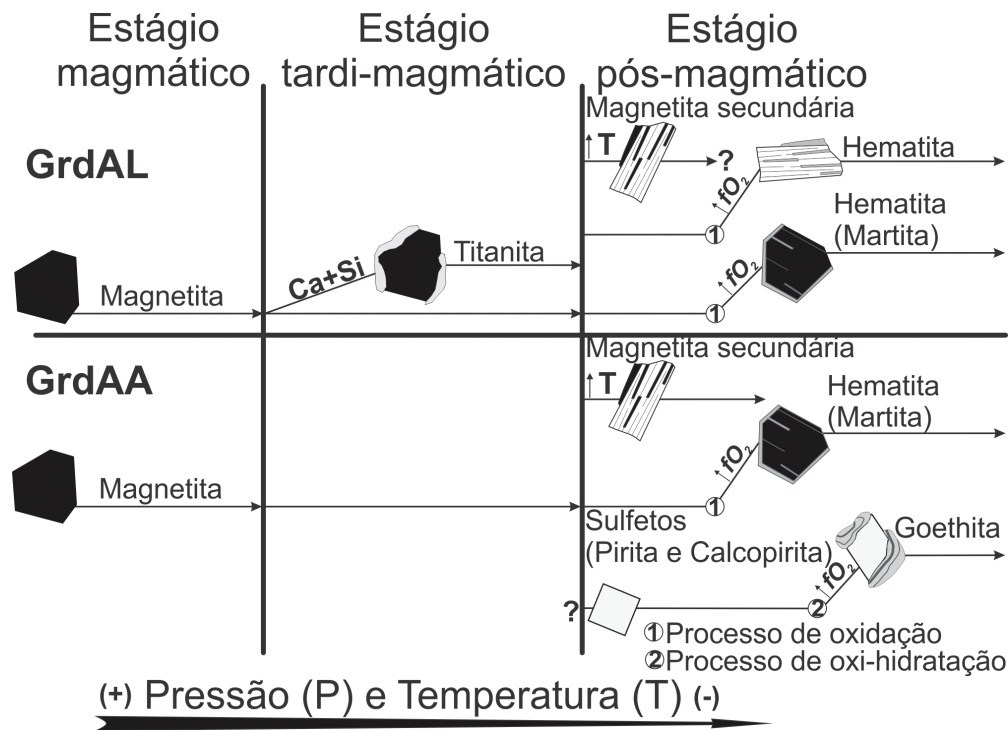


Figura 9. Ordem de cristalização dos minerais opacos dos granodioritos Água Limpa (GrdAL) e Água Azul (GrdAA).

desses corpos, assim como importantes diferenças de SM entre os mesmos. O GrdAL apresenta os maiores valores de SM (média de $17,54 \times 10^{-4}$ SIv), sendo formado por 5 populações, as quais exibem boa correlação com as suas variedades petrográficas, com a SM aumentando no sentido das rochas mais enriquecidas em anfibólio e máficos totais em direção àquelas de caráter mais evoluído (Anf-Bt TnP + Bt-Anf GrdP à Ms-Bt GrdP). Os valores de SM mais altos são fornecidos, em sua grande maioria, pelos biotita granodioritos (populações D e E), ao passo que as rochas formadas precocemente, anfibólio tonalitos e anfibólio granodioritos, se superpõem e se associam aos valores mais baixos de SM, concentrando-se nas populações A, B e C. A forte correlação positiva observada entre os valores de SM e o conteúdo modal de minerais opacos indica que a magnetita seja o principal mineral responsável pela SM nas variedades petrográficas do GrdAL. Já para o GrdAA, que detém os valores mais baixos de SM (média de $4,19 \times 10^{-4}$ SIv), distribuídos em 4 populações, esse comportamento é bem mais discreto, devido, sobretudo, aos seus conteúdos reduzidos de magnetita e conteúdos muito próximos de minerais ferromagnesianos, assim como observado na relação de SM com os óxidos Fe_2O_3 , T, FeO, MgO, que mostram correlação negativa muito mais sutil do que aquela observada para as rochas do GrdAL. Por outro lado, a correlação positiva entre o conteúdo de

minerais ferromagnesianos e os valores de SM entre rochas portadoras de anfibólio varietal indica que os minerais paramagnéticos seriam os principais responsáveis pelo aumento da suscetibilidade nessas unidades, sobretudo nas rochas do GrdAA, onde o conteúdo de magnetita é bastante reduzido ou nulo. Esse comportamento pode ser ilustrado pelo crescimento gradual no conteúdo de CaO, paralelamente ao aumento nos valores de SM no GrdAA, sendo uma tendência das amostras de maior SM terem conteúdos mais expressivos de anfibólio e/ou epidoto magmático.

O principal mineral óxido formado durante o estágio precoce de cristalização magmática nas rochas estudadas seria a magnetita pobre em Ti. No GrdAL, esta é comumente bem formada, mais abundante nas fácies mais evoluídas, onde ocorre inclusive nas principais fases minerais, ou associada aos minerais ferromagnesianos precoces; no GrdAA, esses cristais são raros e bem menos desenvolvidos. Em condições mais oxidantes, a magnetita é afetada pelo processo de martitização, dando origem à hematita, sendo esse processo mais comum no GrdAL, enquanto no GrdAA é possível ainda encontrar localmente goethita, associada à alteração de sulfetos (pirita e calcopirita). A magnetita de origem tardia (pós-magmática) tem pouca representatividade e está restrita às rochas afetadas por zonas de cisalhamento. Apesar de na atual pesquisa os métodos de análise não serem conclusivos sobre a participação das diferentes fases

opacos no que diz respeito à SM total da rocha, nem tampouco quanto à contribuição dos minerais paramagnéticos, estima-se, com base nos dados modais e na natureza dos minerais óxidos das amostras analisadas, que os valores de SM sejam fortemente influenciados pela magnetita pobre em Ti, uma vez que esta representa quase a totalidade dos minerais opacos identificados. Presume-se, com isso, que a contribuição dos opacos secundários nos valores de SM seria mínima e pontual. Para entender melhor a contribuição dos diferentes minerais no comportamento da SM nessas rochas, principalmente no que diz respeito à participação dos minerais paramagnéticos, pretende-se, em trabalhos futuros, ampliar a discussão sobre o comportamento magnético das mesmas, por meio da obtenção de curvas de histerese.

A comparação dos dados de SM (Figura 10) e minerais óxidos de Fe e Ti do GrdAA e do GrdAL com aqueles do Granodiorito Rio Maria (GDrM), integrante da Suíte Sanukitoide do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Magalhães, 1991; Soares, 1996; Oliveira et al., 2010), mostrou que tanto o GrdAA quanto o GrdAL apresentam, de modo geral, semelhanças na suscetibilidade magnética e mineralógica com o GDrM, ratificando suas afinidades geoquímicas (Gabriel, 2012). O GDrM da área-tipo (Magalhães, 1991) exibe dois comportamentos de SM distintos (Figura 10): grupo de alta SM, representativo das rochas que sofreram metamorfismo de contato próximo às intrusões dos granitos paleoproterozoicos Musa e Jamon; grupo de baixa SM, formado por amostras que ocorrem distantes dessas intrusões. As amostras de alta SM são portadoras de magnetita neoformada a partir da recristalização do plagioclásio saussuritizado (Soares, 1996). Já as amostras de baixa SM caracterizam os valores mais representativos das rochas que constituem o GDrM, que são coincidentes, em grande parte, com os intervalos obtidos nas rochas estudadas (Figura 10).

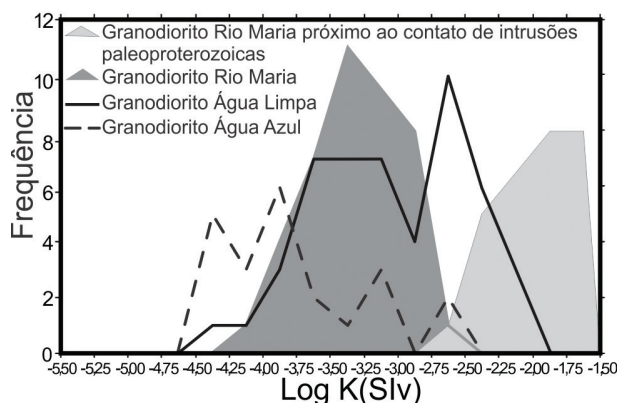


Figura 10. Polígonos de frequência referentes aos dados de suscetibilidade magnética (K) do Granodiorito Rio Maria da área-tipo (modificado de Magalhães, 1991) comparados aos granodioritos Água Azul e Água Limpa. Destacam-se as amostras do Granodiorito Rio Maria próximas do contato das intrusões dos granitos paleoproterozoicos.

Os valores de SM do GrdAL são ligeiramente superiores àqueles encontrados no GDrM, sendo essa diferença dada pela ocorrência da variedade Ms-Bt GrdP no GrdAL, que possui os valores mais elevados de SM, ausentes no GDrM. Outra similaridade entre esses corpos é que os mesmos apresentam conteúdos de minerais opacos extremamente baixos, pois as amostras do GDrM contêm menos de 0,5%, aproximando-se do GrdAL ($\leq 0,8\%$) e do GrdAA ($\leq 0,3\%$). Assim como nos granitoides de alto-Mg da região de Água Azul do Norte, a magnetita é o óxido mais importante no GDrM, sendo pouco desenvolvida e geralmente inclusa nas principais fases minerais.

Oliveira et al. (2010) estabeleceram condições de cristalização para a Suíte Sanukitoide do Domínio Rio Maria a partir de estudos comparativos entre as suas assembleias minerais naturais e as obtidas em estudos experimentais em rochas geoquimicamente similares, demonstrando que as mesmas formaram-se a partir de magmas ricos em água (mais de 7% de H_2O dissolvida) e condições de fO_2 variando entre NNO + 0,5 e NNO + 2,5, apontando altas concentrações de água e condições oxidantes para esses magmas sanukitoides. Nesse contexto, a escassez de magnetita nas rochas dessa suíte foi atribuída à sua substituição por epidoto durante a cristalização magmática, favorecida pelas altas concentrações de H_2O dissolvida neste tipo de magma.

Devido às afinidades composicionais e às semelhanças mineralógicas entre a Suíte Rio Maria e os granitoides de alto magnésio de Água Azul do Norte (Gabriel, 2012), pode-se admitir condições de fO_2 semelhantes, acreditando-se que essas rochas formaram-se entre os tampões HM e FMQ. Para o GrdAA, onde o epidoto magmático é bastante expressivo, essa reação de substituição da magnetita por epidoto poderia explicar as baixas concentrações de minerais opacos e de magnetita nessas rochas e, consequentemente, os seus mais baixos valores de SM. Por outro lado, podemos admitir que os valores mais elevados de SM atribuídos à fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL estariam relacionados à formação da magnetita, em parte substituindo o epidoto magmático durante o evento de deformação e recristalização. Isso contrapõe a hipótese de aumento de fO_2 durante a evolução magmática do GrdAL, o que seria inconsistente com a diminuição dos valores de SM e do conteúdo de magnetita durante a diferenciação de magmas granitoides (Dall'Agnol et al., 1997a; Oliveira et al., 2010a). Nesse sentido, as condições oxidantes que permitiram o equilíbrio entre minerais opacos e anfibólio/epidoto ainda no estágio magmático não foram atingidas durante a formação do GrdAA.

A transformação pós-magmática mais expressiva dos minerais óxidos foi a martitização da magnetita, sendo esta marcante no GrdAL, sugerindo aumento da fO_2 durante o estágio *subsolidus*, talvez por conta do crescimento do teor

de voláteis, muito provavelmente pelos altos teores de H₂O. Tais transformações indicam que condições acima do tampão HM foram atingidas localmente para justificar a martitização da magnetita que afeta inclusive a biotita em casos extremos.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por concessão de bolsa de Mestrado ao primeiro autor e de produtividade em pesquisa ao segundo autor e pelo apoio financeiro (Processo nº 476444/2008 0); ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA) pelo suporte técnico; ao professor do IG-UFPA Carlos Marcello Dias Fernandes pelo apoio na etapa de campo; aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) do IG-UFPA pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; aos revisores pelas críticas que levaram ao aperfeiçoamento do artigo; à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Pará (FAPESPA) (Processo nº 133/2008 0); ao convênio Vale-FAPESPA (Edital 001/2010 – ICAAF 053/2011) e Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/Geociam) (Processo nº 573733/2008-2) pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Almeida, J.A.C. (2010). *Geologia, geoquímica, geocronologia e petrogênese das suítes TTGs e dos leucogranitos arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico*. Tese (Doutorado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Almeida, J. A. C., Guimarães, F. V., Dall’Agnol, R. (2007). Petrologia Magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 17-36.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N., Jorge João, X. S., Costa, J. B. S. (1988). A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. *VII Congresso Latino-Americano de Geologia*, 324-338. Belém: SBG.
- Avelar, V. G., Lafon, J. M., Correio Jr, F. C., Macambira, E. M. B. (1999). O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4), 453-460.
- Buddington, A. F., Lindsley, D. H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2), 310-357.
- Carmichael, R. S. (1982). Magnetic properties of minerals and rocks. In: R. S. Carmichael (Ed.), *Handbook of physical properties of rocks* (2nd ed., v. 2, 229-287). Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Clark, D. A. (1999). Magnetic Petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30(2), 5-26.
- Dall’Agnol, R., Pichavant, M., Champenois, M. (1997a). Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(3), 325-347.
- Dall’Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M. (1999). Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian cráton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11), 1673-1698.
- Dall’Agnol, R., Souza, Z. S., Althoff, F. J., Barros, C. E. M., Leite, A. A. S., Jorge João, X. S. (1997b). General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. *II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 135-161. Salvador: CBPM.
- Dall’Agnol, R., Teixeira, N. P., Rämö, O. T., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Oliveira, D. C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80(1-4), 101-129.
- DOCEGEO – Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (1988). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, 11-59. Belém: CVRD/RBG.
- Feio, G. R. L., Dall’Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. K. B., Sardinha, A. S., 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 cráton, Brazil. *Precambrian Research*, 227, 157-185.

- Frost, B. R. (1991). Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. In: D. H. Lindsley (Ed.), *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance* (v. 25, 433-468, Reviews in mineralogy). Washington DC: Mineralogical Society of America.
- Gabriel, E. O. (2012). *Geologia, Geoquímica e Petrologia Magnética dos granitoides arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte (PA) – Província Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- 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. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Haggerty, S. E. (1981). Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: D. Rumble III (Ed.), *Oxide minerals* (2nd ed., Hg1-Hg99). Washington DC: Mineralogical Society of America. (Short course notes).
- Hirata, W. K., Rigon, J. C., Kadekaru, K., Cordeiro, A. A. C., Meireles, E. M. (1982). Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *I Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 1, 100-110. Belém: SBG.
- Huhn, S. B., Macambira, M. J. B., Dall’Agnol, R. (1999). Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 1, 463-466. Manaus: SBG.
- 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). *XXXI International Geological Congress*. Rio de Janeiro. CD-ROM.
- Le Maitre, R. W. (2002). *A classification of igneous rocks and glossary of terms* (2nd ed.). London: Cambridge University Press.
- Macambira, E. M. B., Vale, A. G. (1997). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, São Felix do Xingu*. Folha SB.22-Y-B, Estado do Pará. Brasília: DNPM/CPRM.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T. E., Lindenmayer, D. (1991). U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49(3-4), 329-354.
- Magalhães, M. S. (1991). *Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitoides da Amazônia Oriental: Implicações petrológicas*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Magalhães, M. S., Dall’Agnol, R. (1992). Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), 184-197.
- Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Juliani, C., Souza Filho, C. R. (2011). Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46(7), 789-811.
- Nascimento, F. G. C. (2006). *Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Oliveira, D. C., Dall’Agnol, R., Barros, C. E. M., Figueiredo, M. A. B. M. (2002). Petrologia magnética do Granito Paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico. In: E. L. Klein, M. L. Vasquez, L. T. Rosa-Costa (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia* (v. 3, 115-132). Belém: SBG Núcleo Norte.
- Oliveira, D. C., Neves, S. P., Trindade, R. I. F., Dall’Agnol, R., Mariano, G., Correia, B. C. (2010a). Magnetic anisotropy of the Redenção Granite, Eastern Amazonian Craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics*, 493(1-2), 27-41.
- 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. (2010b). 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. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Oliveira, M. A. (2003). *Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação). Belém: Faculdade de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA.

- Oliveira, M. A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. (2010). Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51(10), 2121-2148.
- Pidgeon, R. T., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (2000). Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166, 159-171.
- Ricci, P. S. F., Carvalho, M. A. (2006). Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *VIII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Rodrigues, D. S., Oliveira, D. C., Macambira, M. J. B. (2010). Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de Vila Sedere III, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG* (169-226). Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Santos, R. D., Galarza, M. A., Oliveira, D. C. (2012). Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium - Província Carajás. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG. CD-ROM.
- Santos, R. D., Oliveira, D. C., Borges, R. M. K. (2008). Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium - Província Mineral de Carajás. *XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 553. Curitiba: SBG.
- Sardinha, A. S., Dall'Agnol, R., Gomes, A. C. B., Macambira, M. J. B., Galarza, M. A. (2004). Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*. Araxá: SBG. CD-ROM.
- Silva, G. G., Lima, M. I. C., Andrade, A. R. F., Guimarães, G., Issler, R. S. (1974). Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 4, 137-141. Porto Alegre: SBG.
- Soares, C. M. (1996). *Estudo das relações de contato do granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com diques do Proterozoico*. Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Spencer, K. J., Lindsley, D. H. (1981). a solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189-1201.
- Stevens, R. E., Neil, S. T., Roberson, C. E. (1960). Gravimetric conversion factors, and other data used in interpreting analyses of rocks, minerals and waters. *GeoTimes*, 4(7), 41.
- Tassinari, C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Vasquez, L. V., Rosa-Costa, L. R., Silva, C. G., Ricci, P. F., Barbosa, J. O., Klein, E. L., Lopes, E. S., Macambira, E. B., Chaves, C. L., Carvalho, J. M., Oliveira, J. G., Anjos, G. C., Silva, H. R. (2008). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Wasilewski, P., Warner, R. (1988). Magnetic petrology of deep crustal rock – Ivrea Zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(3), 347-361.