



Universidade Federal do Pará



Instituto de Geociências



Faculdade de Geologia

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

LUCY SOARES DOS SANTOS

PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DE ÁGUA AZUL DO NORTE- PROVÍNCIA CARAJÁS

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PARÁ

2016

LUCY SOARES DOS SANTOS

**PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES
ARQUEANOS DE ÁGUA AZUL DO NORTE-
PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira

BELÉM – PARÁ

2016

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

Santos, Lucy Soares dos, 1992-

Petrologia magnética dos granitóides Arqueanos de Água Azul do Norte - Província Carajás / Lucy Soares dos Santos. – 2016.

74 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Davis Carvalho de Oliveira

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2016.

1. Susceptibilidade Magnética. 2. Magnetita – Carajás, Serra dos (PA). 3. Geologia estratigráfica - Arqueano. 4. Granito – Carajás, Serra dos (PA). I. Título.

CDD 22. ed.: 538.3

LUCY SOARES DOS SANTOS

**PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES
ARQUEANOS DE ÁGUA AZUL DO NORTE-
PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Davis Carvalho de Oliveira - Orientador
Doutor em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Cláudio Nery Lamarão - Membro
Doutor em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Pablo José Leite dos Santos - Membro
Mestre em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

*À Deus e à minha família
por todo amor incondicional*

AGRADECIMENTOS

À Deus que me conduziu nesta caminhada e que sempre estará em primeiro lugar na minha vida.

Aos meus pais que me ensinaram a ser honesta em todas as situações e me apoiaram na decisão de seguir o caminho da Geologia. À minha querida irmã Luciana que sempre me ajudou com palavras de carinho em momentos difíceis dessa jornada.

Aos demais familiares, principalmente à minha tia Raimunda Townend, primeira mulher geóloga do Norte do Brasil, a qual me inspirou a seguir essa profissão.

Ao professor e orientador Dr. Davis Carvalho de Oliveira, pela oportunidade de realizar este trabalho e pelas discussões em todas as etapas de sua construção.

À todos os professores da Faculdade de Geologia

Aos membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides, em especial aos amigos Jean Machado, Diwemerson Barbosa, aos Msc. Pablo Santos, Fernando Fernandes e Eleilson Gabriel por todo auxílio ao longo da elaboração deste trabalho.

Ao Laboratório de Microanálises que foi de extrema importância na coleta de dados a partir do microscópio eletrônico de varredura (MEV). Ao professor Cláudio Lamarão e aos técnicos e geólogos (Ana Paula, Bruno Portugal, Gisele) pela disponibilidade e ajuda no manuseio do equipamento.

Ao Grupo PET-Geologia, em especial ao professor Vladimir de Araújo Távora por todo carinho e conselhos.

À minha turma que desde 2012 me recebeu com muito carinho e por tudo que passamos juntos durante esses quase cinco anos.

Aos amigos que fiz ao longo da graduação, em especial aos mais próximos: Luana, Raquel, Giovanni, Ronny, Lívia, Layse, Alexandre, Bruno, Caio, João Victor, Vedrana, Kauê e Jaime, entre outros que me apoiaram em todas as etapas do curso, sou extremamente grata à vocês.

RESUMO

A região de Água Azul do Norte está localizada na porção centro-norte da Província Carajás, compreendendo às porções sul do Domínio Carajás e norte do Domínio Rio Maria, onde afloram granitoides mesoarqueanos de naturezas distintas. São elas: i) associações Tonalítica-Trondjemítica-Granodioríticas (TTG); ii) de alto-Mg, representado pelos sanukitoides Água Azul e Água Limpa; iii) de alto Ba-Sr, formado pelo Leucogranodiorito Nova Canadá; iv) de alto-K, que agrupa as rochas do Granito Boa Sorte, Leucogranito Velha Canadá, e granitos porfiríticos indiferenciados; e v) Granodiorito Grotão que difere dos leucogranitos de alto-K por serem mais empobrecidos em elementos incompatíveis. Os valores de suscetibilidade magnética obtidos para tais granitoides variam entre $2,70 \times 10^{-6}$ e $2,78 \times 10^{-2}$ SIv, e que podem ser divididos em três populações magnéticas. O Granodiorito Grotão e os granitoides de alto-Mg se concentram nas populações menos magnéticas (B e C), enquanto as unidades de alto-K, alto Ba-Sr e associação TTG apresentam uma ampla distribuição com concentração mais expressiva nas populações mais magnéticas (A e B). A magnetita é o principal mineral Fe-Ti nas rochas pertencentes às populações mais magnéticas, enquanto que naquelas com os valores intermediários de SM, este mineral está associado à ilmenita e hematita, e que geralmente está ausente nas rochas com os mais baixos valores de SM. Os leucogranitos de alto-Ba-Sr, alto-K e TTG estão ligados a paragêneses compostas por uma associação de titanita (idiomórfica) + magnetita + quartzo que indicam condições de fO_2 relativamente elevadas, similares às do tampão HITMQ. Processos que ocorrem em condições *subsólidas* (martitização) indicam um aumento de fO_2 , indicando que condições acima do tampão HM foram atingidas nesse estágio. Os Sanukitoides e o Granodiorito Grotão apresentam comportamentos magnéticos idênticos. Os primeiros apresentam associações mineralógicas semelhantes à Suíte Sanukitoide do Domínio Rio Maria, e admite-se que estas rochas foram formadas entre os tampões HM e FMQ. As baixas concentrações de minerais opacos e de magnetita nessas rochas, resultando nos seus baixos valores de SM, estão relacionados ao expressivo conteúdo modal de epidoto magmático, formado a partir da substituição da magnetita. Outras rochas de alto-Mg estariam relacionadas à formação da magnetita em parte substituindo o epidoto magmático, durante o evento de deformação e recristalização.

Palavras-chave: Suscetibilidade Magnética. Magnetita. Arqueano. Granitoides. Província Carajás.

ABSTRACT

Água Azul do Norte region is located in the northern of the Carajás Province, comprising the southern portions of the Carajás Domain and North of Rio Maria Domain, where occur Mesoarchean granitic rocks of different natures. They are: i) Tonalitic-Trondjemitic-Granodioritic associations (TTG); ii) high-Mg, represented by Água Azul and Água Limpa sanukitoides; iii) high Ba-Sr, formed by Nova Canadá Leucogranodiorite; iv) high-K, represented by rocks of the Boa Sorte Granite, Velha Canadá leucogranite and porphyritic undifferentiated granites; and v) Grotão Granodiorite which differs from high-K leucogranite for being the poorest in incompatible elements. The magnetic susceptibility values obtained for these range from granitic $2,70 \times 10^{-6}$ and $2,78 \times 10^{-2}$ SIv, and which can be divided into three magnetic populations. The Grotão Granodiorite and high-Mg granitic concentrated in the less magnetic population (B and C), whereas the high-K units, high Ba-Sr and TTG association have a broad distribution with more significant concentration on the magnetic populations (A and B). Magnetite is Fe-Ti main mineral in the most magnetic populations, whereas in the intermediaries SM values population besides the magnetite there is an association with ilmenite and hematite, which is usually absent in rocks with lower SM values. The high-Ba-Sr, high-K leucogranite and TTG are connected to composite parageneses by titanite (idiomorphic) + magnetite + quartz association indicate relatively high fO_2 conditions similar to the HITMQ buffer. Processes that occur in subsolidus conditions (martitization) indicate an increase fO_2 , showing that HM buffer above conditions were reached at this stage. The Sanukitoides and Grotão Granodiorite have identical magnetic behavior. The first, feature mineralogical associations like Sanukitoid Suit of Rio Maria Domain, and it is assumed that these rocks were formed between the buffers HM and FMQ. Low concentrations of opaque minerals and rocks such magnetite, resulting in their lower SM values are related to the significant modal content magmatic epidote, formed from the replacement of magnetite. Other high-Mg rocks are related to the formation of magnetite in part replacing the magmatic epidote, during the deformation event and recrystallization.

Keywords: Magnetic Susceptibility. Magnetite. Archean. Granitoids. Carajas Province

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo..... 13

Figura 2- Mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de trabalho.....20

CAPÍTULO 2

Figura 3- Aspectos texturais dos granitoides da região de Água Azul do Norte.29

Figura 4- Diagramas modais Q-A-P (Le Maitre, 2002) e Q-(A+P)-M' para as variedades da associação TTG, granitoides de alto-Mg, granitoides alto Ba-Sr, Granodiorito Grotão e granitoides de alto-K. 31

CAPÍTULO 3

Figura 5- Diagramas gerais de SM.....41

Figura 6- Gráficos de probabilidade normal, mostrando o comportamento magnético (SM) das diferentes unidades da região de Água Azul do Norte.....43

Figura 7- Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM)...46

Figura 8 - Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos da associação TTG.....50

Figura 9 - Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos dos granitoides de alto-Mg ..51

Figura 10 - Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos dos granitoides de alto Ba-Sr 54

Figura 11- Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos do Granodiorito Grotão.....55

Figura 12- Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos dos granitoides de alto-K56

Figura 13- Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, acompanhadas de espectros de análises EDS semiquantitativas das principais fases minerais identificadas nas diferentes populações magnéticas. 58

Figura 14- Ordem de cristalização dos minerais opacos dos granitoides de Água Azul do Norte..... 60

Figura 15- Comparação entre os valores de SM dos granitoides estudados em escala logarítmica..... 62

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	5
AGRADECIMENTOS.....	6
RESUMO.....	7
ABSTRACT.....	8
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	9
CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO.....	12
1.1 APRESENTAÇÃO.....	12
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	13
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
1.3.1 Domínio Rio Maria (DRM).....	14
1.3.2 Domínio Sapucaia (DS).....	15
1.3.3 Domínio Canaã dos Carajás (DCC) e Bacia Carajás (BC).....	17
1.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE.....	21
1.4.1 Associação TTG.....	21
1.4.2 Granitoides de alto-Mg (suítes sanukitoides).....	21
1.4.3 Granitoides de alto Ba-Sr.....	22
1.4.4 Granodiorito Grotão.....	23
1.4.5 Granitoides de alto-K.....	23
1.5 JUSTIFICATIVA.....	24
1.6 OBJETIVOS.....	25
1.7 MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
1.7.1 Pesquisa bibliográfica.....	25
1.7.2 Estudo petrográfico.....	26
1.7.3 Suscetibilidade magnética (SM).....	26
1.7.4 Estudo mineralógico.....	26
CAPÍTULO 2- PETROGRAFIA.....	27
2.1 ASPECTOS TEXTURAIS.....	27
2.1.1 Composições modais e classificação.....	30
CAPÍTULO 3- PETROLOGIA MAGNÉTICA.....	36
3.1 SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA.....	36
3.1.1 Apresentação de dados.....	37

3.1.2	Relação entre SM e as unidades.....	41
3.1.3	Relação entre SM e o conteúdo mineral.....	43
3.1.4	Relação entre SM e as composições químicas.....	45
3.2	MINERAIS ÓXIDOS DE Fe E Ti.....	48
3.2.1	Associação TTG.....	49
3.2.2	Granitoides de alto-Mg (suítes sanukitoides).....	49
3.2.3	Granitoides de alto Ba-Sr.....	52
3.2.4	Granodiorito Grotão.....	52
3.2.5	Granitoides de alto-K.....	53
3.3	SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe e Ti.....	59
3.4	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	61
	REFERÊNCIAS.....	64

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Carajás (PC), situada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), é considerada uma das mais importantes províncias metalogenéticas do mundo, onde são encontradas grandes ocorrências de depósitos minerais, com destaque para àquelas de ferro, ouro, manganês, níquel, cobre e estanho. Tal potencial gerou um grande interesse na região, o que levou a realização de diversos trabalhos de pesquisa mineral (DOCEGEO, 1988) e de cunho científico (ARAÚJO; MAIA, 1991, COSTA *et al.* 1995, DALL'AGNOL *et al.* 2006). Tais estudos possibilitaram o aperfeiçoamento dos mapas geológicos de diferentes regiões da PC, a partir de uma efetiva individualização de unidades lito-estratigráficas. Isto possibilitou o surgimento de várias propostas de compartimentação tectônica para a província, como aquela sugerida por Vasquez *et al.* (2008), que em revisão à geologia do Estado do Pará e seguindo a proposta de Santos (2003), subdividiram a PC em Domínio Rio Maria (DRM), a sul, e Domínio Carajás (DC), a norte, levando Feio *et al.* (2012) a dividirem o DC em Bacia Carajás e Subdomínio de Transição (SDT). Mais recentemente, pesquisadores do Grupo de Pesquisa em Petrologia de Granitoides [GPPG-UFGA; DALL'AGNOL; OLIVEIRA; LAMARÃO, 2013] com base em dados geológicos e interpretações de imagens aerogeofísicas, propuseram a extinção do termo SDT e sugeriram sua divisão de norte para sul em: (i) Domínio Canaã dos Carajás que seria o embasamento imediatamente a sul da Bacia Carajás e (ii) Domínio Sapucaia com fortes similaridades com o DRM, porém afetado pelos eventos tectonotermiais neoarqueanos, os quais eram considerados como restritos ao DC.

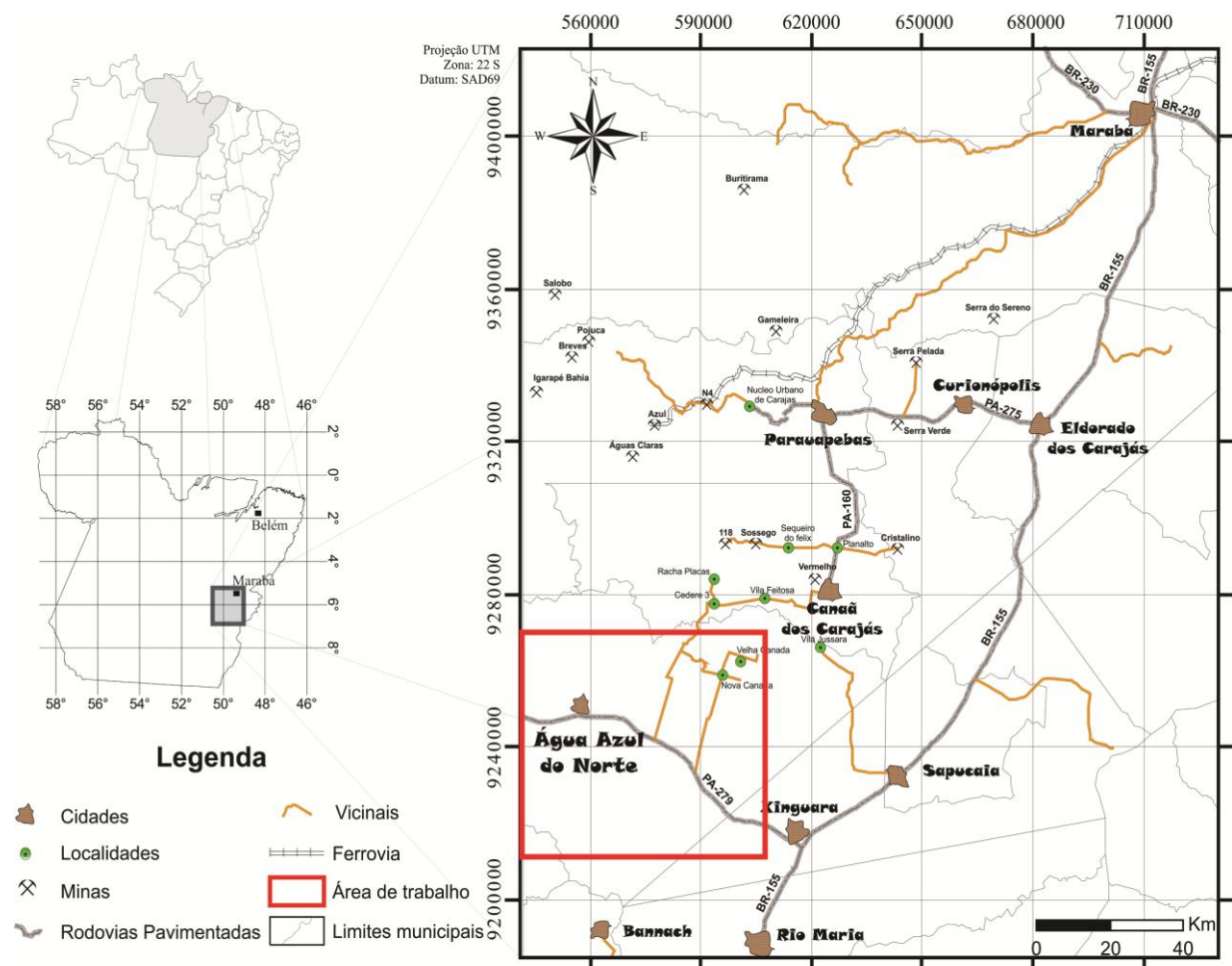
A região de Água Azul do Norte, que abrange a porção oeste do Domínio Sapucaia e norte de Rio Maria, é marcada pela ocorrência de granitoides gerados no Meso (~2,88 Ga) e Neoarqueano (~2,75 Ga), onde se destacam as associações Tonalítica-Trondjemítica-Granodioríticas (TTG), leucogranitos de alto-K (Granito Boa Sorte e Velha Canadá- RODRIGUES *et al.* (2014) e alto Ba-Sr (Leucogranodiorito Nova Canadá- LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016) e os plutons sanukitoides Água Azul e Água Limpa (alto-Mg - GABRIEL; OLIVEIRA, 2013). Com o intuito de contribuir para o entendimento da natureza destes granitoides, os resultados obtidos neste trabalho concentram-se na linha de pesquisa Petrologia Magnética, visando a determinação do comportamento magnético dos mesmos a partir da integração de informações de suas propriedades magnéticas aliados aquelas de seus minerais óxidos de Fe-Ti. Tais informações permitem estimar as condições de fugacidade de oxigênio nas quais estas rochas evoluíram, possíveis efeitos de metamorfismo e/ou alteração

hidrotermal que as afetaram, auxiliaram na individualização e disposição espacial dos corpos granitoides da área de estudo, podendo ainda fornecer uma importante contribuição para o entendimento da natureza de seus magmas.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo compreende a região de Água Azul do Norte, na porção oeste do Domínio Sapucaia, e faz parte do contexto geológico da Província Carajás. Esta região situa-se entre os municípios de Canaã dos Carajás e Bannach, a sudoeste da cidade de Marabá (Figura 1).

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo



Fonte: Elaborado pela autora

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A PC (Figura 2) está inserida no extremo sudeste do Cráton Amazônico e incluída na porção sul oriental da Província Amazônia Central (TASSINARI E MACAMBIRA, 2004). Segundo Dall'Agnol *et al.* (1997), a PC é dividida, tectonicamente, em Terreno Granito-

Greenstone de Rio Maria na porção sul, Bacia Carajás a norte e Domínio de Transição compreendendo a porção intermediária. Vasquez *et al.* (2008) seguindo a proposta de Santos (2003), dividiram a Província Carajás em dois Domínios, sendo eles, Carajás e Rio Maria, fazendo com que Feio *et al.* (2012) redefinisse o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição (SDT). Em uma proposta mais atual, Dall’Agnol *et al.* (2013) subdividiram o SDT em dois domínios diferentes: Domínios Sapucaia e Canaã dos Carajás, mantendo o Domínio Rio Maria a sul e a Bacia Carajás ao norte da PC. A seguir, é apresentada uma síntese das unidades litoestratigráficas dos domínios Rio Maria, Sapucaia e Canaã dos Carajás.

1.3.1 Domínio Rio Maria (DRM)

A geologia do Domínio Rio Maria é constituída por rochas arqueanas de idade de 2,97 a 2,86 Ga, formado pelo Supergrupo Andorinhas que são *Greenstone Belts* (metakomatiitos, metabasaltos com rochas metavulcânicas félsicas associadas a intermediárias e rochas metassedimentares) dividido por Vasquez *et al.* (2008) em grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu, Lagoa Seca, Tucumã e Sapucaia, além da Formação Quixadá.

Ocorrem ainda granitoides TTG que são granitoides tonalito-trondhjemitó-granodiorito (Tonalito Arco Verde, Trondhjemitó Mogno e, Tonalito Mariazinha; MACAMBIRA; LAFON, 1995; ALMEIDA *et al.* 2011), além das suítes sanukitoides de idade 2.87 Ga compostas pelo Granodiorito Rio Maria e rochas associadas que contém altas concentrações de Mg, além do Quartzó-diorito Parazônia e Granito Rancho de Deus. As suítes leucogranodioríticas e leucograníticas são representadas pela Suíte Guaratã e Granodiorito Grotão (GUIMARÃES, 2009; ALMEIDA *et al.* 2010) e rochas similares, enquanto que as suítes leucograníticas potássicas são formadas pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e análogos (LEITE *et al.* 2004; ALMEIDA *et al.* 2013).

A Suíte TTG encontrada nesse domínio é enquadrada, segundo Dall’Agnol *et al.* (2006) e Almeida *et al.* (2011) na geração dos TTG's antigos (2.98 e 2.92 Ga) representados pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariazinha da área tipo.

Os granitoides de alto-Mg (sanukitoides) se referem principalmente ao Granodiorito Rio Maria (MEDEIROS; DALL’AGNOL, 1988; OLIVEIRA *et al.* 2009) de idade mesoarqueana (U-Pb em zircão de 2,87 Ga – MACAMBIRA; LANCELOT 1996). A série sanukitoide envolve também as variedades petrográficas do Granodiorito Rio Maria, além de rochas máficas e intermediárias associadas que foram agrupadas na Suíte Rio Maria (Oliveira M.A. *et al.* 2009, 2010). Dentre as rochas associadas, destacam-se o Quartzó-Diorito

Parazônia (GUIMARÃES, 2009) denominado anteriormente como Tonalito Parazônia (DOCEGEO, 1988; HUHNS *et al.* 1988) e o Granito Rancho de Deus (DIAS, 2009).

Os leucogranodiorito-granitos representados pela Suíte Guarantã são formados pelas intrusões do Granito Guarantã e dos Granodioritos Azulona e Trairão (DIAS, 2009; ALMEIDA *et al.* 2010). Essa suíte possui idade de 2875 ± 8 e 2872 ± 7 Ma, sendo intrusiva no Tonalito Arco Verde, apresentando similaridades com o mesmo em termos geológicos e petrográficos. É interpretada por Almeida *et al.* (2010) como produto de mistura em diferentes graus de magmas de composições trondhjemiticas (TTG) e graníticas com altos conteúdos de Ba e Sr, derivadas de magma sanukitoide.

Os Leucogranitos Potássicos do DRM são da série cálcico-alcalina e formados pelos monzogranitos do Granito Mata Surrão datado por Rodrigues *et al.* (1992) em 2872 ± 10 Ma. A formação desses granitos é discutida por Leite (2001) como sendo produto de fusão parcial de rochas TTG's antigas.

O Grupo Rio Fresco é composto por rochas sedimentares clásticas formadas em ambiente de plataforma com granulação variando de fina (siltitos, folhelhos) a grossa (conglomerados, grauvacas); sedimentos químicos como *cherts* e dolomitos, além de formações ferríferas bandadas. Esses sedimentos estão anquimetamorfisados com texturas e estruturas primárias preservadas. Esta é uma sequência transgressiva formada por rochas clásticas grosseiras na base e com sedimentos clásticos finos e químicos no topo (DOCEGEO, 1988).

Os granitos paleoproterozoicos anorogênicos (Tipo-A) possuem idade de 1,88 Ga (WIRTH *et al.* 1986; MACHADO *et al.* 1991; BARBOSA *et al.* 1995) e referem-se aos granitos Seringa, Gradaús, São João e os associados a Suíte Jamon [Musa (GASTAL, 1987), Jamon (DALL'AGNOL *et al.* 1999), Marajoara (ROCHA JR, 2004), Manda Saia (LEITE, 2001), Bannach (Almeida, 2005, Almeida *et al.* 2006) e Redenção (OLIVEIRA, 2006; OLIVEIRA *et al.* 2008)]. São magmas de composição monzogranítica a sienogranítica intrusivos em rochas arqueanas que se formaram após um pequeno período de estabilidade no DRM (SILVA *et al.* 1974; HIRATA *et al.* 1982; DOCEGEO 1988; DALL'AGNOL *et al.* 1994).

1.3.2 Domínio Sapucaia (DS)

O Domínio Sapucaia situa-se na área sul do antigo Subdomínio de Transição, ocupando à leste, o Município de Água Azul do Norte até na zona de limite com Cinturão Araguaia. A sua geologia consiste em associações TTG antigas mesoarqueanas (Tonalitos

Caracol, Mariazinha e trondhjemitos indiferenciados); corpos alongados de sanukitoides dos granodioritos Água Limpa e Água Azul (GABRIEL; OLIVEIRA, 2013); TTG's jovens (trondhjemitos Colorado e Água Fria); leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr (Granodiorito Nova Canadá; LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016), além do Granito Xinguara e o magmatismo neoarqueano, representado pela Suíte Planalto e o Leucogranodiorito Velha Canadá.

Os TTG's antigos possuem idade entre 2,94 - 2,92 Ga. (LEITE *et al.* 2004; ALMEIDA *et al.* 2011) e são constituídos pelo Complexo Tonalítico Caracol, um Tonalito do tipo Mariazinha que aflora a norte de Xinguara e uma extensa associação TTG sem denominação formal (GABRIEL, 2012; LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2014; SANTOS, 2016). Esses granitoides são batólitos formados por biotita tonalitos e/ou trondhjemitos, fracamente a fortemente foliados, com bandamento composicional de orientação NW-SE a E-W, diferente do Tonalito Mariazinha que apresenta uma orientação NE-SW a N-S (LEITE *et al.* 2004, ALMEIDA *et al.* 2011).

Os Granodioritos Água Azul e Água Limpa são sanukitoides que possuem idade de aproximadamente 2,88 e 2,87 Ga, respectivamente. (GABRIEL *et al.* 2010; SOUSA *et al.* 2010; SANTOS M.J.P *et al.* 2013, GABRIEL; OLIVEIRA 2013), encontram-se nos lineamentos E-W que delimitam o DS, localizados próximos da cidade de Água Azul do Norte e inseridos em zonas de cisalhamento que abrigam ainda corpos graníticos intrusivos e *greenstone belts*. Segundo Gabriel e Oliveira. (2013), o Granodiorito Água Azul é intrusivo no *greenstone belt* Sapucaia e o Granodiorito Água Limpa encontra-se cortado pelo Granito Boa Sorte.

Os TTG's jovens referem aos trondhjemitos Colorado e Água Fria e são datados entre 2,87 - 2,84 (LEITE *et al.* 2004; SILVA, A.C.; OLIVEIRA, D.C.; MACAMBIRA, M.J.B, 2010, 2014; ALMEIDA *et al.* 2011). O Trondhjemitito Água Fria é similar geoquimicamente ao Complexo Tonalítico Caracol e aos TTGs arqueanos, porém, se comparados, o Trondjemitito Água Fria é mais enriquecido em K.

O Granito Xinguara, anteriormente inserido no DRM, representa os leucogranitos potássicos do DS e aflora nas proximidades da cidade homônima. Apresenta afinidade cálcio-alcalina, composição monzogranítica a sienogranítica, idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 2865 ± 1 Ma (LEITE *et al.* 2004) e intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol e no Granodiorito Rio Maria.

Os corpos de leucogranodioritos de alto Ba-Sr ocupam uma área relativamente expressiva no DS. Dentro dos limites do atual conhecimento sobre esses granitoides, admite-

se que tenham evolução similar aos da Suíte Guarantã do DRM. Leite-Santos e Oliveira (2016) descrevem que o leucogranodiorito Nova Canadá aflora como um corpo formado essencialmente por biotita granodioritos fortemente foliados e que provavelmente mantém contato por falha com o Trondhjemitó Colorado. Pequenos corpos de composição de similar, sem denominação formal, são descritos em toda a área de Água Azul do Norte (GABRIEL, 2012; SANTOS M. S, 2016). Teixeira *et al.* (2013) descrevem que na porção norte e NW da cidade de Sapucaia afloram *stocks* de rochas de composição leucogranodiorítica com textura porfirítica, denominado de Leucogranodiorito Pantanal (TEXEIRA *et al.* 2013).

Granitos da Suíte Planalto afloram com idades entre 2,75 - 2,74 Ga. (SOUSA *et al.* 2010; SILVA, M.L.T.; OLIVEIRA, D.C.; MACAMBIRA, M.J.B, 2010) e o Leucogranodiorito Velha Canadá de idade entre 2,74-2,73 Ga. (SANTOS *et al.* 2010; SOUSA *et al.* 2010) foram unidades diferenciadas a partir do magmatismo que ocorreu no neoproterozoico no DS.

1.3.3 Domínio Canaã dos Carajás (DCC) e Bacia Carajás (BC)

As litologias encontradas no Domínio Canaã dos Carajás (parte norte do Subdomínio de Transição) são granitos *stricto sensu* e com poucas ocorrências de TTG, além de associações charnockíticas. Esses granitoides apresentam uma morfologia imbricada e alongada, o que os diferem dos outros domínios. No geral, as rochas que compõem o Domínio Canaã dos Carajás são descritas como o embasamento da Bacia Carajás (DALL'AGNOL *et al.* 2013).

Sua geologia é composta por lascas de *greenstone belts* do Grupo Sapucaia (DOCEGEO, 1988) formado por rochas supracrustais e segmentos de conjuntos de metamafitos, metaultramafitos e metassedimentares, situados na fácies anfíbolito. O embasamento deste domínio é representado pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (VASQUEZ *et al.* 2008) que aflora na porção sul do Domínio Carajás com um alto grau metamórfico e em forma de corpos alongados (direção E-W), associado a gabros da série *charnockítica* do Diopsídio-Norito Pium (RICCI; CARVALHO, 2006; SANTOS; GALARZA; OLIVEIRA, 2013). Em contato com o Supergrupo Itacaiúnas na borda sul da Bacia Carajás, encontra-se o Tonalito Bacaba (MORETO *et al.* 2011), formado por tonalitos hidrotermalmente alterados com idade de cristalização de 3005±8 Ma (U-Pb em zircão LA-MC-ICPMS).

O Complexo Xingu, limitado ao DCC, foi descrito como uma associação litológica heterogênea, constituída por gnaisses, migmatitos, granitoides diversos, granulitos, faixas de *greenstone belts*, e complexos básicos e ultrabásicos (SILVA *et al.* 1974, DOCEGEO, 1988,

ARAÚJO; MAIA, 1991). Avelar *et al.* (1999) obtiveram na região de Tucumã idade Pb-Pb de 2,97 Ga para um gnaiss de composição granodiorítica pertencente a esse complexo. Para Machado *et al.* (1991) a idade de 2,86 Ga (U-Pb TIMS) em cristais de zircão em metagranitoides do Complexo Xingu da região de Curionópolis, representaria a última fase de migmatização sofrida por essas rochas.

Compondo os granitoides mais antigos desse domínio, estão o Granito Canaã dos Carajás, que são leucogranitos cálcio-alcálicos de idade de cristalização de 2959 ± 6 Ma (U-Pb em zircão LA-MC-ICPMS, FEIO *et al.* 2013); o Trondhjemito Rio Verde com idades entre 2929 ± 3 Ma a 2868 ± 4 Ma (Pb-Pb e U-Pb em zircão, LA-MC-ICPMS) de semelhanças geoquímicas com os TTG arqueanos; e o Complexo Tonalítico Campina Verde que possui uma idade de 2872 ± 1 Ma e 2850 ± 7 Ma (Pb-Pb e U-Pb em zircão, LA-MC-ICPMS) e está em contato com as vulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas e o Tonalito Bacaba.

Os granitos *stricto sensu* de idade mesoarqueana encontrados na região de Canaã dos Carajás são leucogranitos cálcico-alcálicos denominados como granitos Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada. O Granito Cruzadão ocorre nas proximidades da borda sul da BC e mais a sul, em contato possivelmente por falha com o Granito Canaã dos Carajás (FEIO *et al.* 2013). São rochas hololeucocráticas de assinatura geoquímica transicional entre as séries cálcico-alcálicas e alcálicas com idade mínima de cristalização de 2,84 Ga (idade U-Pb em zircão- FEIO *et al.* 2012). O Granito Boa Sorte é um batólito de composição monzogranítica com assinatura cálcico-alcálica fortemente fracionada, apresentando idades de cristalização em torno de 2,85 Ga (RODRIGUES *et al.* 2014). Por fim, o Granito Bom Jesus é formado por monzogranitos e sienogranitos cálcico-alcálicos, gnaissificados com bandamento e foliação NE-SW a E-W de idade U-Pb em zircão de 2,83 Ga (SHRIMP, FEIO *et al.* 2013).

Grande parte da BC é composta pelo Supergrupo Itacaiúnas que envolve uma sequência de rochas metavulcanossedimentares, formadas pelos grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo e Buritirama (DOCEGEO, 1988). Este supergrupo possui rochas que inferem uma natureza vulcânica variando de máfica a ácida, e geoquimicamente, suas assinaturas diversificam de toleíticas a cálcico-alcálicas. Encontram-se sobrepostas a essas litologias, rochas metassedimentares (origem clásticas e químicas), como as formações ferríferas bandadas. O Supergrupo Itacaiúnas apresenta idades em torno de 2,76 Ga (MACHADO *et al.* 1991).

A Suíte Cateté (MACAMBIRA; VALE, 1997), é composta por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos, alongados e alinhados preferencialmente segundo as direções E-W e N-S. Estão incluídos nessa unidade os corpos conhecidos como Serra da

Onça, Serra da Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia, Vermelho, e outros sem denominação formal, hospedeiros de importante mineralização de níquel. Lafon *et al.* (2000) obtiveram pelo método U-Pb em zircão idade de 2,77 Ga em gabro do corpo Serra da Onça.

A Suíte Pedra Branca de idade 2,76 Ga (SARDINHA *et al.* 2004) e 2,75 Ga (FEIO *et al.* 2012) abriga os granitoides sódicos de assinatura toleítica e é composta predominantemente por tonalitos e trondhjemitos com alto grau de deformação e apresentando bandamento magmático. Estas rochas afloram como pequenos corpos associados a Suíte Planalto (FEIO *et al.* 2012).

A série charnockítica do Diopsídio Norito Pium é composta por rochas gabroicas (RICCI E CARVALHO 2006; SANTOS R.D. *et al.* 2013) que, antes, eram relacionadas ao embasamento granulítico mesoarqueano da Província Carajás, de forma equivocada (HIRATA *et al.* 1982; ARAÚJO *et al.* 1988; ARAÚJO E MAIA 1991). Posteriormente, Ricci e Carvalho (2006) revisaram o Complexo Pium, descrevendo-o como um corpo intrusivo gabroico com forte recristalização nas bordas, sendo denominado, então, de Diopsídio Norito Pium (VASQUEZ *et al.* 2008). Neste corpo também são descritos noritos, gabronoritos e quartzo-gabros com textura gabroica e características ígneas primárias preservadas. De forma restrita, encontram-se enderbitos máficos e rochas cumuláticas (SANTOS R.D. *et al.* 2013).

Os Granitos Subalcalinos são representados pelo Granito Planalto, um *stock* de composição granítica, situado próximo à Vila Planalto (HUHN *et al.*, 1999). Esse tipo de granito também foi encontrado em várias ocorrências no Domínio Canãa dos Carajás (GOMES, 2003; OLIVEIRA D.C. *et al.* 2010; FEIO *et al.*, 2012), todos agrupados na Suíte Planalto. A idade obtida para estas rochas foram datadas pelo método Pb-Pb em zircão (2747 ± 2 Ma) e significa a idade de cristalização/colocação dos corpos dessa suíte.

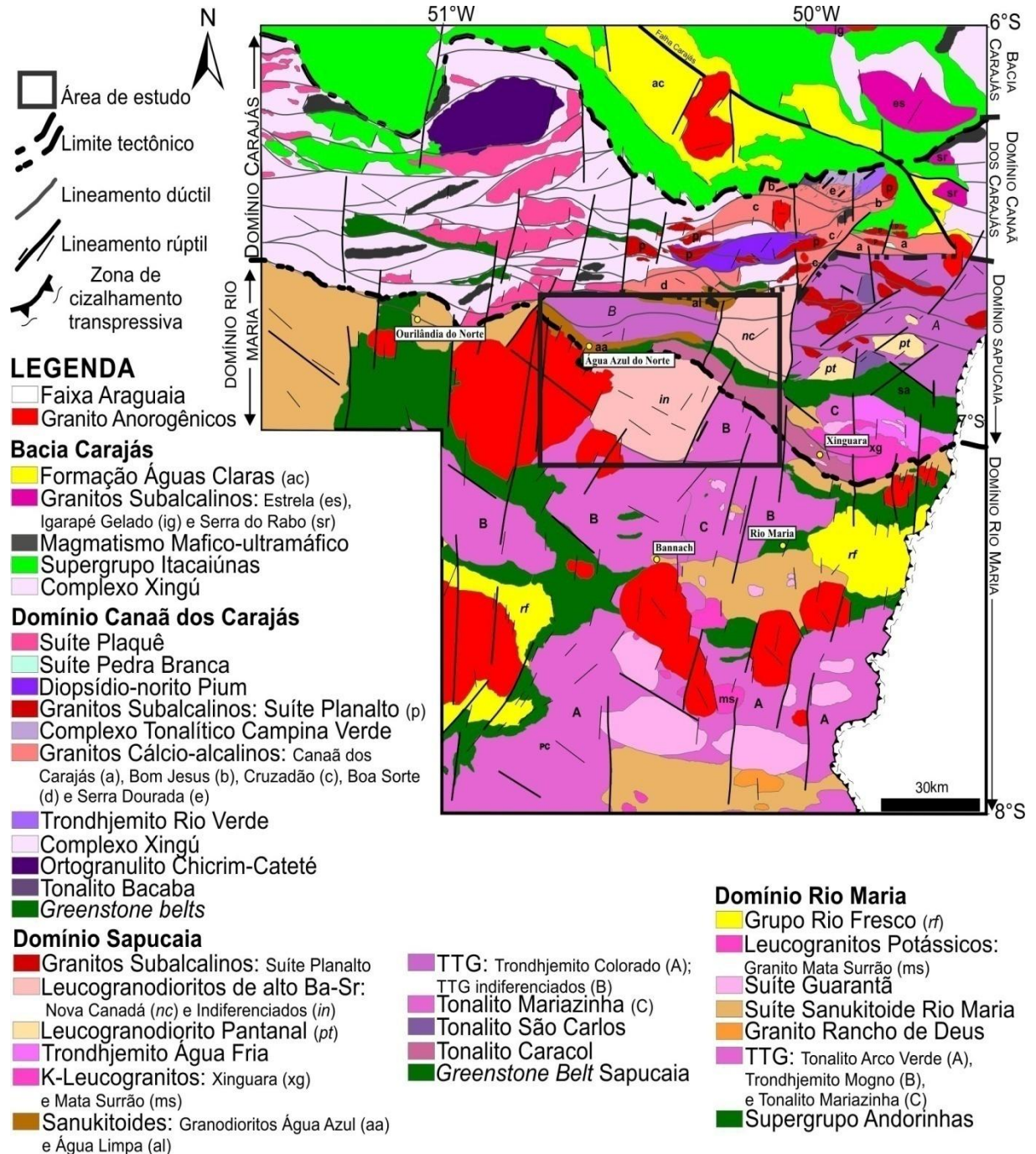
A Suíte Plaquê foi definida por Araújo *et al.* (1988) como leucogranitos peraluminosos e datados por Avelar (1996) utilizando o método Pb-Pb em rocha total, resultando em uma idade de 2727 ± 29 Ma.

A Formação Águas Claras possui idade arqueana (2708 a 2778 Ma- MOUGEOT *et al.*, 1996) e posicionada no topo do Grupo Grão-Pará (PINHEIRO; HOLDSWORTH 2000). Foi dividida por Nogueira *et al.* (1995) seguindo os critérios de variação litológica e ambientes de formação em: i) membro inferior constituído por pelitos, siltitos e arenitos plataformais; ii) membro superior formado por arenitos litorâneos e fluviais.

A Suíte Serra dos Carajás representa o último magmatismo do DCC com muitas similaridades com os granitos da Província Amazônia Central, entretanto, algumas diferenças

texturais e geoquímicas entre eles, evidencia que estes fazem parte de fontes de magmas diferentes (DALL'AGNOL *et al.* 1994). Esta suíte é formada pelos Granitos Central Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco (DALL'AGNOL *et al.* 2006).

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



Fonte: Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Oliveira *et al.* (2010), Feio *et al.* (2012), Guimarães *et al.* (2012), Leite-Santos e Oliveira (2012), Gabriel (2012), Santos P.A. *et al.* (2013b), Dall'Agnol *et al.* (2013).

1.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE

1.4.1 Associação TTG

Martin (1987) a partir de modelos petrogenéticos indicou que os TTG's podem ser oriundos da fusão parcial de fontes máficas, seja de crosta oceânica em ambientes de subducção, seja da base de pilhas espessas de sequências metavulcânicas (BÉDARD *et al.* 2003; CONDIE, 2005), ou ainda de fragmentos de crosta máfica que adentram o manto devido a processos de delaminação (CONDIE; ABBOTT, 1999; BÉDARD, 2006; MOYEN; MARTIN, 2012 e MOYEN; VAN HUNEN, 2012). Estes modelos se adequam na discussão da gênese dos magmas geradores das rochas tonalíticas e trondhjemíticas. Os TTG's também podem derivar da fusão parcial de fontes do tipo granada anfibolitos, em altas pressões (ca. 1,5 GPa), com granada e, possivelmente, anfibólio, sendo retidos como fases residuais (em ambiente de subducção). Isto pode ser evidenciado por algumas características geoquímicas das suítes TTG's arqueanas como o fracionamento acentuado dos ETR e empobrecimento em ETR pesados; marcante anomalia negativa de Nb; ausência de anomalias expressivas de Eu e Sr; além de baixos teores de Th e U (TARNEY; SAUNDERS, 1990; MOYEN; STEVENS, 2006; ALMEIDA *et al.*, 2011). Os granodioritos, por sua vez, seriam produtos de uma anatexia, com baixos graus de fusão de crosta tonalítico-trondhjemítica, seguida de enriquecimento em LILE (MARTIN *et al.* 1997).

1.4.2 Granitoides de alto-Mg (suítes sanukitoides)

Os granitoides com alto magnésio são, geralmente, formados no final do Arqueano, e afloram em muitos crátons do mundo. Essas rochas estão relacionadas com o termo “suíte sanukitoide” sugerido por Shirey e Hanson (1984) para caracterizar rochas ígneas arqueanas, plutônicas ou vulcânicas, que possuem feições geoquímicas similares aos andesitos de alto magnésio (sanukitos) do Mioceno, expostos no cinturão vulcânico Setouchi do Japão (TATSUMI; ISHIZAKA, 1982). Posteriormente, o termo “sanukitoide” foi usado para se referir a todas as modificações texturais de magmas do tipo sanukito (KOTO, 1916). Sanukitoides arqueanos são enriquecidos nos elementos compatíveis Mg, Ni e Cr assim como nos elementos incompatíveis Ba, Sr, K, (LILE) e P e elementos terras-raras leves (ETRL). Estes revelam contradições quanto às suas características geoquímicas, pois podem apresentar-se ora como análogos às rochas magmáticas de origem mantélica, ora como as rochas originadas pela fusão crustal.

As rochas sanukitoides foram definidas inicialmente como ígneas primitivas de composição intermediária com SiO₂ 55-60%, #Mg > 0.6, Ni e Cr > 100ppm, K₂O > 1%, Sr e

Ba > 600 ppm e grande enriquecimento de ETRL com inexpressiva anomalia de Eu (STERN *ET AL.* 1989). Halla (2005) classificou os sanukitoides arqueanos como uma série de granitoides com alto conteúdo de elementos compatíveis e incompatíveis a dado conteúdo de SiO₂.

Em se tratando da origem dos sanukitoides, sabe-se que ainda é um assunto em discussão, haja vista que o modelo mais disseminado possui dois estágios. (I) fluidos e/ou magmas TTG's (EVANS; HANSON, 1997; SMITHIES; CHAMPION, 2000) provenientes de crosta oceânica subductante e possivelmente sedimentos (HALLA, 2005), contaminam/metassomatizam e enriquecem a cunha do manto. (II) esta cunha, então, metassomatizada é fundida em um evento termal no final do processo de subducção (STERN E HANSON, 1991; KOVALENKO *et al.* 2005; OLIVEIRA M.A. *et al.* 2011).

1.4.3 Granitoides de alto Ba-Sr

Almeida *et al.* (2010) atribuem duas hipóteses para a origem dos leucogranodioritos-granitos com alto Ba e Sr da Suíte Guarantã de Rio Maria, os quais possuem fortes afinidades geoquímicas com o Leucogranodiorito Nova Canadá: (I) cristalização fracionada a partir de líquidos sanukitoides com fracionamento de hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e minerais óxidos de Fe e Ti gerando monzogranitos enriquecidos em Ba e Sr; e (II) processos de mistura entre esses líquidos graníticos com afinidade sanukitoide e trondhjemitos.

As rochas aflorantes na área de Nova Canadá que possuem tais características e idades similares favorecem a aplicação dessas hipóteses na área de estudo (GABRIEL; OLIVEIRA 2014, LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016). Entretanto, Almeida *et al.* (2010) analisam o fato do magma sanukitoide ter gerado rochas, principalmente, de composições granodioríticas, inferindo uma forte superposição entre seus conteúdos de quartzo e feldspatos com àqueles dos granitos de alto Ba e Sr, o que acarreta no enfraquecimento da aplicação do modelo de cristalização fracionada, já que em processos de cristalização fracionada, geralmente os líquidos residuais sofrem um enriquecimento acentuado nos óxidos SiO₂ e K₂O, resultando em rochas mais evoluídas.

A hipótese que discute a gênese do magma formador do Leucogranodiorito Nova Canadá por fusão parcial de fonte TTG é descartada à medida que esta é correlacionada com a geoquímica, pois os granodioritos dessa unidade mostram uma ausência de anomalia negativa de Eu (LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016), o que implica em uma menor retenção de plagioclásio no resíduo, ao contrário do que é observado para a geração dos leucogranitos potássicos (SYLVESTER 1994; LEITE *et al.* 2004; ALMEIDA *et al.* 2013).

1.4.4 Granodiorito Grotão

Segundo Guimarães (2009), o Granodiorito Grotão apresenta enriquecimento relativo em Rb e Ba, e razões Sr/Ba mais baixas e Rb/Sr mais elevadas, ao passo que os teores de Sr, Zr, Yb e Y são bastante parecidos. Estas características geoquímicas se mostram incompatíveis com a hipótese que o Granodiorito Grotão tenha se formado a partir dos TTG's (Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha) ou de outros análogos por diferenciação magmática. Assim, a hipótese de que o Granodiorito Grotão seja a fração granodiorítica mais evoluída de associações TTG's pode ser descartada, haja vista, que esse não apresenta afinidade com as rochas da associação sanukitoide, logo não pode derivar do Granodiorito Rio Maria ou rochas afins por cristalização fracionada.

A hipótese mais aceita para a formação do Granodiorito Grotão seria a que ele é considerado cogenético ao biotita-granodiorito descrito por Medeiros e Dall'Agnol (1988). Estas rochas mostram algumas semelhanças, assim como o seu comportamento geoquímico revela também diferenças importantes. Tais características sugerem que estas rochas não derivaram a partir de um mesmo magma, contudo não se pode descartar a sua origem a partir de líquidos magmáticos afins (GUIMARÃES, 2009).

1.4.5 Granitoides de alto-K

Os granitoides de alto-K da região de Água Azul do Norte ocorrem restritamente ao norte de Nova Canadá, os quais são caracterizados por rochas cálcico-alcálicas com altos conteúdos de sílica e potássio do Leucogranito Velha Canadá. Estes granitoides possuem evidências de idades neoarqueanas, restringindo sua gênese aos eventos responsáveis pela formação da Bacia Carajás e estabilização do domínio homônimo (LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016).

A geração de líquidos graníticos a partir de fusão parcial dos metatonalitos tem sido comprovado por diversos estudos experimentais sob condições anidras (RUTTER; WYLLIE, 1988; SKJERLIE; JOHNSTON, 1992; SINGH; JOHANNES, 1996; GARDIEN *et al.*, 1995, 2000; PATIÑO DOUCE, 2005). Tal hipótese também tem sido usada para sugerir a origem das rochas graníticas de alto-K do Domínio Rio Maria (LEITE *et al.*, 1999; LEITE, 2001), onde admite-se que o Leucogranito Xinguara seja produto da fusão de associações TTG e afins do Sanukitoide Rio Maria.

Em ambos os casos, o líquido residual possuiria plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo, apesar de o modelo mais aceito ser aquele que colocaria a hornblenda como a principal fase mineral retida no resíduo, devido o padrão côncavo dos ETRP, inferindo o fracionamento deste mineral. Esta hipótese sugere que a gênese das rochas com alto La/Yb do

Leucogranito Velha Canadá seriam formadas por magmas provenientes daqueles dos granitos de alto-K, cujo apresentam padrões mais empobrecidos em ETR, discreta ou moderada anomalia de Eu e padrão côncavo dos ETRP. Sendo assim, fontes tipo TTG cujo resíduo contém mais anfibólio em relação à biotita são admitidas para esse padrão (LEITE, 2001).

Nesta mesma linha de raciocínio, sugere-se então que o grupo de baixa razão La/Yb do Leucogranito Velha Canadá, composto por rochas mais enriquecidas em ETR com anomalias de Eu fortemente negativas tenham sido formadas em baixas pressões, provavelmente dentro do campo de estabilidade do plagioclásio. Assim, admite-se que estas rochas possuem uma fonte análoga às rochas TTG de Rio Maria que apresenta uma concentração de biotita no resíduo maior em relação ao anfibólio, já que o padrão de ETR pesados não sugere o fracionamento deste último (LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016).

1.5 JUSTIFICATIVA

Nas últimas décadas, a Província Carajás vem sofrendo uma intensa reconfiguração tectono-estratigráfica, onde diversos granitoides vem sendo individualizados a partir do que era considerado área de ocorrência do Complexo Xingu. Mapeamentos geológicos realizados recentemente na Província Carajás, mais especificamente nas áreas de ocorrência deste complexo na região de Água Azul do Norte, permitiram a identificação de granitoides do tipo TTG, leucogranitos e sanukitoides (GUIMARÃES, 2009; GABRIEL, 2012; SANTOS M.J.P. *et al.* 2013; RONAIB; OLIVEIRA, 2013; GABRIEL; OLIVEIRA, 2013, 2014; RODRIGUES *et al.* 2014; LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2014, 2016).

A assinatura magnética é controlada diretamente pelos íons de Fe, sendo fortemente influenciada pelo grau de oxidação do magma e, a partir da determinação da natureza e dos fatores que controlam as fases minerais opacas procura-se definir a evolução dos óxidos de Fe e Ti durante a evolução magmática. Na última década, diversos trabalhos vêm sendo realizados nessa linha de pesquisa (MAGALHÃES; DALL'AGNOL, 1992; DALL'AGNOL *et al.* 1997, 1999, 2005; OLIVEIRA *et al.* 2002, 2010; NASCIMENTO, 2006; ALMEIDA *et al.* 2007; GABRIEL; OLIVEIRA, 2013), contribuindo para a definição da tipologia e dos estudos das condições de fugacidade de oxigênio nas quais evoluíram os diversos granitoides. Esses trabalhos tiveram como principal foco a avaliação das variações petrográficas e geoquímicas de granitoides, comparando com a mudança nos valores de susceptibilidade magnética dessas

rochas (que tende a diminuir e decrescer com a evolução magmática), além da análise de processos magmáticos envolvidos, bem como a natureza destes granitoides arqueanos.

O aperfeiçoamento dos estudos geológicos da região de Água Azul do Norte nos últimos anos permitiu que os estudos de suscetibilidade magnética nos granitoides dessa região contribuíssem para a caracterização dessas rochas, estimando as condições de cristalização (p. ex. fugacidade de oxigênio) de seus magmas durante a formação da crosta arqueana, podendo ainda fornecer uma importante contribuição para o entendimento da natureza deste(s) tipo(s) de magmatismo, de seus aspectos evolutivos e um aprimoramento da individualização e disposição espacial desses granitoides na área de estudo. Pretende-se com isso, contribuir para o avanço do conhecimento dos magmas granitoides formadores da crosta arqueana da Província Carajás.

1.6 OBJETIVOS

Considerando a falta de dados de suscetibilidade magnética nas unidades leucogranítica-granodioríticas que afloram na região de Água Azul do Norte, o objetivo geral deste trabalho é obter dados de susceptibilidade magnética e caracterizar os minerais óxidos de Fe e Ti dessas rochas e de outras unidades arqueanas que afloram na área para fins de estudo de petrologia magnética. Para isso, são abordados os seguintes objetivos específicos:

1. Obter valores de SM das rochas granitoides coletadas na área de pesquisa;
2. Analisar o quimismo dos minerais óxidos de Fe e Ti, além de seus aspectos texturais;
3. Interpretar as condições de cristalização dos magmas que deu origem às rochas estudadas e analisar sua relação com a fugacidade de oxigênio;
4. Integrar os dados obtidos pelos estudos petrográficos, de suscetibilidade magnética e caracterização dos minerais opacos.

1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

1.7.1 Pesquisa bibliográfica

Primeiramente, foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia dos Domínio Sapucaia e Rio Maria, com enfoque nos mais recentes trabalhos de suscetibilidade magnética (SM), além de artigos que abordaram os principais processos petrogenéticos dos granitoides arqueanos da Província Carajás. A fim de aprimorar o conhecimento, realizou-se um levantamento das teses e livros sobre os temas relacionados à geologia dos domínios arqueanos.

1.7.2 Estudo petrográfico

Foram utilizadas as informações de aspectos texturais e das análises modais de granitoides arqueanos aflorantes na região de Água Azul do Norte (GUIMARÃES, 2009; GABRIEL; OLIVEIRA, 2013; RONAIB; OLIVEIRA, 2013; RODRIGUES *ET al.* 2014; LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016), além da realização de novas análises modais em 10 lâminas para o auxílio na individualização das unidades estudadas e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE 2002).

1.7.3 Suscetibilidade magnética (SM)

Com o auxílio do suscetibilímetro SM-30 (*ZH Instruments*), foram realizadas pelo menos três medidas de SM em 429 amostras representativas das unidades estudadas. A partir dos valores adquiridos por esta ferramenta, utilizou-se dos valores médios de cada amostra como dado mais representativo para ser tratado estatisticamente no *software* Minitab 17. Dessa forma, foi possível elaborar histogramas, polígonos de frequência e gráficos de probabilidade que ilustram a distribuição das unidades em relação a sua suscetibilidade magnética.

1.7.4 Estudo mineralógico

A ferramenta para uma análise concreta dos minerais óxidos de Fe e Ti foi a microscopia ótica com luz refletida para auxiliar na distinção entre as fases dos minerais acessórios (opacos). Outro estudo realizado foi a partir do microscópio eletrônico de varredura (Laboratório de Microanálises – MEV, modelo LEO-1430) que produz imagens de elétrons retroespalhados (corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 15 mm, tempo de contagem para aquisição dos elementos = 30 s), aspectos texturais entre fases minerais, além das composições químicas semi-quantitativas por meio de análises por EDS.

CAPÍTULO 2- PETROGRAFIA

2.1 ASPECTOS TEXTURAIIS

Os granitoides pertencentes à associação TTG apresentam, em geral, coloração cinza esbranquiçada e tendem escurecer a medida que a concentração de minerais máficos aumenta, principalmente, de biotita (Figura 3a). Nessas rochas prevalecem a textura heterogranular fina a média e podem migrar para uma textura seriada com o desenvolvimento de cristais grossos ou, ainda de forma restrita, podem apresentar textura equigranular fina. Sua composição mineralógica é formada por plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato como minerais essenciais e biotita como mineral varietal. As fases acessórias são representadas por epidoto primário, muscovita, allanita, titanita, opacos, zircão, apatita, clinozoisita e escapolita, enquanto que os minerais secundários são muscovita, clorita e epidoto. Em rochas deformadas, o quartzo pode apresentar extinção ondulante fraca à moderada e bandas de deformação, sendo possível encontrar neoblastos em agregados poligonizados, bordejando os cristais maiores. Os feldspatos também se encontram com incipiente recristalização em suas bordas e desenvolvem porfiroclastos de plagioclásio (GABRIEL, 2012).

O principal aspecto textural observado nos granitoides de alto-Mg é a sua textura porfírica (Figura 3b) que pode ser modificada por processos deformacionais, alterando para texturas heterogranulares e equigranulares nas rochas mais recristalizadas (Figura 3c). A textura porfírica nestas rochas é definida por porfiroclastos prismáticos e grossos de feldspatos imersos em uma matriz média a fina, moderadamente recristalizada, rica em minerais máficos e bastante orientada, sendo as principais fases ferromagnesianas representadas pela biotita e anfibólio. Esses granitoides são constituídos, de forma essencial, por plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato com minerais acessórios primários formados por epidoto magmático (quantidade expressiva >1%), titanita, minerais opacos, muscovita, allanita, apatita, zircão e, mais restritamente, turmalina, enquanto que clorita, carbonatos, escapolita, assim como mica branca, epidoto, opacos e titanita formam as fases secundárias. Nas variedades tonalíticas ocorrem o desenvolvimento de bandamentos composicionais relacionados com altas taxas de recristalização (GABRIEL; OLIVEIRA, 2013).

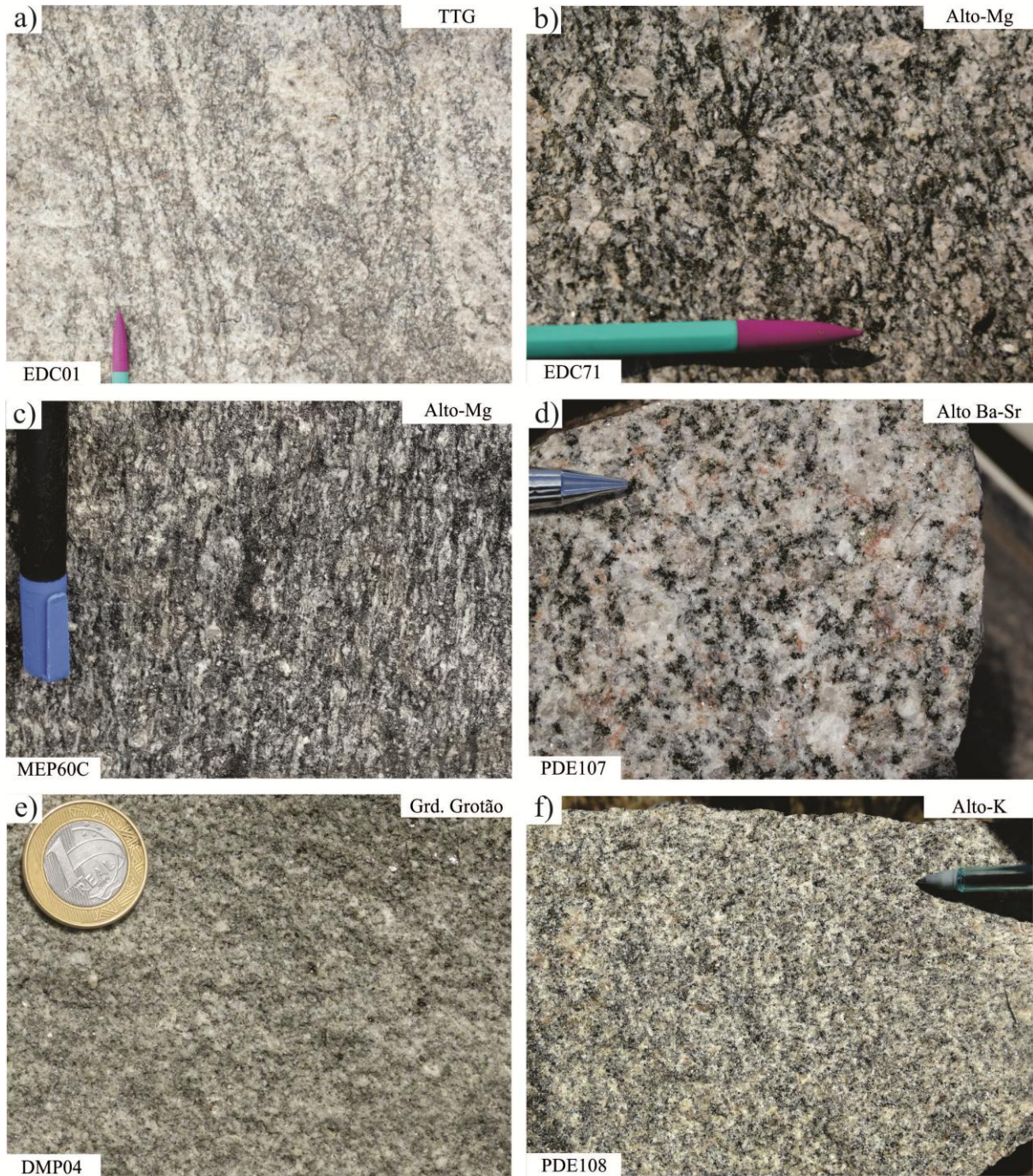
A unidade alto Ba-Sr é formada, essencialmente, por leucogranodioritos de textura fanerítica inequigranular média a grossa (2 mm a 6 mm), com moderado a fraco grau de recristalização. Essas rochas apresentam coloração acinzentada, levemente rosada e tendem a ficar mais escuras quando há um maior conteúdo de máficos (Figura 3d). São granitoides compostos, principalmente, de plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato. A biotita é o único

mineral varietal e os minerais acessórios são formados por zircão, apatita, opacos, titanita, allanita e epidoto. Os minerais secundários são sericita-muscovita, epidoto e clorita. Localmente, próximo às zonas de cisalhamento que ocorrem na região de Água Azul do Norte, pode-se encontrar texturas protomiloníticas com porfiroclastos de feldspatos em uma matriz quartzo-feldspática mais fina (LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016).

Guimarães (2009) individualizou o Granodiorito Grotão por ser inteiramente distinto dos TTG's e das rochas sanukitoides. São rochas de coloração cinza, leucocráticas com textura fanerítica heterogranular média a fina (até 3mm) como mostra a figura 3e. Este granitoide é constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e álcali feldspato. A biotita ocorre como mineral varietal e os minerais acessórios são representados por epidoto, titanita, allanita, apatita, zircão e minerais opacos. O epidoto magmático é bastante expressivo nessas rochas, apresentando-se em duas maneiras: i) como cristais idiomórficos que ocorrem associados com a biotita, mostrando contatos retilíneos entre si, sugerindo equilíbrio entre essas duas fases; e ii) como cristais finos hipidiomórficos a xenomórficos que ocorrem dispersos na rocha em quantidades consideráveis (GUIMARÃES, 2009). Em se tratando de processos deformacionais, o Granodiorito Grotão apresenta graus variáveis de deformação e recristalização, mas, de modo geral, não muito pronunciada (GUIMARÃES, 2009). Em função da recristalização é muito comum esses cristais formarem agregados policristalinos com formas xenomórficas e granulação fina (SANTOS R.T. S, 2013)

Os granitoides de alto-K possuem coloração acinzentada e são compostos predominantemente por granodioritos e monzogranitos subordinados, de textura equigranular hipidiomórfica média (~ 3mm- Figura 3f) e moderadamente deformados. No geral, esses granitoides apresentam um baixo conteúdo de minerais máficos (biotita), sendo formados essencialmente por plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato. O único mineral varietal representado nessas rochas é a biotita e os minerais acessórios são zircão, apatita, opacos, titanita, allanita e epidoto. Os minerais secundários são cristais de sericita-muscovita, carbonato, escapolita, epidoto e clorita. Eventualmente, ocorre textura protomilonítica, descrita com porfiroclastos de feldspatos em meio a uma matriz formada por agregados policristalinos de quartzo e feldspatos nas rochas mais intensamente deformadas e recristalizadas, as quais são afetadas pelas principais zonas de cisalhamento instaladas em Água Azul do Norte. Essa intensa deformação gera cristais oclares de feldspatos, quartzo fitado (*quartz ribbon*) e matriz com textura granoblástica nessas rochas (LEITE-SANTOS; OLIVEIRA, 2016).

Figura 3- Aspectos texturais dos granitoides da região de Água Azul do Norte. a) coloração cinza esbranquiçada das rochas TTG . b) textura porfirítica dos granitoides de alto-Mg . c) processos deformacionais que afetam as rochas de alto-Mg . d) textura inequigranular média a grossa dos leucogranodioritos de alto Ba-Sr. e) textura heterogranular média das rochas da unidade Granodiorito Grotão . f) rocha com textura equigranular média dos granitoides de alto-K.



Fonte: E.O. Gabriel; P.J. Leite-Santos; D.C. Oliveira.

2.1.1 Composições modais e classificação

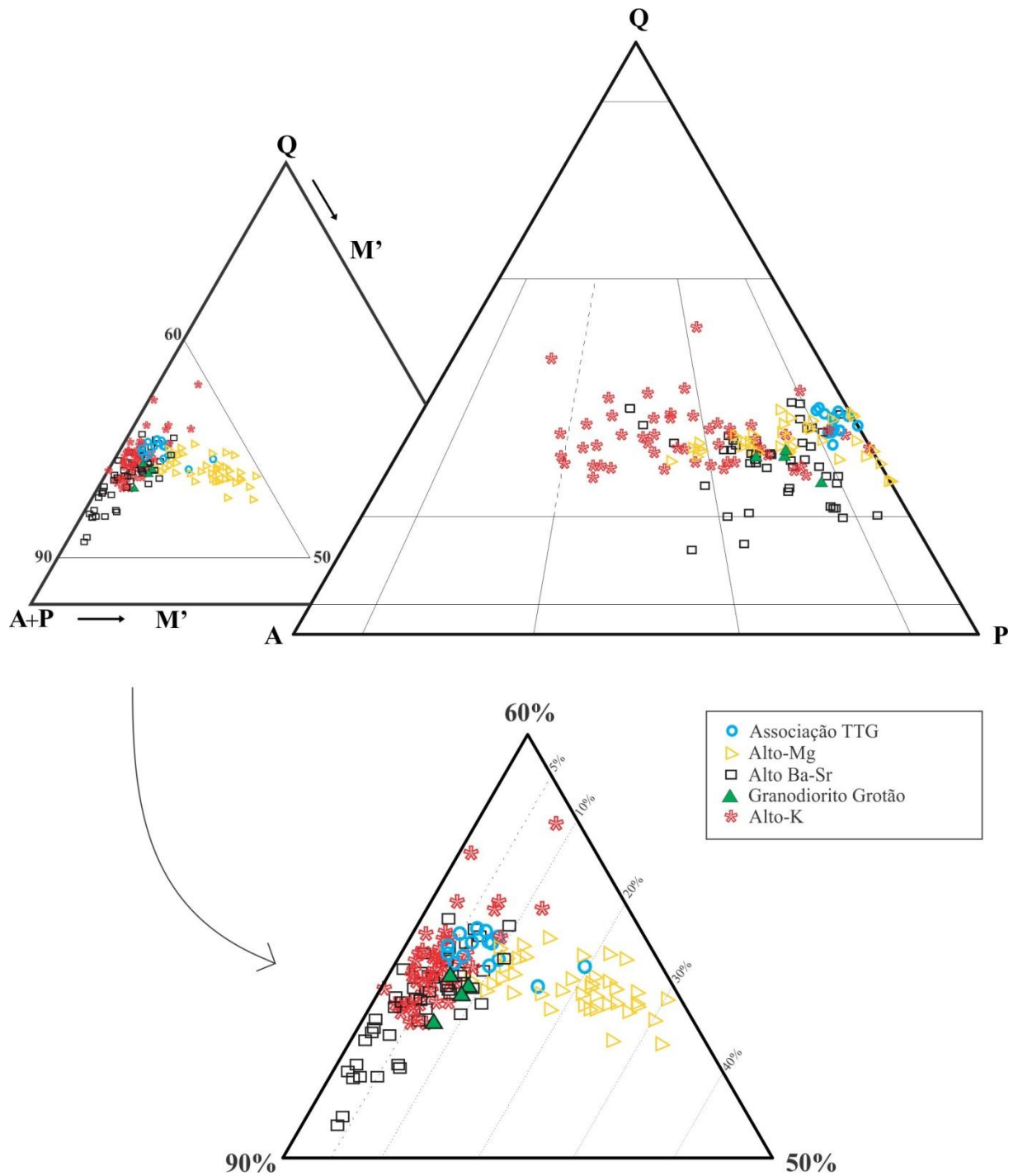
As unidades identificadas como associação TTG, granitoides de alto-Mg, alto Ba-Sr, alto-K e Granodiorito Grotão, possuem variações significativas em seus conteúdos mineralógicos, por isso, foram analisadas as composições modais de um grande número de amostras representativas (n=157), como pode ser visualizado na tabela 1. A partir dos estudos de Le Maitre (2002), estas composições foram plotadas nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Figura 4) para enfatizar a grande diversidade petrográfica entre elas.

No geral, os granitoides estudados contêm mais de 14,2% de plagioclásio, 13,8 a 47,4% de quartzo e o conteúdo de álcali-feldspato pode variar entre 0% nas unidades TGG e granitoides de alto-Mg a 43,9% naqueles de alto-K. Os principais minerais ferromagnesianos são biotita e anfibólio. Os minerais acessórios primários são muscovita, epidoto magmático, allanita, titanita, opacos, zircão, apatita e turmalina (restrita); as fases secundárias são representadas por clorita, clinzoisita, epidoto secundário, titanita secundária, opacos secundários, escapolita, mica branca, sericita-muscovita, carbonato e epidoto. O epidoto magmático apresenta quantidades significativas nos granitoides de alto-Mg (<0,01-2,6%) e no Granodiorito Grotão (0,6-1,2%).

A associação TTG possui composições predominantemente trondhjemiticas e subordinadamente tonalíticas, apresentando um conteúdo médio de máficos de 7,9%. As amostras analisadas do granitoide de alto-Mg são granodioritos (dominantes), além de tonalitos e monzogranitos subordinados. Seu conteúdo de máficos varia entre 8,4 a 34,2%, sendo a unidade com o maior conteúdo desses minerais. O granitoide de alto Ba-Sr possui granodioritos, leucogranodioritos (<5% de M'), leucogranitos, quartzo-monzonito (QtzMz), quartzo monzodiorito (QtzMzd) e trondhjemitos com um conteúdo de minerais máficos variando de 1 a 11,2%. Os conteúdos de máficos encontrados nessas unidades podem ser visualizados no diagrama Q-(A+P)-M' da figura 4.

O conjunto de litologias encontradas no Granodiorito Grotão apresenta dominância de granodioritos. Especificamente, tratam-se de leucogranodioritos com um conteúdo médio de máficos de 7,5%. Por fim, a unidade alto-K é composta por leucogranitos (monzogranitos dominantes) e leucogranodioritos, restritos trondhjemitos, com rochas que apresentam em média, cerca de 4,5% de minerais máficos, como observado no diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 4).

Figura 4- Diagramas modais Q-A-P (Le Maitre, 2002) e Q-(A+P)-M' para as variedades da associação TTG, alto-Mg, alto Ba-Sr, Granodiorito Grotão e alto-K.



Fonte: Elaborado pela autora

Tabela 1- Composições modais das unidades Associação TTG, Granitoides de alto-Mg, Granitoides de alto Ba-Sr, Granodiorito Grotão e Granitoides de alto-K.

	Associação TTG																				Granitoides de alto-Mg		
	TONALITO				TRONDHJEMITO																GRANODIORITO		
	EDC06	EDC10	EDC22A	EDC13	DDA20	EDC03	EDC21	EDC27	EDC47	EDC59	EDC60	EDC62	SE59	DD06	EDC15	EDC16	EDC02	PDE58	DD01	ADK15	ADK39	ADK70	
Quartzo	30,4	30,5	26,7	27,8	26,5	33,7	32,9	33,4	35,2	32,3	31,7	34,2	35,7	31,0	34,5	34,1	33,1	32,1	30,1	21,7	21,9	23,0	
Plagioclásio	54,9	54,8	52,1	51,1	38,2	56,1	57,7	56,8	55,5	57,3	57,9	58,1	53,8	32,9	52,4	55,1	54,6	20,9	49,9	40,1	41,0	35,9	
K-Feldspato	2,6	4,5	4,3	-	30,3	2,7	3,9	0,7	3,7	3,4	3,8	3,2	3,9	28,0	4,4	1,5	2,5	41,8	15,3	8,6	9,1	13,6	
Biotita	8,7	8,6	15,7	19,6	4,4	5,2	3,7	7,1	4,1	5,5	5,5	3,5	5,4	7,9	6,5	8,0	7,2	3,9	0,3	13,5	12,6	13,1	
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,7	13,3	14,2	
Muscovita (p)	1,5	-	Tr	-	0,1	0,7	0,7	-	0,8	-	0,3	Tr	Tr	Tr	1,1	-	1,0	Tr	-	-	-	-	
Epidoto (p)	0,6	0,8	0,2	0,5	-	0,4	0,4	Tr	0,2	0,2	Tr	0,1	-	Tr	0,2	0,1	0,7	-	0,6	-	-	-	
Epidoto (s)	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	
Clorita	Tr	-	0,2	-	Tr	0,2	0,1	-	Tr	0,1	Tr	-	Tr	Tr	Tr	0,3	-	-	3,2	-	-	-	
Allanita	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	-	0,1	-	-	-	Tr	Tr	0,1	0,1	-	0,1	Tr	0,1	Tr	
Titanita	0,1	0,2	0,1	0,2	-	0,2	0,2	0,3	0,1	0,3	-	0,1	0,2	Tr	0,1	0,2	0,1	-	-	-	Tr	0,1	
Opacos	0,8	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,9	0,2	0,3	0,3	0,4	0,6	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	-	Tr	Tr	-	
Zircão	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	Tr	0,2	0,3	0,1	0,2	Tr	0,1	0,1	0,1	Tr	Tr	0,1	0,1	Tr	
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,2	-	0,1	0,1	0,4	Tr	0,3	0,1	0,3	0,1	-	0,2	0,2	-	-	-	0,1	0,1	Tr	
Clinozoisita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Escapolita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9	0,2	-	1,7	-	
Muscovita (s)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-	Tr	-	-	-	-	
Mica branca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Máficos	10,4	9,9	16,5	20,7	4,9	6,5	4,6	8,2	4,7	6,4	5,9	4,1	6,2	8,1	7,3	8,9	8,6	4,1	3,6	29,3	26,1	27,4	
A+P	57,5	59,3	56,4	51,1	68,5	58,8	61,6	57,5	59,2	60,7	61,7	61,3	57,7	60,9	56,8	56,6	57,1	62,7	65,2	48,7	50,1	46,5	
A 100%																							
Quartzo	34,5	34,0	32,1	35,3	27,9	36,4	34,8	36,8	37,3	34,7	33,9	35,8	38,2	33,7	37,8	37,6	36,7	33,9	31,6	30,8	30,5	31,7	
Plagioclásio	62,5	61,0	62,7	64,7	40,2	60,7	61,1	62,5	58,8	61,6	62,0	60,8	57,6	35,8	57,4	60,7	60,5	22,0	52,3	57,0	56,9	49,5	
K-Feldspato	3,0	5,0	5,2	-	31,9	2,9	4,1	0,7	3,9														
										3,7	4,1	3,4	4,2	30,5	4,8	1,7	2,8	44,1	16,1	12,2	12,6	18,8	
Granitoides de alto-Mg																							
	GRANODIORITO																						
	ADK83	EDC86	DD10	DD11	EDC52	EDC53	MRS41	SE86	SE19B(a)	SE95	SE22A	SE22B	SE31A	SE34	SE94	SE56A	SE56B	SE51	SE27	SE08	EDC75		
	Quartzo	21,3	25,6	22,6	28,5	28,2	27,9	21,2	27,6	29,8	25,6	30,7	31,4	26,6	30,2	22,4	30,1	32,4	23,5	27,8	25,1	22,1	
Plagioclásio	38,0	46,7	43,1	47,9	43,6	45,8	39,4	47,2	49,7	38,1	46,4	46,6	44,6	51,4	37,9	47,8	51,6	36,1	48,1	35,7	37,8		
K-Feldspato	7,6	10,0	9,9	9,4	15,0	14,8	8,7	-	6,2	12,2	9,3	7,9	14,5	6,7	13,1	10,3	5,6	14,6	11,5	14,2	12,2		
Biotita	14,3	17,1	10,8	11,9	10,2	7,0	14,6	19,0	11,1	10,0	12,9	11,6	13,0	10,4	11,0	10,1	9,1	10,2	10,9	17,2	12,3		
Anfibólio	18,1	-	12,3	-	-	-	12,9	3,9	-	11,3	-	-	-	-	13,1	-	-	1,1	-	6,8	14,2		
Muscovita (p)	-	0,2	-	1,2	1,2	2,5	-	-	1,5	-	Tr	1,8	Tr	Tr	-	Tr	Tr	-	1,1	-	-		
Epidoto (p)	Tr	Tr	0,5	-	0,3	0,1	0,2	1,8	-	0,5	-	-	-	Tr	1,3	-	-	2,1	-	0,3	0,5		
Epidoto (s)	-	-	-	-	Tr	-	-	Tr	-	0,4	-	Tr	-	Tr	0,4	-	-	6,8	-	0,1	Tr		
Clorita	-	0,2	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	0,3	Tr	0,1	-	4,6	Tr	0,1	-		
Allanita	-	-	0,2	0,1	0,7	0,5	0,5	Tr	0,4	0,1	Tr	Tr	0,2	Tr	0,1	Tr	Tr	0,5	Tr	0,1	0,2		
Titanita	0,1	-	0,3	0,3	0,3	0,3	Tr	0,1	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	0,2	0,3	0,5	0,3	0,4	0,1	-	0,3		
Opacos	Tr	-	Tr	0,4	Tr	0,4	Tr	Tr	0,8	Tr	0,1	0,1	0,5	0,3	Tr	0,5	0,4	Tr	Tr	Tr	-		
Zircão	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	-	0,2	0,1	0,2		
Apatita	0,1	-	0,1	0,1	0,2	0,4	0,1	Tr	0,1	Tr	0,1	0,1	0,3	0,1	Tr	0,3	0,4	-	0,1	0,1	Tr		
Clinozoisita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Carbonato	0,3	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1		
Escapolita	-	-	-	-	-	-	2,1	-	-	1,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-		
Muscovita (s)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Mica branca	-	Tr	-	Tr	-	-	-	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	-	Tr		
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Máficos	32,6	17,4	24,1	12,7	11,6	8,4	28,4	24,9	12,4	22,2	13,2	11,9	13,8	11,3	25,9	11,4	9,7	18,9	11,1	24,6	27,5		
A+P	45,6	56,7	53,0	57,3	58,6	60,6	48,1	47,2	55,9	50,3	55,7	54,5	59,1	58,1	51,1	58,1	57,2	50,7	59,6	49,9	49,9		
A 100%																							
Quartzo	31,8	31,1	29,9	33,2	32,5	31,5	30,6	36,9	34,8	33,7	35,5	36,6	31,0	34,2	30,5	34,1	36,2	31,7	31,8	33,5	30,7		
Plagioclásio	56,8	56,7	57,0	55,8	50,2	51,8	56,8	63,1	58,0	50,2	53,7	54,2	52,1	58,2	51,7	54,2	57,6	48,6	55,0	47,6	52,4		
K-Feldspato																							
	11,4	12,2	13,1	11,0	17,3	16,7	12,6	-	7,2	16,1	10,8	9,2	16,9	7,6	17,8	11,7	6,2	19,7	13,2	18,9	16,9		

Abreviações: - = mineral não observado; Tr = mineral traço com contagem modal média <0,1%; Contagem média de 2000 pontos por amostra

Fonte: Dados compilados de Guimarães, 2009; Gabriel e Oliveira, 2013; Ronaib e Oliveira, 2013; Rodrigues *et al.* 2014; Leite-Santos e Oliveira, 2016.

Continuação da tabela 1.

	Granitoides de alto Ba-Sr																	Granodiorito Grotão			
	LEUCOGRANODIORITO																	LEUCOGRANODIORITO			
	PDE75A	PDE26B	PDE86	ADK121B	PDE29	PDE70	PDE73	PDE09	PDE03	PDE53	PDR27	PDE81	PDE10	PDE83	PDR16	PDE87	PDE90	FMR45	FMR49	FMR59	FMR69
Quartzo	19,3	21,4	19,0	25,5	26,5	32,3	28,9	27,6	27,9	32,3	20,1	28,7	24,5	20,8	33,9	23,6	30,5	26,8	22,2	25,5	27,6
Plagioclásio	68,3	58,9	7,1	65,3	63,4	55,9	58,7	57,2	51,3	50,5	55,1	51,6	46,4	66,9	56,4	59,0	46,4	47,2	55,9	48,3	50,3
K-Feldspato	9,7	15	4,5	7,8	8,8	5,5	10,4	12,7	17,5	16,0	22,7	14,3	26,8	10,0	7,4	15,4	18,5	15,8	8,9	11,4	10,7
Biotita	1,8	3,2	3,9	1,1	1,0	4,0	1,1	1,7	1,8	0,8	1,0	4,0	1,2	1,7	1,8	0,8	3,0	6,5	4,7	6,2	4,4
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (p)	-	-	0,4	-	-	-	-	0,5	Tr	Tr	-	0,2	-	-	-	-	1,1	0,4	0,2	0,2	0,3
Epidoto (p)	0,1	0,1	0,3	0,1	0,5	0,1	0,1	Tr	0,6	Tr	0,1	0,1	-	Tr	Tr	Tr	-	0,9	1,2	0,6	0,6
Epidoto (s)	Tr	0,6	Tr	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	0,2	-	1,0	5,1	5,3	4,3
Clorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	Tr	0,2	0,2
Allanita	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	0,3	-	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	-	0,2	-	Tr	Tr	0,1	0,1
Titanita	0,2	0,1	Tr	0,1	Tr	0,1	0,2	-	0,2	Tr	0,1	0,4	Tr	0,1	-	0,1	0,3	5,0	1,0	1,3	0,6
Opacos	0,2	0,2	0,2	Tr	0,1	0,3	Tr	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	Tr	Tr	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Zircão	-	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	Tr	Tr	-	Tr	-	-	-	-	Tr	0,1	Tr	0,1
Apatita	-	Tr	Tr	-	-	-	Tr	Tr	-	-	-	0,1	-	-	Tr	-	Tr	0,2	0,1	0,1	0,1
Clinozoisita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Escapolita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (s)	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	-	Tr	Tr	0,7	Tr	0,8	Tr	-	Tr	Tr	-	-	-	-
Mica branca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Máficos	2,3	3,6	4,8	1,4	1,1	4,9	1,7	2,3	2,8	1,0	1,3	5,1	1,2	1,9	2,1	1,3	4,5	8,6	7,1	8,5	6,1
A+P	78	73,9	75,9	73,1	72,2	62,4	69,1	69,9	68,8	66,5	77,8	65,9	73,2	76,9	63,8	74,4	64,9	63	64,8	59,7	61
A 100%																					
Quartzo	19,8	25,5	20,0	25,6	26,8	34,1	29,5	28,3	28,9	32,7	20,5	30,3	25,1	21,3	34,7	24,1	32,0	29,84	25,52	29,93	31,15
Plagioclásio	70,2	61,8	75,2	66,4	64,2	60,1	59,9	58,7	53,1	51,1	56,3	54,5	47,5	68,5	57,7	60,2	48,6	52,56	64,25	56,69	56,7
K-Feldspato	10,0	15,7	4,7	7,9	8,9	5,8	10,6	13,0	18,1	16,2	23,2	15,1	27,4	10,2	7,6	15,7	19,4	17,59	10,23	13,38	12,8
	Granitoides de alto-K																				
	TRONDHJEMITO			QtzMzd	QtzMz	LEUCOGRANITO															
	MDE49B	MED116	MDE44	PDE79	PDE85	EDC36A	MDE49A	DD12	EDC45	EDC38	DDA01	EDC24	PDE30	DD05	EDC55	ADK81	ADK34	DDA10	CMD03	CP68B	DD03
Quartzo	32,1	33,3	30,1	14,7	13,8	36,4	32,6	37,8	27,5	37,2	34,2	31,5	29,2	27,9	34,3	36,0	30,8	31,2	29,2	25,3	34,6
Plagioclásio	60,4	58,5	65,2	56,0	49,0	39,3	32,2	29,1	23,9	48,3	24,5	32,4	38,6	42,2	24,1	31,5	33,9	28,6	35,4	28,9	34,9
K-Feldspato	2,4	4,40	0,1	25,5	33,5	22,9	23,3	25,9	43,8	4,9	39,2	30,5	25,3	25,5	38,1	19,1	30,7	32,4	30,3	40,8	25,3
Biotita	4,7	3,39	4,0	2,9	2,9	0,9	7,9	6,4	4,3	6,6	0,7	4,1	5,7	5,8	2,2	10,5	3,9	5,9	4,9	4,9	3,7
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (p)	0,2	0,39	Tr	-	-	0,3	Tr	0,3	0,1	Tr	-	0,7	-	-	-	1,4	0,1	1,2	Tr	Tr	1,0
Epidoto (p)	Tr	-	-	0,1	0,5	Tr	0,05	Tr	-	Tr	-	Tr	0,1	0,1	-	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr
Epidoto (s)	0,2	Tr	Tr	Tr	-	-	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Clorita	0,1	-	0,1	-	-	0,1	0,1	Tr	Tr	-	1,0	0,2	-	Tr	0,9	Tr	0,1	-	Tr	Tr	Tr
Allanita	Tr	-	0,05	0,2	Tr	-	0,2	Tr	0,1	0,1	Tr	Tr	Tr	0,4	Tr	0,3	0,2	-	Tr	Tr	Tr
Titanita	Tr	Tr	Tr	0,2	0,1	-	0,1	0,1	-	-	-	-	0,7	Tr	-	Tr	Tr	-	-	Tr	0,1
Opacos	Tr	Tr	0,3	Tr	Tr	0,1	0,7	0,4	0,3	0,1	0,3	0,6	0,2	0,1	0,4	0,1	Tr	0,7	0,2	0,1	0,1
Zircão	Tr	Tr	0,05	Tr	-	Tr	0,05	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-	0,1	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr
Apatita	Tr	Tr	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-
Clinozoisita	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	Tr
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Escapolita	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	2,8	0,1	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	0,3
Muscovita (s)	-	Tr	0,2	Tr	-	-	2,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mica branca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Máficos	4,9	3,39	4,4	3,4	3,5	1,1	9,15	6,9	4,7	6,8	2,0	4,9	6,7	6,3	3,5	12,0	4,3	6,6	5,1	5,0	3,9
A+P	62,8	62,9	65,3	81,5	82,5	62,2	55,5	55,0	67,7	53,2	63,7	62,9	63,9	65,7	62,2	50,6	64,6	61,0	65,7	69,7	60,2
A 100%																					
Quartzo	33,8	34,6	31,5	15,3	14,3	36,9	37,0	40,7	28,9	41,1	35,0	33,3	31,4	29,1	35,5	41,5	32,3	33,8	30,7	26,6	36,5
Plagioclásio	63,6	60,8	68,3	58,2	50,9	39,8	36,3	31,3	25,1	53,4	25,0	34,3	41,5	44,1	25,0	36,4	35,5	31,0	37,3	30,4	36,8
K-Feldspato	2,60	4,60	0,2	26,5	34,8	23,3	26,4	28,0	46,0	5,5	40,0	32,4	27,2	26,8	39,5	22,1	32,2	35,2	32,0	43,0	26,7

Abreviações: - = mineral não observado; Tr = mineral traço com contagem modal média <0,1%; Contagem média de 2000 pontos por amostra

Continuação da tabela 1.

	Granitoides de alto-K													
	LEUCOGRANITO											LEUCOGRANODIORITO		
	ADK32	CP66	DD04	SE29	PDR07	DDA22	DDA17	MED117	EDC46A	CP108	SE25	PDR13	CP30	PDR01
Quartzo	37,4	31,1	26,2	29,3	35,3	36,8	28,8	27,6	46,2	27,8	27,1	27,2	47,4	31,5
Plagioclásio	24,3	27,4	45,7	37,2	33,0	26,1	22,9	28,4	14,2	29,9	31,0	57,6	30,1	48,6
K-Feldspato	31,9	38,7	21,6	26,1	28,2	34,0	43,9	40,3	38,6	39,8	37,1	11,2	13,9	15,5
Biotita	Tr	-	5,6	6,7	2,9	3,0	3,9	3,10	0,2	0,9	3,6	2,0	7,8	1,4
Anfíbólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (p)	Tr	-	Tr	0,2	-	Tr	Tr	-	-	Tr	0,5	-	-	-
Epidoto (p)	2,2	0,4	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	-	-	Tr
Epidoto (s)	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
Clorita	2,0	2,0	0,4	Tr	-	Tr	-	Tr	0,8	1,5	0,2	-	-	-
Allanita	0,2	0,1	0,1	0,3	Tr	-	-	-	-	Tr	0,2	0,3	0,3	-
Titanita	Tr	-	-	-	0,1	-	-	0,05	-	Tr	Tr	Tr	-	0,7
Opacos	0,2	0,1	0,4	0,1	Tr	0,1	0,5	0,45	-	0,1	0,2	0,7	0,1	Tr
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	0,3	-	Tr	Tr	-	Tr	0,2	Tr	-	0,5
Apatita	-	-	Tr	Tr	-	-	-	-	-	Tr	Tr	Tr	-	Tr
Clinozoisita	Tr	-	-	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	-	-	-	1,6
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Escapolita	1,8	0,2	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (s)	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	0,6	-	-
Mica branca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Máficos	2,4	2,2	6,5	7,1	3,3	3,1	4,4	3,60	1,0	2,5	4,3	3,0	8,2	4,2
A+P	56,2	66,1	67,3	36,3	61,2	60,1	66,8	68,7	52,8	69,7	68,1	68,8	44,0	64,1
A 100%														
Quartzo	40,0	32,0	29,4	31,6	36,6	38,0	30,1	28,6	46,6	28,5	28,4	28,3	51,9	32,9
Plagioclásio	26,0	28,2	48,8	40,2	34,2	27,0	24,0	29,4	14,3	30,6	32,5	60,0	32,9	50,8
K-Feldspato	34,0	39,8	21,8	28,2	29,2	35,0	45,9	42,0	39,1	40,9	40,0	11,7	15,2	16,2
	Granitoides de alto-K													
	LEUCOGRANODIORITO													
	DDA03	SDA02	PDE56	PDE38	PDE39	PDE59	EDC43	MED107	MDE13B	MED114	EDC64	MED128A	PDE69	MED138A
Quartzo	26,8	26,5	30,2	32,9	30,3	28,0	30,6	33,1	25,6	33,8	30,0	35,0	28,1	34,1
Plagioclásio	57,3	45,4	54,0	45,8	45,8	45,6	25,7	53,9	58,0	45,0	43,1	42,0	46,9	42,7
K-Feldspato	12,6	19,1	15,6	14,5	18,7	24,2	40,7	11,0	10,9	18,3	20,5	19,6	21,1	21,55
Biotita	2,7	6,5	0,1	6,5	3,1	1,8	2,9	1,25	5,0	1,34	4,7	2,00	3,7	1,2
Anfíbólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (p)	Tr	0,7	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
Epidoto (p)	-	0,1	Tr	-	Tr	-	Tr	0,05	-	0,06	0,1	-	-	-
Epidoto (s)	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	0,11	Tr	0,05	-	Tr
Clorita	-	Tr	-	-	-	-	-	0,1	Tr	0,06	Tr	Tr	-	Tr
Allanita	-	0,2	-	-	-	-	Tr	Tr	Tr	0,11	0,1	0,05	-	0,4
Titanita	-	0,3	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	0,2	0,2	0,06	0,3	-	0,1	-
Opacos	0,6	0,5	-	Tr	-	-	0,1	0,2	Tr	Tr	0,7	0,1	0,1	0,05
Zircão	Tr	0,1	Tr	Tr	0,2	0,3	Tr	Tr	0,05	0,06	0,1	-	0,1	Tr
Apatita	-	0,3	-	Tr	-	Tr	-	-	Tr	Tr	0,2	-	Tr	Tr
Clinozoisita	-	-	Tr	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-
Carbonato	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Escapolita	-	-	-	-	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita (s)	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,25	1,11	-	Tr	Tr	Tr
Mica branca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-
Máficos	3,3	7,6	0,1	6,6	3,3	2,1	3,0	1,70	5,25	1,74	5,8	2,2	4,0	1,65
A+P	69,9	64,5	69,6	60,3	64,5	69,8	66,4	64,9	68,9	63,3	63,6	61,6	68,0	64,25
A 100%														
Quartzo	27,7	29,1	30,3	35,3	35,0	28,6	31,5	33,7	27,0	34,8	32,1	35,8	29,2	34,7
Plagioclásio	59,2	49,9	54,1	49,1	48,3	46,6	26,5	55,0	61,3	46,3	46,0	44,0	48,8	43,4
K-Feldspato	13,1	21,0	15,6	15,6	19,7	24,7	42,0	11,3	11,7	18,9	21,6	20,2	22,0	21,9

Abreviações: - = mineral não observado; Tr = mineral traço com contagem modal média <0,1%; Contagem média de 2000 pontos por amostra.

CAPÍTULO 3- PETROLOGIA MAGNÉTICA

3.1 SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

O termo petrologia magnética é considerado recente (WASILEWSKI; WARNER 1988, FROST, 1991) e foi empregada para denominar os estudos de propriedades magnéticas de rochas associados à petrologia convencional (MAGALHÃES *et. al.*, 1994). Esta nova petrologia baseia-se em dados de suscetibilidade magnética (SM) que são utilizados na interpretação geológica de forma contínua a partir de levantamentos aeromagnéticos (BALSLEY; BUDDINGTON, 1958; SPEER, 1981; CRISS; CHAMPION, 1984; GRANT, 1985; HATTORI, 1987) ou em estudos de paleomagnetismo (COLLINSON, 1983).

Os dados de SM também podem ser obtidos através de medidas de SM em afloramentos, testemunhos de sondagem ou em amostras-de-mão (MOONEY E BLEIFFUS, 1953; HENKEL, 1976; ISHIHARA, 1981; CRISS; CHAMPION, 1984; LAPOINTE *et al.* 1984, 1986) e são utilizados, especificamente, em análises petrológicas e metalogenéticas (ISHIHARA, 1981; LAPOINTE *et al.* 1986). A utilização dessa ferramenta tem sido facilitada pela relativa rapidez com que um grande número de medidas de SM pode ser obtido, favorecendo a discussão da relação entre as variações de comportamento magnético e alguns dos processos que ocorreram durante a evolução de rochas graníticas.

A importância de estudar a assinatura magnética de uma rocha está em reconhecer o seu conteúdo de minerais ferromagnéticos, identificados como fases minerais opacas (BUDDINGTON; LINDSLEY, 1964; HAGGERTY, 1981a, b), como a magnetita, principal mineral ferromagnético. Com base nesse estudo, é possível verificar as diferenças nas características petrográficas e geoquímicas de rochas e fácies de um mesmo corpo granítico, que por sua vez, estariam relacionadas à variação no conteúdo de magnetita e, conseqüentemente, de SM.

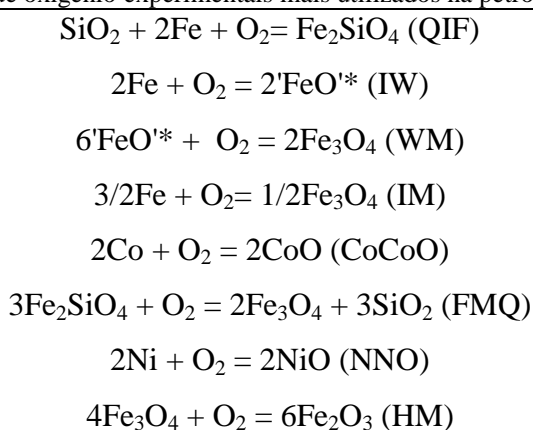
O estudo de suscetibilidade magnética está associado ao parâmetro de fugacidade de oxigênio (fO_2) que foi discutido, primeiramente, por Eugster (1956, 1957) como uma variável que controla o potencial de oxidação das rochas. No início, esse parâmetro fazia referência a pressão parcial de oxigênio (PO_2), posteriormente foi substituído pelo termo fugacidade de oxigênio que é referido como pressão termodinamicamente efetiva de uma espécie de gás na fase fluida (EUGSTER; WONES, 1962).

Para analisar a fO_2 de uma rocha é necessário entender o conceito de tampão de oxigênio, criado pelos mesmos autores citados acima. São determinações experimentais que visam prover um modo de controlar a fO_2 . O princípio do tamponamento é baseado na

afirmação que uma série de fluidos podem coexistir com um sólido de composição fixa, mas a composição da fase fluida torna-se definida quando coexiste com dois sólidos. Por mais que a mudança de massa relativa desses dois sólidos afete a composição bruta, isto não influencia a composição da fase fluida. Em um sistema em equilíbrio entre as duas fases sólidas e a fluida a pressão se mantém constante (CANDIA *et al.* 2003).

Os tampões são representados em diagramas isobáricos em função de T- log fO_2 e consistem em sistemas experimentais, porém há sistemas naturais, onde a fO_2 é controlada pelos equilíbrios multivariantes de silicatos e óxidos, e proveniente de reações que ocorrem durante a formação das rochas. Os tampões mais aplicados na petrologia podem ser visualizados na tabela 2.

Tabela 2- Lista dos tampões de oxigênio experimentais mais utilizados na petrologia.



^{*}FeO* refere-se ao componente não estequiométrico de wüstita, Fe_{1-x}O .

Fonte: Candia *et al.* 2003

3.1.1 Apresentação dos dados

Os valores médios de SM estão apresentados na tabela 3 e variam entre $2,70 \times 10^{-6}$ e $2,78 \times 10^{-2}$ SIv, evidenciando um amplo intervalo de valores SM entre as unidades estudadas. No momento em que estes dados são convertidos para os histogramas e polígonos de frequência (Figura 5a), nota-se três picos principais nos valores de log -4,00, -3,25 e -2,50, sendo que 73,8% das amostras compreendem ao intervalo de -1,50 a -3,25 e apenas 26,2% estão entre -3,50 a -5,50. Analisando o gráfico de probabilidade, é possível distinguir três populações magnéticas discriminadas como A, B e C, que representam segmentos de retas que cobrem intervalos com diferentes valores de SM, iniciando com valores mais baixos (população C) até aos mais elevados (população A) (Figura 5b).

Tabela 3 – Dados de suscetibilidade magnética (SM) das unidades Associação TTG, Granitoides de alto-Mg, Granitoides de alto Ba-Sr, Granodiorito Grotão (Grd. Grotão) e Granitoides de alto-K.

Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade
	1	CP67	2,70x10 ⁶	-5,5740	Alto-K		46	FMR49-II	7,60x10 ⁻⁵	-4,1190	G. Grotão		91	EDC63	1,79x10 ⁻⁴	-3,7471	Alto-Mg
	2	PDE42	4,00x10 ⁶	-5,3974	Alto-K		47	CLR55	7,66x10 ⁻⁵	-4,1157	Alto Ba-Sr		92	SE95	1,84x10 ⁻⁴	-3,7352	Alto-Mg
	3	MED95	9,75x10 ⁶	-5,0109	Alto Ba-Sr		48	EDC59	7,70x10 ⁻⁵	-4,1135	TTG		93	SE19B(b)	1,85x10 ⁻⁴	-3,7328	Alto-Mg
	4	EDC28A	1,40x10 ⁻⁵	-4,8539	TTG		49	FMR59-IX	7,80x10 ⁻⁵	-4,1079	Grd. Grotão		94	FMR49-III	1,85x10 ⁻⁴	-3,7328	Grd. Grotão
	5	MRS06	1,60x10 ⁻⁵	-4,8013	Alto Ba-Sr		50	MRS49	7,80x10 ⁻⁵	-4,1079	Alto Ba-Sr		95	SE38	1,86x10 ⁻⁴	-3,7305	Alto-Mg
	6	MDE67A	1,86x10 ⁻⁵	-4,7305	Alto Ba-Sr		51	FMR53-IV	8,30x10 ⁻⁵	-4,0809	Grd. Grotão		96	SE37B	1,88x10 ⁻⁴	-3,7258	Alto-Mg
	7	SE96	1,90x10 ⁻⁵	-4,7212	Alto Ba-Sr		52	FMR65A-IV	8,40x10 ⁻⁵	-4,0757	Grd. Grotão		97	FMR69-VII	1,97x10 ⁻⁴	-3,7055	Grd. Grotão
	8	PDE101	2,06x10 ⁻⁵	-4,6847	Alto-K		53	FMR49-V	8,50x10 ⁻⁵	-4,0705	Grd. Grotão		98	DD10	2,26x10 ⁻⁴	-3,6459	Alto-Mg
	9	MEP39B	2,37x10 ⁻⁵	-4,6552	Alto Ba-Sr		54	FMR69-VIII	8,60x10 ⁻⁵	-4,0655	Grd. Grotão		99	MEP20	2,28x10 ⁻⁴	-3,6420	Alto-Mg
	10	EDC29	2,70x10 ⁻⁵	-4,5686	Alto Ba-Sr		55	MED51B	8,70x10 ⁻⁵	-4,0605	Alto Ba-Sr		100	ADK91	2,32x10 ⁻⁴	-3,6345	Alto-Mg
	11	MDE49B	2,80x10 ⁻⁵	-4,5528	Alto-K		56	FMR59-III	8,70x10 ⁻⁵	-4,0604	Grd. Grotão		101	MED112	2,32x10 ⁻⁴	-3,6345	Alto-K
	12	FMR45-III	3,10x10 ⁻⁵	-4,5086	Grd. Grotão		57	MEP41	8,74x10 ⁻⁵	-4,0584	Alto Ba-Sr		102	FMR69-III	2,36x10 ⁻⁴	-3,6270	Grd. Grotão
	13	SE64	3,20x10 ⁻⁵	-4,4949	Alto-Mg		58	FMR65A-III	8,80x10 ⁻⁵	-4,0555	Grd. Grotão		103	EDC12C	2,37x10 ⁻⁴	-3,6253	Alto Ba-Sr
	14	EDC39	3,40x10 ⁻⁵	-4,4685	Alto-Mg		59	FMR65A-VI	8,80x10 ⁻⁵	-4,0555	Grd. Grotão		104	FMR69-I	2,40x10 ⁻⁴	-3,6197	Grd. Grotão
	15	EDC10	3,40x10 ⁻⁵	-4,4685	TTG		60	PDE38	8,80x10 ⁻⁵	-4,0555	Alto-K		105	CLR150	2,60x10 ⁻⁴	-3,5850	Alto Ba-Sr
	16	FMR53-XI	3,50x10 ⁻⁵	-4,4559	Grd. Grotão		61	EDC76	9,30x10 ⁻⁵	-4,0315	Alto-Mg		106	EDC83	2,86x10 ⁻⁴	-3,5436	Alto Ba-Sr
	17	FMR53-X	3,70x10 ⁻⁵	-4,4317	Grd. Grotão		62	SE27B	9,50x10 ⁻⁵	-4,0223	Alto-Mg		107	SE20A a	2,96x10 ⁻⁴	-3,5287	Alto-Mg
	18	FMR59-XI	3,80x10 ⁻⁵	-4,4202	Grd. Grotão		63	FMR53-I	9,60x10 ⁻⁵	-4,0177	Grd. Grotão		108	FMR49-IV	2,97x10 ⁻⁴	-3,5272	Grd. Grotão
	19	FMR53-VII	4,00x10 ⁻⁵	-4,3979	Grd. Grotão		64	MED101	9,87x10 ⁻⁵	-4,0056	Alto Ba-Sr		109	ADK15	3,15x10 ⁻⁴	-3,5017	Alto-Mg
	20	FMR53-VI	4,30x10 ⁻⁵	-4,3665	Grd. Grotão		65	FMR59-IV	9,90x10 ⁻⁵	-4,0043	Grd. Grotão		110	SE21A	3,17x10 ⁻⁴	-3,4989	Alto-Mg
	21	EDC69	4,40x10 ⁻⁵	-4,3565	Alto-Mg		66	SE85	1,08x10 ⁻⁴	-3,9666	Alto-Mg		111	SE33A	3,28x10 ⁻⁴	-3,4841	Alto-K
"C"	22	FMR45-II	4,40x10 ⁻⁵	-4,3565	Grd. Grotão	"C"	67	FMR65A-II	1,11x10 ⁻⁴	-3,9546	Grd. Grotão	"B"	112	FMR69-II	3,29x10 ⁻⁴	-3,4828	Grd. Grotão
	23	EDC86	4,60x10 ⁻⁵	-4,3372	Alto-Mg		68	FMR59-VI	1,11x10 ⁻⁴	-3,9546	Grd. Grotão		113	PDE37A	3,36x10 ⁻⁴	-3,4739	Alto-K
	24	EDC68	4,60x10 ⁻⁵	-4,3372	Alto-Mg		69	FMR59-I	1,12x10 ⁻⁴	-3,9507	Grd. Grotão		114	SE89	3,50x10 ⁻⁴	-3,4559	TTG
	25	EDC73	4,70x10 ⁻⁵	-4,3279	Alto-Mg		70	SE43	1,14x10 ⁻⁴	-3,9431	Alto-Mg		115	ADK70	3,51x10 ⁻⁴	-3,4547	Alto-Mg
	26	FMR45-IV	4,70x10 ⁻⁵	-4,3279	Grd. Grotão		71	FMR49-I	1,14x10 ⁻⁴	-3,9430	Grd. Grotão		116	SE20B	3,57x10 ⁻⁴	-3,4473	Alto-Mg
	27	FMR53-IX	4,70x10 ⁻⁵	-4,3279	Grd. Grotão		72	FMR53-II	1,21x10 ⁻⁴	-3,9172	Grd. Grotão		117	CLR72	3,60x10 ⁻⁴	-3,4437	Alto Ba-Sr
	28	MED100	4,75x10 ⁻⁵	-4,3233	TTG		73	EDC80	1,22x10 ⁻⁴	-3,9136	Alto Ba-Sr		118	MED102	3,68x10 ⁻⁴	-3,4341	Alto Ba-Sr
	29	EDC85	4,80x10 ⁻⁵	-4,3188	Alto Ba-Sr		74	EDC52	1,22x10 ⁻⁴	-3,9136	Alto-Mg		119	MDE31B	3,70x10 ⁻⁴	-3,4318	Alto-K
	30	FMR65A-VI	4,90x10 ⁻⁵	-4,3098	Grd. Grotão		75	MRS41	1,22x10 ⁻⁴	-3,9136	Alto-Mg		120	EDCC87	3,85x10 ⁻⁴	-3,4145	Alto-Mg
	31	FMR53-VIII	5,10x10 ⁻⁵	-4,2924	Grd. Grotão		76	SE94	1,25x10 ⁻⁴	-3,9031	Alto-Mg		121	PT65	3,94x10 ⁻⁴	-3,4045	Alto K
	32	FMR53-XII	5,50x10 ⁻⁵	-4,2596	Grd. Grotão		77	FMR69-IV	1,25x10 ⁻⁴	-3,9030	Grd. Grotão		122	CLR77	3,98x10 ⁻⁴	-3,4001	Alto Ba-Sr
	33	FMR59-VIII	5,70x10 ⁻⁵	-4,2441	Grd. Grotão		78	SE08	1,30x10 ⁻⁴	-3,8861	Alto-Mg		123	SE34	4,26x10 ⁻⁴	-3,3706	Alto-Mg
	34	MDE49A	6,10x10 ⁻⁵	-4,2147	Alto-K		79	EDC67	1,35x10 ⁻⁴	-3,8697	Alto-K		124	PDE07	4,38x10 ⁻⁴	-3,3586	Alto Ba-Sr
	35	FMR59-X	6,40x10 ⁻⁵	-4,1938	Grd. Grotão		80	MEP27	1,38x10 ⁻⁴	-3,8601	Alto Ba-Sr		125	PDE109B	4,44x10 ⁻⁴	-3,3526	TTG
	36	EDC72	6,60x10 ⁻⁵	-4,1805	Alto-Mg		81	FMR69-X	1,45x10 ⁻⁴	-3,8386	Grd. Grotão		126	ADK75	4,85x10 ⁻⁴	-3,3143	Alto-Mg
	37	FMR53-III	6,60x10 ⁻⁵	-4,1804	Grd. Grotão		82	FMR69-VI	1,46x10 ⁻⁴	-3,8356	Grd. Grotão		127	MEP69	5,00x10 ⁻⁴	-3,3010	Alto-Mg
	38	ADK33	6,67x10 ⁻⁵	-4,1761	Alto-K		83	EDC71	1,49x10 ⁻⁴	-3,8268	Alto-Mg		128	CP108	5,19x10 ⁻⁴	-3,2848	Alto K
	39	FMR59-VII	6,70x10 ⁻⁵	-4,1739	Grd. Grotão		84	SE86	1,53x10 ⁻⁴	-3,8153	Alto-Mg		129	EDC88	5,21x10 ⁻⁴	-3,2832	Alto Ba-Sr
	40	FMR59-V	7,10x10 ⁻⁵	-4,1487	Grd. Grotão		85	SDA01	1,58x10 ⁻⁴	-3,8013	Alto-Mg		130	ADK41	5,25x10 ⁻⁴	-3,2793	Alto K
	41	MRS24	7,20x10 ⁻⁶	-4,1442	Alto Ba-Sr		86	CLR87	1,59x10 ⁻⁴	-3,7986	Alto BaSr		131	MDE77A	5,26x10 ⁻⁴	-3,2790	Alto Ba-Sr
	42	EDC77	7,30x10 ⁻⁵	-4,1367	Alto-Mg		87	FMR59-II	1,60x10 ⁻⁴	-3,7958	Grd. Grotão		132	PDE112	5,27x10 ⁻⁴	-3,2779	Alto K
	43	FMR45-I	7,50x10 ⁻⁵	-4,1249	Grd. Grotão		88	SE39	1,67x10 ⁻⁴	-3,7764	Alto-K		133	MDE51A	5,30x10 ⁻⁴	-3,2757	Alto-K
	44	FMR65A-V	7,50x10 ⁻⁵	-4,1249	Grd. Grotão		89	FMR69-IX	1,69x10 ⁻⁴	-3,7721	Grd. Grotão		134	CLR90	5,45x10 ⁻⁴	-3,2636	Alto Ba-Sr
	45	FMR53-V	7,60x10 ⁻⁵	-4,1191	Grd. Grotão		90	FMR69-V	1,72x10 ⁻⁴	-3,7644	Grd. Grotão		135	ADK39	5,60x10 ⁻⁴	-3,2518	Alto-Mg

Fonte: Dados compilados de Guimarães, 2009; Gabriel e Oliveira, 2013; Pinto Júnior, 2013; Ronaib e Oliveira, 2013; Santos C. C. F, 2013; Santos M.J.P. *et al.*, 2013.

Continuação da tabela 3.

Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade
	136	MED92	5,60x10 ⁻⁴	-3,2518	Alto-K		181	MEP72	1,29x10 ⁻³	-2,8894	Alto Ba-Sr		226	MEP40B	1,81x10 ⁻³	-2,7423	Alto Ba-Sr
	137	SE20A	5,77x10 ⁻⁴	-3,2388	Alto-Mg		182	EDC37	1,29x10 ⁻³	-2,8869	Alto-K		227	PDE09	1,81x10 ⁻³	-2,7420	Alto Ba-Sr
	138	EDC66B	5,86x10 ⁻⁴	-3,2321	Alto Ba-Sr		183	MRS07	1,31x10 ⁻³	-2,8822	Alto Ba-Sr		228	PDE73	1,82x10 ⁻³	-2,7405	Alto Ba-Sr
	139	MEP64	5,94x10 ⁻⁴	-3,2262	Alto-Mg		184	CP68B	1,33x10 ⁻³	-2,8761	Alto-K		229	MDE13B	1,88x10 ⁻³	-2,7245	Alto-K
	140	EDC56B	5,96x10 ⁻⁴	-3,2243	Alto-K		185	MRS37	1,36x10 ⁻³	-2,8679	Alto-K		230	MDE13A	1,88x10 ⁻³	-2,7245	TTG
	141	EDC14	6,15x10 ⁻⁴	-3,2111	TTG		186	MEP40A	1,39x10 ⁻³	-2,8569	Alto Ba-Sr		231	MDE69	1,89x10 ⁻³	-2,7235	Alto Ba-Sr
	142	MEP53A	6,19x10 ⁻⁴	-3,2083	Alto Ba-Sr		187	MEP24	1,41x10 ⁻³	-2,8507	TTG		232	EDC02	1,90x10 ⁻³	-2,7208	TTG
	143	EDC18A	6,31x10 ⁻⁴	-3,2000	Alto Ba-Sr		188	EDC50	1,41x10 ⁻³	-2,8496	Alto Ba-Sr		233	MEP36	1,91x10 ⁻³	-2,7189	Alto Ba-Sr
	144	DD09	6,57x10 ⁻⁴	-3,1824	Alto-Mg		189	ADK04	1,44x10 ⁻³	-2,8401	Alto Ba-Sr		234	SE14	1,92x10 ⁻³	-2,7162	Alto Ba-Sr
	145	SE32	6,70x10 ⁻⁴	-3,1739	Alto-Mg		190	EDC13	1,45x10 ⁻³	-2,8398	TTG		235	PDE70	1,92x10 ⁻³	-2,7159	Alto Ba-Sr
	146	SE45	6,71x10 ⁻⁴	-3,1733	Alto-Mg		191	MDE88	1,45x10 ⁻³	-2,8386	Alto-K		236	SE62	1,92x10 ⁻³	-2,7149	TTG
	147	ADK83	6,74x10 ⁻⁴	-3,1713	Alto-Mg		192	MDE27A	1,46x10 ⁻³	-2,8356	Alto-K		237	PDE29	1,93x10 ⁻³	-2,7135	Alto Ba-Sr
	148	PDE83	6,77x10 ⁻⁴	-3,1694	Alto Ba-Sr		193	MED93	1,48x10 ⁻³	-2,8297	Alto Ba-Sr		238	SE22A	1,94x10 ⁻³	-2,7106	Alto Ba-Sr
	149	SE51	7,07x10 ⁻⁴	-3,1506	Alto-Mg		194	MRS52A	1,48x10 ⁻³	-2,8290	Alto Ba-Sr		239	SE07	1,95x10 ⁻³	-2,7093	Alto-Mg
	150	EDC18B	7,74x10 ⁻⁴	-3,1113	Alto Ba-Sr		195	MEP15C	1,49x10 ⁻³	-2,8268	Alto-K		240	SE22B	1,97x10 ⁻³	-2,7036	Alto Ba-Sr
	151	MED114	8,05x10 ⁻⁴	-3,0942	Alto Ba-Sr		196	PDE10	1,54x10 ⁻³	-2,8137	Alto Ba-Sr		241	MEP39	1,98x10 ⁻³	-2,7033	Alto Ba-Sr
	152	CP106	8,38x10 ⁻⁴	-3,0764	Alto-K		197	MEP37	1,56x10 ⁻³	-2,8068	Alto Ba-Sr		242	SE31A	1,98x10 ⁻³	-2,7020	Alto B-aSr
	153	EDC26B	8,67x10 ⁻⁴	-3,0620	Alto Ba-Sr		198	SE30A	1,56x10 ⁻³	-2,8044	Alto Ba-Sr		243	DDA24	1,99x10 ⁻³	-2,6997	Alto-K
	154	PDE56	8,68x10 ⁻⁴	-3,0617	Alto-K		199	PDE76	1,57x10 ⁻³	-2,8030	Alto Ba-Sr		244	MED91	2,00x10 ⁻³	-2,6989	Alto Ba-Sr
	155	EDC74A	8,91x10 ⁻⁴	-3,0501	Alto-Mg		200	MED98	1,58x10 ⁻³	-2,8013	Alto Ba-Sr		245	ADK121B	2,03x10 ⁻³	-2,6921	Alto Ba-Sr
	156	MDE42B	9,20x10 ⁻⁴	-3,0362	Alto Ba-Sr		201	ADK120	1,60x10 ⁻³	-2,7959	Alto Ba-Sr		246	MEP66	2,05x10 ⁻³	-2,6882	Alto-Mg
	157	PDE16	9,31x10 ⁻⁴	-3,0309	Alto Ba-Sr		202	MEP56	1,60x10 ⁻³	-2,7958	Alto Ba-Sr		247	MDE32	2,08x10 ⁻³	-2,6819	Alto BaSr
"B"	158	EDC75	9,38x10 ⁻⁴	-3,0278	Alto-Mg	"B"	203	EDC11	1,60x10 ⁻³	-2,7934	Alto Ba-Sr	"A"	248	EDC46B	2,08x10 ⁻³	-2,6815	Alto BaSr
	159	MEP52	9,38x10 ⁻⁴	-3,0277	Alto Ba-Sr		204	PDE81	1,61x10 ⁻³	-2,7921	Alto Ba-Sr		249	EDC21	2,08x10 ⁻³	-2,6803	TTG
	160	EDC42	9,59x10 ⁻⁴	-3,0182	Alto Ba-Sr		205	EDC47	1,61x10 ⁻³	-2,7921	TTG		250	PDE43	2,09x10 ⁻³	-2,6802	Alto-K
	161	ADK32	9,62x10 ⁻⁴	-3,0167	Alto-K		206	MRS53	1,63x10 ⁻³	-2,7889	Alto Ba-Sr		251	PDE86	2,12x10 ⁻³	-2,6728	Alto Ba-Sr
	162	EDC53	9,66x10 ⁻⁴	-3,0150	Alto Ba-Sr		207	ADK119	1,63x10 ⁻³	-2,7883	Alto Ba-Sr		252	CRL134	2,16x10 ⁻³	-2,6655	Alto Ba-Sr
	163	EDC62	9,71x10 ⁻⁴	-3,0128	TTG		208	MED997	1,63x10 ⁻³	-2,7878	Alto-K		253	MEP49	2,17x10 ⁻³	-2,6635	TTG
	164	MEP68A	1,02x10 ⁻³	-2,9913	Alto-Mg		209	EDC03	1,63x10 ⁻³	-2,7870	TTG		254	EDC43	2,17x10 ⁻³	-2,6629	Alto-K
	165	EDC40B	1,03x10 ⁻³	-2,9859	Alto Ba-Sr		210	MDE15A	1,64x10 ⁻³	-2,7852	Alto Ba-Sr		255	PDE39	2,21x10 ⁻³	-2,6551	Alto-K
	166	EDC04	1,00x10 ⁻³	-2,9767	TTG		211	PDE152	1,65x10 ⁻³	-2,7825	Alto-K		256	MDE12	2,21x10 ⁻³	-2,6550	Alto Ba-Sr
	167	MEP51	1,06x10 ⁻³	-2,9746	Alto Ba-Sr		212	DDA15	1,67x10 ⁻³	-2,7773	Alto-K		257	DDA11	2,23x10 ⁻³	-2,6510	Alto-Mg
	168	EDC22B	1,07x10 ⁻³	-2,9686	TTG		213	CMD03	1,67x10 ⁻³	-2,7756	Alto-K		258	PDE58	2,24x10 ⁻³	-2,6505	Alto-K
	169	EDC61	1,09x10 ⁻³	-2,9606	TTG		214	MEP19A	1,68x10 ⁻³	-2,7746	Alto Ba-Sr		259	ADK02	2,26x10 ⁻³	-2,6463	Alto Ba-Sr
	170	MEP44	1,14x10 ⁻³	-2,9430	Alto Ba-Sr		215	CP66	1,68x10 ⁻³	-2,7730	Alto-K		260	EDC54B	2,27x10 ⁻³	-2,6440	Alto-K
	171	MDE73A	1,14x10 ⁻³	-2,9412	TTG		216	PDE87	1,69x10 ⁻³	-2,7726	Alto Ba-Sr		261	CP31	2,27x10 ⁻³	-2,6432	Alto-K
	172	DD03	1,15x10 ⁻³	-2,9374	Alto-K		217	PDE24A	1,71x10 ⁻³	-2,7670	Alto Ba-Sr		262	PDR27	2,29x10 ⁻³	-2,6398	Alto Ba-Sr
	173	MRS55	1,16x10 ⁻³	-2,9365	Alto Ba-Sr		218	MEP46	1,73x10 ⁻³	-2,7919	Alto Ba-Sr		263	SE33B	2,32x10 ⁻³	-2,6345	Alto Ba-Sr
	174	SE17A	1,18x10 ⁻³	-2,9255	Alto Ba-Sr		219	MEP45	1,74x10 ⁻³	-2,7594	Alto Ba-Sr		264	MEP26	2,37x10 ⁻³	-2,6252	Alto Ba-Sr
	175	EDC17A	1,19x10 ⁻³	-2,9230	Alto Ba-Sr		220	PDE53	1,75x10 ⁻³	-2,7561	Alto Ba-Sr		265	DDA10	2,38x10 ⁻³	-2,6234	Alto-K
	176	CP30	1,22x10 ⁻³	-2,9136	Alto-K		221	ADK108	1,76x10 ⁻³	-2,7557	Alto Ba-Sr		266	MDE70A	2,38x10 ⁻³	-2,6225	Alto Ba-Sr
	177	MED117	1,23x10 ⁻³	-2,9100	Alto-K		222	MRS05A	1,78x10 ⁻³	-2,7491	Alto Ba-Sr		267	MDE87	2,40x10 ⁻³	-2,6198	Alto Ba-Sr
	178	DD07	1,23x10 ⁻³	-2,9077	Alto-K		223	ADK73	1,78x10 ⁻³	-2,7486	Alto Ba-Sr		268	MDE16	2,42x10 ⁻³	-2,6162	Alto Ba-Sr
	179	PDE90	1,26x10 ⁻³	-2,9011	Alto Ba-Sr	"A"	224	SE56A	1,79x10 ⁻³	-2,7450	Alto Ba-Sr		269	EDC84	2,42x10 ⁻³	-2,6148	Alto Ba-Sr
	180	PDE47	1,29x10 ⁻³	-2,8903	Alto Ba-Sr		225	MED105	1,81x10 ⁻³	-2,7423	Alto-K		270	PDE25	2,46x10 ⁻³	-2,6084	Alto Ba-Sr

Continuação da tabela 3.

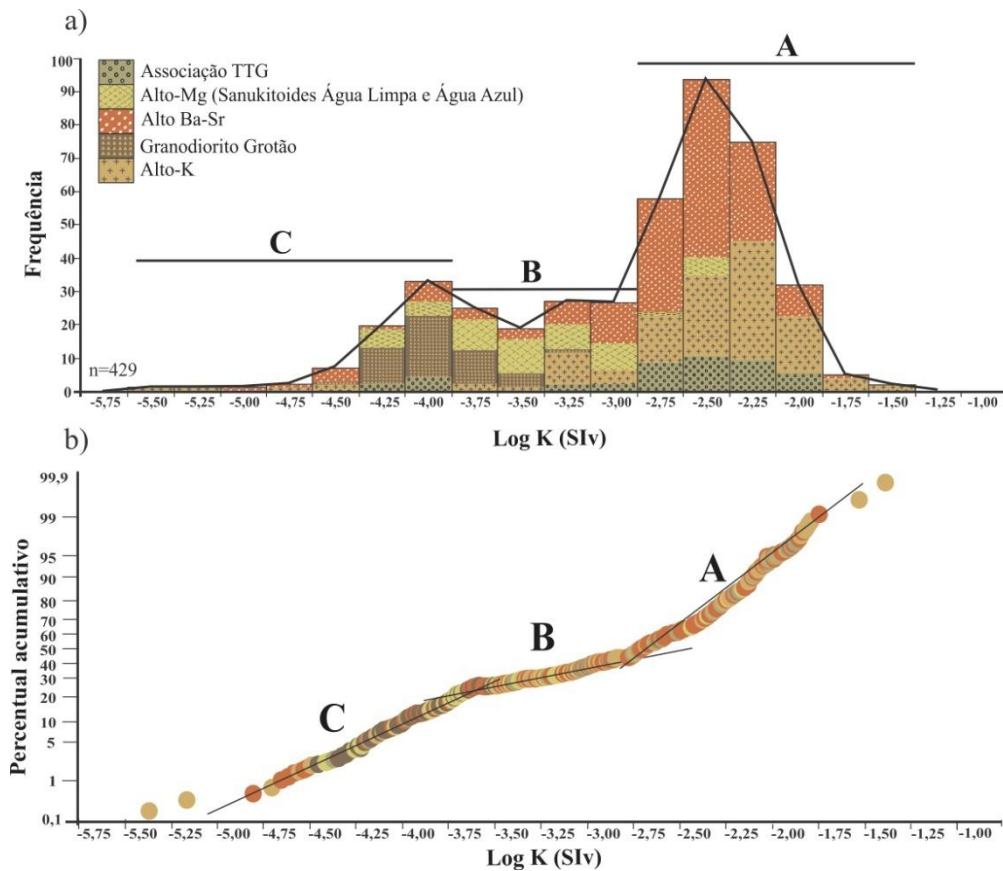
Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade
	271	PDE45	2,50x10 ⁻³	-2,6021	Alto-K		316	MDE30	3,22x10 ⁻³	-2,4921	Alto-K		361	ADK34	4,52x10 ⁻³	-2,3445	Alto-K
	272	SE15	2,50x10 ⁻³	-2,6010	Alto Ba-Sr		317	SE56B	3,22x10 ⁻³	-2,4916	Alto Ba-Sr		362	EDC16	4,57x10 ⁻³	-2,3394	TTG
	273	PDE150	2,52x10 ⁻³	-2,5993	Alto Ba-Sr		318	PDE63	3,25x10 ⁻³	-2,4888	Alto Ba-Sr		363	DDA19	4,60x10 ⁻³	-2,3369	Alto-K
	274	CRL130	2,52x10 ⁻³	-2,5985	Alto Ba-Sr		319	MED104	3,25x10 ⁻³	-2,4881	Alto-K		364	MEP71	4,68x10 ⁻³	-2,3297	TTG
	275	PDR02	2,55x10 ⁻³	-2,5927	Alto Ba-Sr		320	DD02	3,25x10 ⁻³	-2,4877	Alto-K		365	MDE14A	4,68x10 ⁻³	-2,3293	Alto-K
	276	CP107B	2,56x10 ⁻³	-2,5912	Alto-K		321	EDC60	3,25x10 ⁻³	-2,4872	TTG		366	MED109	4,71x10 ⁻³	-2,3269	Alto-K
	277	SE13	2,56x10 ⁻³	-2,5907	Alto Ba-Sr		322	PDE31	3,30x10 ⁻³	-2,4815	Alto Ba-Sr		367	MEP50	4,74x10 ⁻³	-2,3242	Alto Ba-Sr
	278	ADK81	2,59x10 ⁻³	-2,5867	Alto-K		323	PDE82	3,31x10 ⁻³	-2,4802	Alto Ba-Sr		368	MED103	4,76x10 ⁻³	-2,3223	Alto-K
	279	PDR28	2,59x10 ⁻³	-2,5864	Alto Ba-Sr		324	EDC46A	3,31x10 ⁻³	-2,4797	Alto-K		369	MEP48	4,78x10 ⁻³	-2,3205	Alto Ba-Sr
	280	PDE104	2,62x10 ⁻³	-2,5806	Alto Ba-Sr		325	EDC24	3,37x10 ⁻³	-2,4719	Alto-K		370	MRS39	4,79x10 ⁻³	-2,3198	Alto-K
	281	PDE109A	2,63x10 ⁻³	-2,5798	TTG		326	EDC09	3,39x10 ⁻³	-2,4697	TTG		371	DDA16A	4,86x10 ⁻³	-2,3128	Alto-K
	282	EDC56A	2,66x10 ⁻³	-2,5756	Alto Ba-Sr		327	EDC44	3,45x10 ⁻³	-2,4610	Alto Ba-Sr		372	MEP63	4,98x10 ⁻³	-2,3027	Alto-K
	283	SE46	2,69x10 ⁻³	-2,5696	Alto-Mg		328	MED107	3,47x10 ⁻³	-2,4596	Alto-K		373	PDR16	4,99x10 ⁻³	-2,3017	Alto Ba-Sr
	284	MDE49A	2,71x10 ⁻³	-2,5666	Alto K		329	CLR121	3,49x10 ⁻³	-2,4571	Alto Ba-Sr		374	DD11	5,16x10 ⁻³	-2,2871	Alto Ba-Sr
	285	PDE03	2,73x10 ⁻³	-2,5646	Alto Ba-Sr		330	MDE19	3,51x10 ⁻³	-2,4547	Alto Ba-Sr		375	MED110	5,17x10 ⁻³	-2,2860	Alto Ba-Sr
	286	CP110	2,76x10 ⁻³	-2,5586	Alto-K		331	MED111	3,56x10 ⁻³	-2,4485	Alto Ba-Sr		376	DDA17	5,21x10 ⁻³	-2,2829	Alto-K
	287	ADK113	2,77x10 ⁻³	-2,5575	Alto Ba-Sr		332	PDE153	3,60x10 ⁻³	-2,4439	Alto-K		377	EDC58	5,22x10 ⁻³	-2,2817	TTG
	288	MEP53B	2,77x10 ⁻³	-2,5575	TTG		333	MED141	3,61x10 ⁻³	-2,4424	Alto-K		378	MDE44	5,25x10 ⁻³	-2,2793	Alto-K
	289	MED115	2,78x10 ⁻³	-2,5559	Alto Ba-Sr		334	PDE79	3,61x10 ⁻³	-2,4423	Alto Ba-Sr		379	EDC2	5,26x10 ⁻³	-2,2789	TTG
	290	SE61	2,78x10 ⁻³	-2,5558	TTG		335	PDE75A	3,74x10 ⁻³	-2,4271	Alto Ba-Sr		380	EDC64	5,29x10 ⁻³	-2,2762	Alto-K
	291	SE27A	2,80x10 ⁻³	-2,5528	Alto-Mg		336	MED108	3,74x10 ⁻³	-2,4271	Alto-K		381	MED136	5,30x10 ⁻³	-2,2757	Alto-K
	292	EDC23	2,80x10 ⁻³	-2,5516	Alto Ba-Sr		337	SE35	3,74x10 ⁻³	-2,4263	Alto Ba-Sr		382	SE24	5,30x10 ⁻³	-2,2755	Alto-K
"A"	293	PDE46	2,81x10 ⁻³	-2,5513	Alto Ba-Sr	"A"	338	MDE79	3,76x10 ⁻³	-2,4248	Alto Ba-Sr	"A"	383	MEP15B	5,31x10 ⁻³	-2,2740	Alto-K
	294	DD05	2,81x10 ⁻³	-2,5513	Alto-K		339	DDA21	3,78x10 ⁻³	-2,4216	Alto-K		384	ADK18	5,32x10 ⁻³	-2,2735	Alto Ba-Sr
	295	MED128	2,81x10 ⁻³	-2,5512	Alto-K		340	EDC22A	3,79x10 ⁻³	-2,4203	TTG		385	MEP54	5,36x10 ⁻³	-2,2708	TTG
	296	MED31A	2,82x10 ⁻³	-2,5498	TTG		341	DD13	3,80x10 ⁻³	-2,4195	Alto K		386	MRS11B	5,40x10 ⁻³	-2,2716	Alto-K
	297	MDE142	2,84x10 ⁻³	-2,5466	Alto Ba-Sr		342	MRS22	3,81x10 ⁻³	-2,4191	Alto Ba-Sr		387	EDC65	5,43x10 ⁻³	-2,2649	Alto-K
	298	EDC15	2,84x10 ⁻³	-2,5462	TTG		343	MEP29	3,82x10 ⁻³	-2,4179	Alto Ba-Sr		388	EDC48	5,45x10 ⁻³	-2,2634	Alto Ba-Sr
	299	MDE18	2,90x10 ⁻³	-2,5375	Alto Ba-Sr		344	DDA01	3,86x10 ⁻³	-2,4134	Alto-K		389	DDA20	5,49x10 ⁻³	-2,2604	Alto-K
	300	SE57	2,90x10 ⁻³	-2,5373	Alto Ba-Sr		345	PDE69	3,87x10 ⁻³	-2,4119	Alto-K		390	SE44	5,59x10 ⁻³	-2,2520	Alto Ba-Sr
	301	ADK17	2,93x10 ⁻³	-2,5325	Alto Ba-Sr		346	PDE77	3,89x10 ⁻³	-2,4097	Alto Ba-Sr		391	DDA12	5,62x10 ⁻³	-2,2497	Alto-K
	302	PDE44	2,95x10 ⁻³	-2,5300	Alto K		347	MRS29	3,89x10 ⁻³	-2,4097	Alto Ba-Sr		392	DD06	5,63x10 ⁻³	-2,2490	Alto-K
	303	SE63	2,98x10 ⁻³	-2,5256	Alto Ba-Sr		348	DDA09	3,95x10 ⁻³	-2,4034	Alto-K		393	SE31B	5,75x10 ⁻³	-2,2397	Alto Ba-Sr
	304	MED116	3,00x10 ⁻³	-2,5228	Alto Ba-Sr		349	EDC54A	4,04x10 ⁻³	-2,3930	Alto Ba-Sr		394	MEP137B	5,83x10 ⁻³	-2,2343	Alto Ba-Sr
	305	PDE151	3,01x10 ⁻³	-2,5211	Alto-K		350	MRS45	4,05x10 ⁻³	-2,3925	Alto-K		395	ADK94	6,01x10 ⁻³	-2,2211	Alto-K
	306	EDC55	3,03x10 ⁻³	-2,5179	Alto-K		351	MED99	4,16x10 ⁻³	-2,3800	Alto Ba-Sr		396	PDE59	6,04x10 ⁻³	-2,2192	Alto-K
	307	PDE106	3,04x10 ⁻³	-2,5168	Alto Ba-Sr		352	EDC01	4,22x10 ⁻³	-2,3744	TTG		397	MED96	6,06x10 ⁻³	-2,2175	Alto-K
	308	EDC36A	3,04x10 ⁻³	-2,5164	Alto-K		353	MDE45	4,24x10 ⁻³	-2,3726	Alto Ba-Sr		398	PDE30	6,06x10 ⁻³	-2,2174	Alto-K
	309	CP38	3,10x10 ⁻³	-2,5077	Alto-K		354	EDC38	4,24x10 ⁻³	-2,3723	Alto-K		399	DD01	6,10x10 ⁻³	-2,2142	Alto-K
	310	PDE26B	3,12x10 ⁻³	-2,5064	Alto Ba-Sr		355	EDC45	4,26x10 ⁻³	-2,3699	Alto-K		400	PDR07	6,11x10 ⁻³	-2,2141	Alto-K
	311	MED130A	3,12x10 ⁻³	-2,5058	Alto-K		356	MDE15B	4,30x10 ⁻³	-2,3665	Alto Ba-Sr		401	CP07A	6,21x10 ⁻³	-2,2067	Alto-K
	312	PDE48	3,13x10 ⁻³	-2,5048	Alto Ba-Sr		357	MDE71B	4,34x10 ⁻³	-2,3620	Alto Ba-Sr		402	MED131	6,44x10 ⁻³	-2,1911	Alto-K
	313	PDE23	3,13x10 ⁻³	-2,5048	Alto Ba-Sr		358	MEP57	4,35x10 ⁻³	-2,3615	Alto Ba-Sr		403	DDA03	6,44x10 ⁻³	-2,1907	Alto-K
	314	PDE85	3,13x10 ⁻³	-2,5045	Alto Ba-Sr		359	DD04	4,48x10 ⁻³	-2,3481	Alto-K		404	EDC06	6,46x10 ⁻³	-2,1896	TTG
	315	ADK35B	3,14x10 ⁻³	-2,5021	Alto-K		360	PDR01	4,52x10 ⁻³	-2,3451	Alto-K		405	DD12	6,52x10 ⁻³	-2,1853	Alto-K

Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade	Pop	Nº	Amostra	K (Slv)	LOG K	Unidade
"A"	406	MED138	$6,57 \times 10^{-3}$	-2,1824	Alto Ba-Sr	"A"	418	MEP70	$8,72 \times 10^{-3}$	-2,0594	TTG
	407	SDA02	$6,60 \times 10^{-3}$	-2,1801	Alto K		419	SE19B(a)	$9,22 \times 10^{-3}$	-2,0350	Alto Ba-Sr
	408	EDC19	$6,63 \times 10^{-3}$	-2,1783	Alto Ba-Sr		420	DDA22	$9,33 \times 10^{-3}$	-2,0300	Alto K
	409	PDE64	$6,71 \times 10^{-3}$	-2,1735	Alto Ba-Sr		421	MED130B	$9,44 \times 10^{-3}$	-2,0250	Alto Ba-Sr
	410	SE59	$6,89 \times 10^{-3}$	-2,1612	TTG		422	MED146	$9,51 \times 10^{-3}$	-2,0218	Alto K
	411	DD14	$7,09 \times 10^{-3}$	-2,1489	Alto K		423	SE25	$1,04 \times 10^{-2}$	-1,9810	Alto K
	412	MEP58A	$7,28 \times 10^{-3}$	-2,1378	TTG		424	CP109A	$1,07 \times 10^{-2}$	-1,9699	Alto K
	413	MRS30B	$7,67 \times 10^{-3}$	-2,1153	Alto Ba-Sr		425	PDR13	$1,08 \times 10^{-2}$	-1,9674	Alto K
	414	EDC49	$8,10 \times 10^{-3}$	-2,0913	Alto Ba-Sr		426	MED137B	$1,23 \times 10^{-2}$	-1,9100	Alto Ba-Sr
	415	SE29	$8,12 \times 10^{-3}$	-2,0904	Alto K		427	MRS11A	$1,26 \times 10^{-2}$	-1,8983	Alto K
416	PDE154	$8,23 \times 10^{-3}$	-2,0845	Alto K	428	MRS12	$2,47 \times 10^{-2}$	-1,6073	Alto K		
417	MEP67	$8,42 \times 10^{-3}$	-2,0746	TTG	429	EDC57	$2,78 \times 10^{-2}$	-1,5560	Alto K		

3.1.2 Relação entre SM e as unidades

A participação de cada unidade nas populações magnéticas identificadas pode ser analisada na Tabela 4 e Figura 6. Observa-se que o Granodiorito Grotão e os granitoides de alto-Mg se concentram nas populações B e C, enquanto que aqueles de alto-K, alto Ba-Sr e a associação TTG apresentam uma ampla distribuição com concentração mais expressiva nas populações mais magnéticas (A e B).

Figura 5- Diagramas gerais de SM: a) Histogramas e polígonos de frequência exibindo a distribuição das unidades estudadas. b) Gráficos de probabilidade referentes aos dados de SM das unidades descritas.



Fonte: Elaborado pela autora

As populações magnéticas descrevem a maneira como as unidades estudadas se comportam (Figura 6). Assim, considerando a representatividade de amostras medidas de

cada unidade, onde, 39% pertencem aos granitoides de alto Ba-Sr; 28,4% aos de alto K; 12,1% aos de alto-Mg (Sanukitoides Água Limpa e Água Azul); 11,2% ao Granodiorito Grotão e 9,3% à associação TTG, podemos detalhar essas populações abaixo:

Tabela 4- Porcentagem e participação de cada unidade nas várias populações de suscetibilidade magnética e seus valores médios de SM.

Unidades	% de amostras medidas (N°=429)	Populações		
		A	B	C
Alto Ba-Sr	39,0%	45,7%	42,7%	17,7%
Alto-K	28,4%	40,4%	22,2%	12,4%
TTG	9,3%	11,5%	9,2%	4,4%
Alto-Mg	12,1%	2,4%	21,3%	20,0%
Grd. Grotão	11,2%	-	4,6%	45,5%

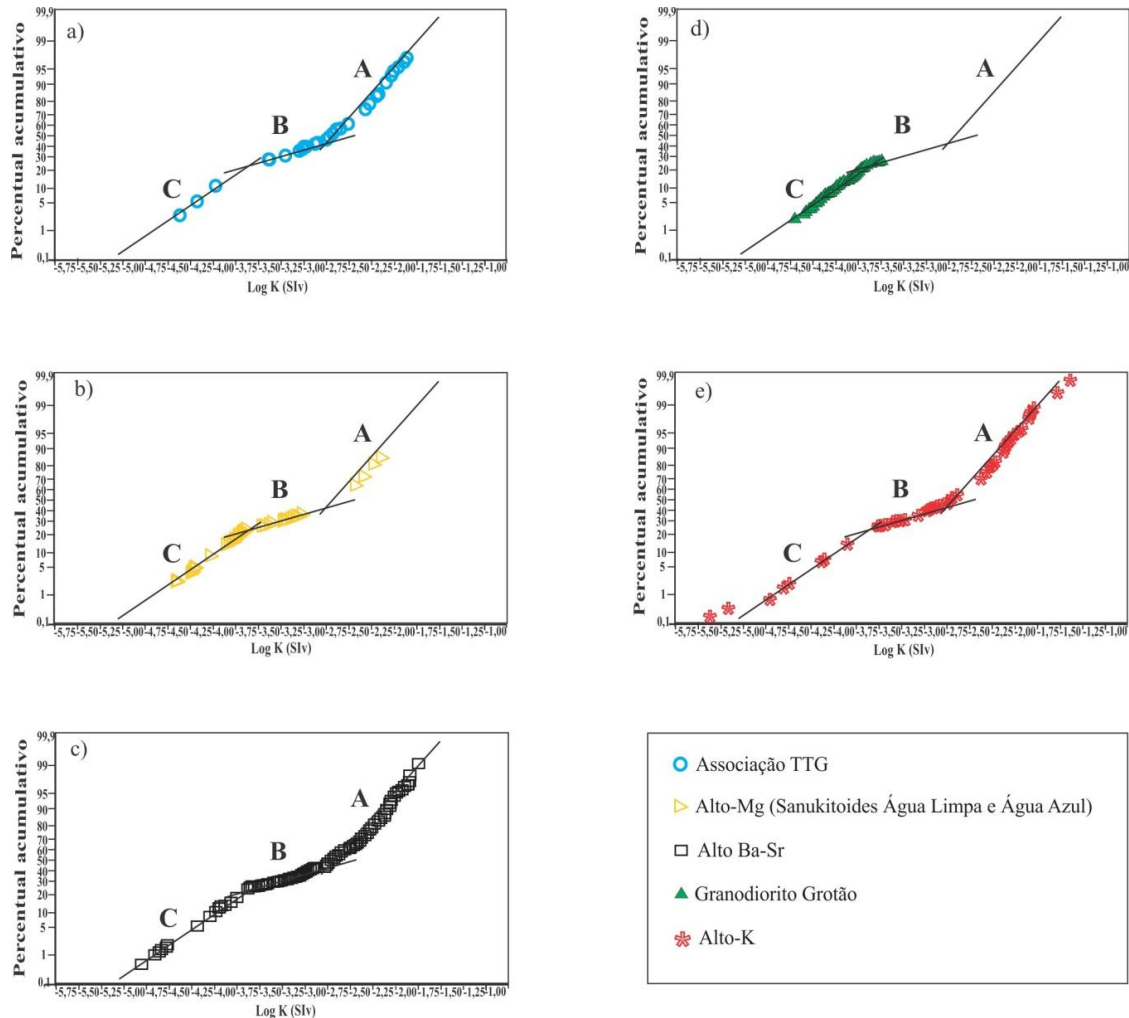
Fonte: Elaborado pela autora

1) A população "A" possui o maior número de amostras analisadas, cerca de 48,6%. O seu valor mínimo de SM é da ordem de $1,78 \times 10^{-3}$ SIv e o valor máximo de $2,78 \times 10^{-2}$ SIv, apresentando valor médio de $4,25 \times 10^{-3}$ SIv. Essa população compreende aos maiores valores de SM e não tem representantes da unidade Granodiorito Grotão, sendo, portanto, formada principalmente pelos granitoides de alto Ba-Sr (45,7%) e de Alto-K (40,4%), acompanhados pela associação TTG (11,5%) e alto-Mg (2,4%).

2) A população "B" contém 30,5% das amostras estudadas e é formada pelo grupo com valores de SM intermediários, situados no intervalo de $1,79 \times 10^{-4}$ a $1,76 \times 10^{-3}$ SIv, com valor médio de $9,24 \times 10^{-4}$ SIv. Todas as unidades estão representadas nesta população, sendo composta pelos granitoides alto Ba-Sr (42,7%), alto-K (22,2%), alto-Mg (21,3%), associação TTG (9,2%) e Granodiorito Grotão (4,6%).

3) A população "C" representa 20,9% do total das amostras analisadas e possui os menores valores de SM do conjunto estudado, variando entre $2,70 \times 10^{-6}$ e $1,72 \times 10^{-4}$ SIv com valor médio de $7,98 \times 10^{-5}$ SIv. O Granodiorito Grotão é quem predomina nessa população com uma porcentagem de 45,5%, seguido pelos granitoides de alto-Mg (20%), alto Ba-Sr (17,7%), alto-K (12,4%) e associação TTG (4,4%). Nota-se que nessa população se concentra quase toda as amostras da unidade Granodiorito Grotão.

Figura 6- Gráficos de probabilidade normal, mostrando o comportamento magnético (SM) das diferentes unidades da região de Água Azul do Norte: a) associação TTG; b) granitoides de alto-Mg; c) granitoides de alto Ba-Sr; d) Granodiorito Grotão; e) granitoides de alto-K.



Fonte: Elaborado pela autora

3.1.3 Relação entre SM e o conteúdo mineral

O conteúdo de minerais opacos nas unidades analisadas é pouco expressivo, principalmente no Granodiorito Grotão e alto-Mg (Tabela 5). No geral, esses minerais estão ausentes em 8,9% do total de amostras (agrupando as cinco unidades), enquanto que cerca de 22,2% apresentam conteúdos inexpressivos ($<0,01\%$) e 44,5% das amostras exibem valores modais $\leq 0,3\%$, envolvendo toda a unidade Grd. Grotão e metade do alto-Mg. Por outro lado, 17,1% das amostras apresentam conteúdos entre $>0,3\%$ e $0,6\%$ desses minerais, com grande maioria pertencente às unidades alto-Mg, alto-K e alto Ba-Sr, ao passo que apenas 7,3% possuem conteúdos de minerais opacos mais expressivos (entre $0,6\%$ e $0,9\%$), o que pode ser observado na análise modal das amostras da associação TTG e dos granitoides de alto-Mg, alto Ba-Sr e alto-K.

Tabela 5 - Composições modais médias das unidades associação TTG, granitoides de alto-Mg, granitoides de alto Ba-Sr, Granodiorito. Grotão e granitoides de alto-K.. Valores calculados a partir dos dados da tabela 1.

	TTG	Granitoides de Alto-Mg	Granitoides de Alto Ba-Sr	Granodiorito Grotão	Granitoides de Alto-K
Quartzo	34,4	25,2	27,3	25,5	31,6
Plagioclásio	55,5	43,4	52,7	50,4	38,4
K-Feldspato	3,0	9,5	14,5	11,7	24,8
Biotita	7,6	14,2	4,2	5,3	3,8
Anfibólio	-	5,1	-	-	-
Muscovita (p)	0,8	0,3	0,4	0,2	0,21
Epidoto (p)	0,36	0,5	0,2	0,7	0,13
Epidoto (s)	-	0,3	0,2	3,8	0,01
Clorita	0,1	0,6	0,06	0,1	0,37
Allanita	0,1	0,2	0,1	0,1	0,10
Titanita	0,12	0,1	0,2	1,8	0,08
Opacos	0,32	0,2	0,3	0,2	0,24
Zircão	0,1	0,1	0,05	0,1	0,11
Apatita	0,1	0,1	0,04	0,1	0,01
Clinozoisita	-	-	-	-	0,04
Carbonato	-	0,06	-	-	Tr
Escapolita	-	0,2	-	-	0,16
Muscovita (s)	Tr	0,05	0,05	-	0,11
Mica branca	-	Tr	Tr	-	-
Turmalina	-	-	-	-	-
Máficos	8,6	20,7	4,9	7,5	4,4
A+P	58,5	52,8	67,3	62,1	63,2
A 100%					
Quartzo	37,0	32,2	29,0	29,1	33,3
Plagioclásio	59,7	55,7	55,6	57,5	40,5
K-Feldspato	3,3	12,1	15,5	13,5	26,2

Fonte: Elaborado pela autora

Em um contexto geral, há uma correlação positiva nos valores de SM em relação ao conteúdo modal de minerais opacos, porém no diagrama esta correlação não é nítida devido a dispersão das amostras (Figura 7a). Essa correlação positiva está relacionada, principalmente, com a presença de magnetita nessas rochas. Entretanto, amostras com alto conteúdo de opacos podem apresentar baixo SM, isso se deve a presença de outros minerais óxidos como hematita e/ou goethita (produtos de processos de oxidação ou oxi-hidratação da magnetita), além de sulfetos (pirita e calcopirita). A grande exceção é representada pelo Granodiorito Grotão que não apresenta nítida correlação não somente entre os valores de SM e opacos, como também com a porcentagem de máficos. Esse exibe valores pouco variáveis de SM, sendo devido ao seu baixo número de amostras, possuindo *trend* horizontal nos opacos (Figura 7a) e subverticalizado nos máficos (Figura 7b), o que pode significar que a magnetita não é um mineral opaco importante nessas rochas.

Na relação entre SM e o conteúdo modal total de máficos, observa-se que as unidades alto Ba-Sr, alto-K e associação TTG, de maneira geral, possuem uma correlação positiva (Figura 7b), que está associado com o aumento paralelo dos conteúdos de minerais máficos e magnetita (principal mineral opaco) nessas rochas. As amostras mais enriquecidas em máficos, provavelmente menos evoluídas no processo de diferenciação magmática, apresentam os maiores valores de SM, indicando que a formação da magnetita de forma mais

acentuada se dá nos primeiros estágios da cristalização de seus magmas (OLIVEIRA *et al.* 2002). Assim, as amostras com tendência a menores valores de SM possuem características mais leucocráticas, e, conseqüentemente, mais evoluídas.

Granitoides de alto-Mg têm comportamento distinto das demais unidades, pois apresentam uma correlação negativa entre os valores de SM e o conteúdo de minerais máficos (Figura 7b). Esse comportamento divergente está associado ao conteúdo reduzido de minerais opacos (magnetita) nas rochas mais enriquecidas em minerais ferromagnesianos, especialmente naquelas onde o anfibólio ocorre como fase varietal (GABRIEL; OLIVEIRA, 2013).

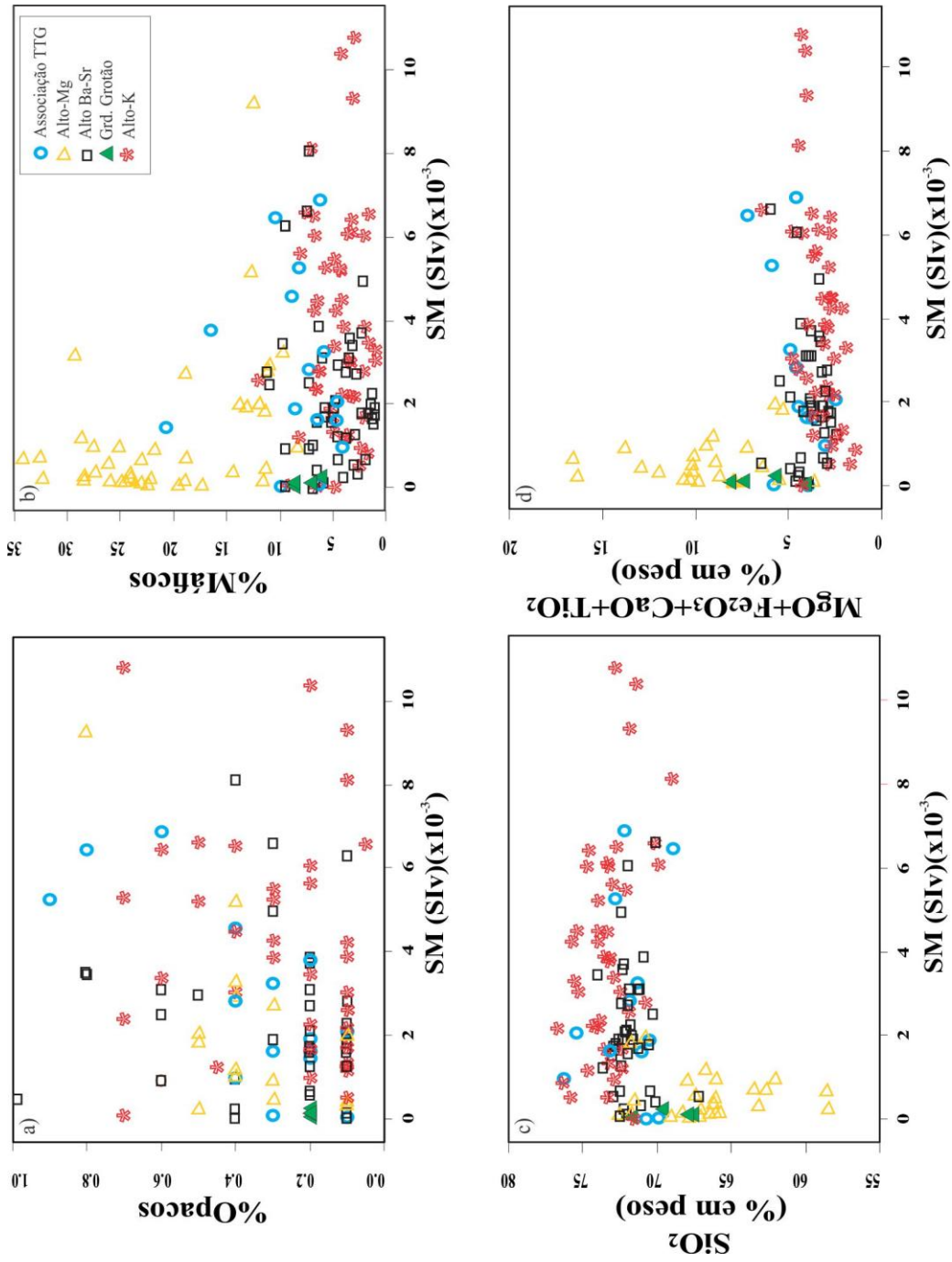
3.1.4 Relação entre SM e as composições químicas

A partir das composições químicas para elementos maiores das rochas estudadas (Tabela 6), verifica-se que ocorrem correlações positivas e negativas entre os valores de SM e os óxidos analisados (SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , CaO e TiO_2) com diferentes comportamentos para cada unidade estudada. Assim como na relação entre SM e o conteúdo mineral, o Granodiorito Grotão não apresenta correlação nítida devido sua pequena representatividade, possuindo um *trend* subverticalizado, o que mostra que rochas com diferentes porcentagens de SiO_2 e da soma $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{TiO}_2$ podem ter valores de SM muito próximos.

Analisando o SiO_2 , observa-se um decréscimo gradual nos valores de SM à medida em que ocorre um aumento desse óxido nos granitoides de alto-K, alto Ba-Sr e associação TTG (correlação negativa), em contrapartida, esse mesmo elemento cresce quando os valores de SM da unidade alto-Mg aumentam (correlação positiva; Figura 7c). A soma dos óxidos $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{TiO}_2$ permite diferenciar essas unidades de maneira mais clara, pois há uma relação evidente entre os conteúdos desses óxidos, principais constituintes dos minerais máficos, e as variações de SM. O alto-K, alto Ba-Sr e associação TTG apresentam uma correlação positiva, enquanto que o alto-Mg possuem uma correlação levemente negativa (Figura 7d).

As rochas mais enriquecidas em óxidos de elementos compatíveis ou a soma deles ($\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{TiO}_2$) seriam as mais precoces no processo de cristalização fracionada, que por sua vez, possuem valores maiores de SM comparadas às rochas mais félsicas, ricas em óxidos de elementos incompatíveis (SiO_2) e relativamente mais evoluídas. Nesse sentido, os granitoides de alto Ba-Sr e alto-K analisados, assim como os TTGs, seriam comparativamente mais evoluídos (fracionados) do que os granitoides de alto-Mg (sanukitoides) estudados.

Figura 7 - Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e a concentração de: a) Opacos; b) Máficos; c) SiO_2 ; d) $\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2$



Fonte: Elaborado pela autora

Tabela 6- Composições químicas das unidades Granodiorito Grotão, Granitoides de alto Ba-Sr, alto-Mg, Associação TTG e Granitoides de alto-K.

	Associação TTG													Granitoides de alto-Mg												
	TRONDHEMITO													GRANODIORITO												
	EDC36A	EDC60	EDC10	EDC15	EDC21	EDC62	SE59	EDC02	EDC03	EDC28A	EDC06	EDC27	EDC47	SE22A	SE17A	ADK70	EDC75	DD10	ADK83	EDC86	EDC52	SE08	SE51			
SiO ₂ (%)	72,41	71,31	69,90	71,81	75,41	76,27	72,17	70,48	73,18	70,73	68,94	72,78	71,07	70,76	66,69	66,14	66,01	67,03	62,64	67,83	71,71	65,71	63,44			
TiO ₂	0,20	0,12	0,26	0,18	0,07	0,04	0,17	0,14	0,12	0,08	0,26	0,19	0,11	0,25	0,35	0,38	0,30	0,34	0,47	0,31	0,22	0,38	0,36			
Al ₂ O ₃	15,10	16,12	15,64	15,47	13,43	13,92	15,41	16,86	15,57	16,26	16,32	14,90	16,19	14,55	15,49	15,08	15,02	15,10	15,53	14,92	14,39	14,76	16,69			
Fe ₂ O ₃ (total)	1,71	1,50	2,22	1,58	0,79	0,56	1,78	1,37	1,06	0,87	2,92	2,20	1,08	2,41	3,58	3,85	3,37	3,32	4,99	3,47	2,09	4,61	4,13			
MnO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05	0,07	0,05	0,02	0,04	0,06			
MgO	0,53	0,56	0,84	0,42	0,13	0,10	0,38	0,35	0,28	0,38	0,83	0,45	0,32	1,06	2,18	2,51	2,95	2,06	3,39	2,00	1,08	2,75	2,57			
CaO	2,34	2,74	2,47	2,43	1,47	2,34	2,27	2,58	2,55	2,62	3,21	3,07	2,21	2,04	2,97	3,36	2,81	3,00	4,10	2,21	2,12	2,90	3,03			
Na ₂ O	4,84	5,75	4,58	5,16	3,96	5,14	5,39	5,56	5,44	5,15	5,28	4,90	5,17	4,2	4,04	3,91	3,90	4,09	4,18	3,79	4,16	3,75	4,55			
K ₂ O	2,27	0,81	3,20	1,85	3,64	0,73	2,01	2,12	1,27	2,64	1,21	0,96	2,73	3,17	3,67	3,51	3,84	3,42	2,91	3,89	3,05	3,61	3,74			
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,08	0,04	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,03	0,09	0,05	0,03	0,09	0,16	0,14	0,11	0,12	0,18	0,11	0,06	0,15	0,11			
PF (perda ao fogo)	0,20	0,80	0,60	0,80	0,90	0,70	0,1	0,20	0,3	0,9	0,7	0,30	0,80	1,10	0,40	0,70	1,30	1,10	1,20	1,12	0,80	1,00	1,00			
Total	99,66	99,76	99,82	99,76	99,82	99,80	99,75	99,70	99,67	99,80	99,79	99,82	99,73	99,66	99,58	99,64	99,65	99,63	99,66	99,69	99,70	99,66	99,68			
	Granitoides de alto-Mg													Alto Ba-Sr												
	MONZOGRANITO													GRANODIORITO												
	MRS41	SE27	SE34	SE94	ADK39	SE56A	ADK91	SE85	SE20A	EDC76	SE45	EDC71	ADK75	EDC74A	EDC77	EDC73	CLR121	CLR87	CRL130	CRL55	CRL72	CRL90	CRL134			
SiO ₂ (%)	66,44	72,58	71,46	65,96	67,43	71,74	58,45	66,67	63,14	62,04	58,59	68,29	66,12	67,92	67,11	69,11	73,99	72,04	70,22	72,47	71,07	67,12	72,02			
TiO ₂	0,35	0,15	0,30	0,38	0,32	0,26	0,63	0,35	0,47	0,45	0,61	0,30	0,40	0,29	0,32	0,27	0,09	0,16	0,21	0,13	0,15	0,21	0,15			
Al ₂ O ₃	14,72	14,75	15,03	14,90	14,76	14,71	15,93	14,79	15,96	14,84	16,68	14,91	15,37	15,44	15,54	13,49	14,76	15,72	16,63	15,34	16,47	18,56	15,86			
Fe ₂ O ₃ (total)	4,18	1,37	2,28	4,13	3,56	2,06	5,70	3,96	4,66	4,28	6,37	3,17	3,88	2,77	2,99	3,59	1,12	1,51	1,75	1,29	1,36	2,04	1,67			
MnO	0,03	0,01	0,03	0,07	0,05	0,02	0,09	0,05	0,08	0,09	0,09	0,05	0,05	0,04	0,04	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01			
MgO	2,51	0,50	0,90	2,70	2,15	0,9	4,80	2,39	3,02	4,78	4,42	1,80	2,50	1,59	1,81	2,41	0,21	0,44	0,57	0,39	0,4	0,63	0,41			
CaO	3,18	1,66	2,86	3,37	2,87	2,1	5,23	3,11	3,77	3,28	5,25	2,65	3,38	2,57	2,43	1,76	1,84	2,47	2,93	2,09	2,46	3,57	2,68			
Na ₂ O	3,58	4,04	4,36	3,88	3,86	4,15	3,78	3,85	4,00	3,82	4,51	4,10	4,07	4,00	3,91	3,16	5,27	5,19	5,96	5,06	5,77	6,24	5,74			
K ₂ O	3,98	4,28	2,10	3,57	3,84	3,38	2,86	3,70	3,22	2,96	2,20	3,34	3,00	4,01	3,98	4,32	2,41	1,9	1,02	2,31	1,46	1,07	0,91			
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,07	0,15	0,12	0,08	0,24	0,14	0,19	0,14	0,24	0,11	0,15	0,11	0,11	0,10	0,02	0,07	0,07	0,04	0,05	0,06	0,06			
PF	0,60	0,30	0,40	0,60	0,70	0,30	0,90	0,70	1,10	2,00	0,60	1,00	0,60	0,90	1,40	1,40	0,10	0,30	0,40	0,60	0,60	0,30	0,30			
Total	99,71	99,71	99,79	99,71	99,66	99,73	99,61	99,71	99,61	99,68	99,56	99,72	99,52	99,64	99,64	99,70	99,83	99,82	99,78	99,74	99,81	99,82	99,80			
	Alto Ba-Sr																									
	LEUCOGRANODIORITO																									
	CRL150	EDC19	PDE77	PDR16	PDE87	PDE79	PDE47	PDE75A	PDE48	PDE46	SE14	EDC18A	PDE09	PDE85	PDE86	PDE83	PDE26B	PDE29	PDE70	PD E73						
SiO ₂ (%)	72,15	70,06	70,85	72,32	72,78	72,31	72,33	72,22	71,10	72,34	72,56	71,88	72,68	71,87	72,13	72,47	71,22	72,27	71,59	70,47						
TiO ₂	0,15	0,25	0,15	0,09	0,11	0,12	0,11	0,12	0,16	0,1	0,1	0,18	0,10	0,13	0,14	0,11	0,14	0,14	0,14	0,14						
Al ₂ O ₃	15,14	15,7	15,87	15,36	15,03	15,15	15,35	15,16	15,95	15,34	15,53	14,85	15,26	15,41	15,28	14,94	15,69	15,29	15,55	16,37						
Fe ₂ O ₃ (total)	1,6	2,51	1,51	1,13	1,12	1,23	1,05	1,45	1,25	0,96	0,99	1,83	0,97	1,33	1,35	1,25	1,34	1,04	1,19	1,42						
MnO	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02						
MgO	0,39	0,63	0,48	0,22	0,32	0,34	0,30	0,36	0,37	0,24	0,25	0,57	0,19	0,44	0,43	0,34	0,46	0,28	0,42	0,45						
CaO	2,29	2,57	2,16	1,89	1,64	1,66	1,59	1,80	2,28	1,61	1,83	1,94	1,58	1,88	1,89	1,42	1,93	1,71	2,03	2,16						
Na ₂ O	4,72	4,9	5,65	5,22	5,11	5,20	5,13	5,34	5,51	5,27	5,1	4,04	5,25	5,37	5,47	5,24	5,37	5,37	5,38	5,91						
K ₂ O	2,57	2,33	2,21	2,62	2,93	3,03	3,40	2,61	2,20	3,18	2,93	4,02	3,02	2,52	2,55	3,05	2,81	2,73	2,70	2,12						
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04						
PF	0,60	0,70	0,70	0,60	0,60	0,60	0,40	0,60	0,80	0,60	0,40	0,30	0,70	0,60	0,40	0,80	0,60	0,90	0,60	0,70						
Total	99,70	99,74	99,69	99,51	99,73	99,70	99,73	99,67	99,74	99,75	99,70	99,79	99,67	99,73	99,72	99,67	99,73	99,72	99,67	99,73	99,68	99,76				
	Alto Ba-Sr										Granodiorito Grotão				Alto-K											
	LEUCOGRANODIORITO										LEUCOGRANITO				LEUCOGRANODIORITO				LEUCOGRANODIORITO							
	PDE10	PDE03	PDE53	PDE24A	PDR27	PDE81	PDE07	PDE90	ADK121B	EDC83	EDC66B	FMR45	FMR49	FMR59	FMR69	PDR01	PDE38	PDE56	PDE69	PDE39	SDA 02B					
SiO ₂ (%)	72,98	71,89	72,91	71,20	71,71	71,94	70,08	73,59	71,69	70,43	72,89	71,67	67,57	67,89	69,61	75,39	71,57	76,33	73,12	73,99	70,18					
TiO ₂	0,09	0,11	0,10	0,15	0,11	0,12	0,19	0,09	0,14	0,26	0,11	0,28	0,56	0,5	0,42	0,22	0,26	0,07	0,25	0,11	0,47					
Al ₂ O ₃	15,13	15,61	15,10	15,65	15,52	15,51	16,21	15,02	15,58	15,49	14,65	15,52	15,64	15,85	15,88	18,83	14,81	13,18	13,44	13,92	14,38					
Fe ₂ O ₃ (total)	0,94	0,99	0,88	1,44	1,02	1,20	1,60	0,84	1,30	1,46	1,20	1,66	3,2	2,82	2,06	1,61	1,63	0,63	1,96	1,14	3,45					
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03					
MgO	0,21	0,25	0,25	0,48	0,30	0,35	0,61	0,18	0,45	0,59	0,26	0,47	1,15	1,06	0,71	0,19	0,68	0,05	0,42	0,39	0,77					
CaO	1,44	1,83	1,44	2,01	1,57	1,77	2,45	1,31	1,92	2,02	1,3	1,65	3,27	3,04	2,54	0,77	1,71	0,70	1,30	1,25	1,74					
Na ₂ O	5,15	5,33	5,05	5,46	4,85	5,40	5,71	5,05	5,41	4,33	4,35	5,05	4,72	4,43	4,91	3,60	4,49	4,40	3,04	3,80	3,31					
K ₂ O	3,30	2,95	3,51	2,53	4,06	2,88	2,02	3,20	2,64	3,86	4,01	3,09	2,54	3,18	2,75	4,17	3,78	4,07	5,37	4,57	4,74					
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,01	0,04	0,12	0,03	0,10	0,18	0,15	0,14	0,03	0,08	<0,01	0,05	0,05	0,13					
PF	0,50	0,70	0,40	0,70	0,50	0,50	0,70	0,50	0,50	1,20	0,90	0,30	0,90	0,80	0,70	0,80	0,80	0,50	0,80	0,50	0,50					
Total	99,78	99,70	99,74	99,72	99,71	99,75	99,64	99,83	99,69	99,77	99,70	99,81	99,76	99,75	99,73	99,67	99,83	99,94	99,77	99,76	99,70					

Fonte: Dados compilados de Guimarães, 2009; Gabriel e Oliveira, 2013; Ronaib e Oliveira, 2013; Rodrigues *et al.* 2014; Leite-Santos e Oliveira, 2016.

	Alto-K											
	LEUCOGRANODIORITO				LEUCOGRANITO							
	PDE59	DDA03	PDR13	CP30	DDA21	SE25	DD06	DD12	DDA17	DDA22	EDC43	PDE58
SiO ₂ (%)	74,70	74,53	72,83	72,38	73,24	71,38	72,97	72,68	73,91	71,79	76,73	74,33
TiO ₂	0,11	0,13	0,27	0,25	0,16	0,21	0,14	0,15	0,16	0,21	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	13,36	14,19	14,01	14,58	13,89	14,1	13,78	14,03	13,79	14,65	13,05	13,20
Fe ₂ O ₃ (total)	1,30	1,40	2,41	1,62	1,32	2,05	1,62	1,74	1,38	1,66	0,9	1,15
MnO	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	0,21	0,28	0,26	0,34	0,27	0,41	0,38	0,46	0,29	0,51	0,21	0,29
CaO	1,16	1,47	1,36	1,46	1,13	1,45	1,40	1,41	1,02	1,68	1,32	2,02
Na ₂ O	3,24	4,61	4,23	3,89	3,29	3,30	3,36	3,44	3,31	3,75	4,14	3,52
K ₂ O	5,12	2,91	3,48	4,65	5,47	5,49	5,09	3,94	5,42	4,56	3,17	4,04
P ₂ O ₅	0,02	<0,01	0,03	0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,01	0,02
PF	0,60	0,10	0,60	0,60	0,8	1,00	0,70	0,6	0,3	0,60	0,10	0,90
Total	99,84	99,67	99,51	99,83	99,63	99,48	99,52	99,53	99,63	99,48	99,78	99,79

	Alto-K											
	LEUCOGRANITO											
	DD01	ADK34	DD04	EDC45	EDC38	DDA01	EDC24	EDC46A	EDC55	DD05	CP66	DDA20
SiO ₂ (%)	69,87	73,94	73,30	73,94	75,71	73,48	72,89	75,54	75,28	70,74	72,35	72,06
TiO ₂	0,20	0,17	0,16	0,15	0,07	0,12	0,15	0,08	0,17	0,18	0,17	0,25
Al ₂ O ₃	15,35	13,56	13,80	13,83	13,32	14,30	14,40	12,99	12,75	14,53	14,08	14,46
Fe ₂ O ₃ (total)	2,19	1,23	1,53	1,42	0,89	1,41	1,47	0,86	1,42	2,11	1,73	1,76
MnO	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04
MgO	0,48	0,30	0,26	0,26	0,10	0,28	0,37	0,14	0,20	0,64	0,42	0,37
CaO	1,97	0,99	1,21	0,96	1,05	1,22	1,10	0,82	0,79	1,63	1,46	1,28
Na ₂ O	4,11	3,16	3,43	3,46	3,88	3,63	3,66	2,74	3,16	3,50	3,49	3,58
K ₂ O	4,25	5,62	5,25	5,34	4,25	4,88	5,11	6,08	5,41	5,22	4,90	5,34
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,05	0,05	0,01	0,02	0,06	<0,01	0,01	0,08	0,06	0,01
PF	1,00	0,60	0,60	0,20	0,50	0,30	0,40	0,50	0,50	0,90	0,90	0,40
Total	99,49	99,63	99,63	99,64	99,80	99,65	99,62	99,76	99,72	99,55	99,57	99,55

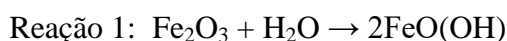
	Alto-K										
	LEUCOGRANITO										TRONDHJEMITO
	CMD03	PDE30	PDR07	SE29	CP68B	DD03	ADK32	CP108	ADK81	DDA10	EDC36A
SiO ₂ (%)	73,49	73,23	73,31	69,01	73,23	74,63	72,87	73,33	71,92	73,82	72,41
TiO ₂	0,15	0,31	0,17	0,17	0,12	0,09	0,11	0,15	0,25	0,13	0,20
Al ₂ O ₃	13,93	13,38	13,69	15,86	13,96	13,49	13,89	13,74	13,97	14,06	15,10
Fe ₂ O ₃ (total)	1,25	2,15	1,77	1,91	0,96	1,10	1,24	1,37	2,06	1,36	1,71
MnO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,30	0,46	0,35	0,61	0,22	0,18	0,27	0,27	0,45	0,28	0,53
CaO	1,40	1,36	1,14	1,79	0,82	1,06	1,07	1,02	1,27	1,22	2,34
Na ₂ O	3,61	3,43	2,98	4,15	3,20	3,92	3,32	3,18	3,12	3,48	4,84
K ₂ O	4,63	4,64	5,90	4,96	6,11	4,24	5,73	5,73	5,60	4,92	2,27
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,06	0,09	0,09	0,03	0,03	0,04	0,08	0,03	0,05
PF	0,70	0,70	0,40	0,9	1,00	0,90	1,10	0,80	0,70	0,30	0,20
Total	99,56	99,77	99,78	99,47	99,73	99,67	99,64	99,65	99,44	99,62	99,66

3.2 MINERAIS ÓXIDOS DE Fe E Ti.

No geral, os minerais opacos estabelecem associações com os minerais ferromagnesianos e acessórios primários como titanita, apatita e zircão. Podem ocorrer também ao longo dos planos de clivagem dos minerais máficos como a biotita, preenchendo fraturas, ou até mesmo envolvidos com processos de recristalização em estágio pós-magmático. Esses minerais estão presentes nos granitoides de alto Ba-Sr, alto-K, associação TTG, alto-Mg e Granodiorito Grotão como fases acessórias, caracterizados como magnetita (Mt), Ilmenita (Ilm) e hematita (Hm). Esta última ocorre como produto de alteração dos cristais de Mt (martitização). De forma mais restrita, ocorrem ainda goethita (Gth) e sulfetos como pirita (Py) e calcopirita (Cpy) nos granitoides de alto-Mg e alto-K, Granodiorito Grotão e associação TTG. Apesar das unidades estudadas apresentarem similaridades em relação à associação mineralógica de óxidos de Fe-Ti, diferem quanto aos seus conteúdos modais, aspectos texturais e de como esses minerais estão relacionados com os cristais adjacentes.

3.2.1 - Associação TTG

As amostras desta unidade concentram-se especialmente nas mais magnéticas (A e B). As amostras com valores de SM mais elevados ($1,88 \times 10^{-3}$ a $8,72 \times 10^{-3}$ SIv) mostram cristais de magnetita hipidiomórficos (Figura 8a) e raramente xenomórficos, com dimensões médias de 0,4 mm, associados à cristais de hematita e pirita. A Mt, por vezes, encontra-se nas bordas dos cristais de Hm (Figura 8b) ou está em contato com esse mineral (Figura 8c). As rochas que possuem valores intermediários de SM ($3,50 \times 10^{-4}$ a $1,63 \times 10^{-3}$ SIv) apresentam cristais de magnetita hipidiomórficos de tamanhos variando entre 0,2 mm e 0,4 mm e com bordas de titanita (Figura 8d, e). A titanita dos granitoides TTG é produto da liberação de Fe e Ti da titanomagnetita durante a atuação do processo de oxi-exsolução que originou os cristais de magnetita. Na população menos magnética, os minerais opacos são raros ou ausentes, ou ainda observa-se apenas a presença de hematita, o que explicaria os baixos valores de SM ($1,40 \times 10^{-5}$ a $7,70 \times 10^{-5}$ SIv). Os cristais de hematita sofrem um processo de hidratação em condições oxidantes formando goethita em suas bordas (Figura 8f), conforme a reação:

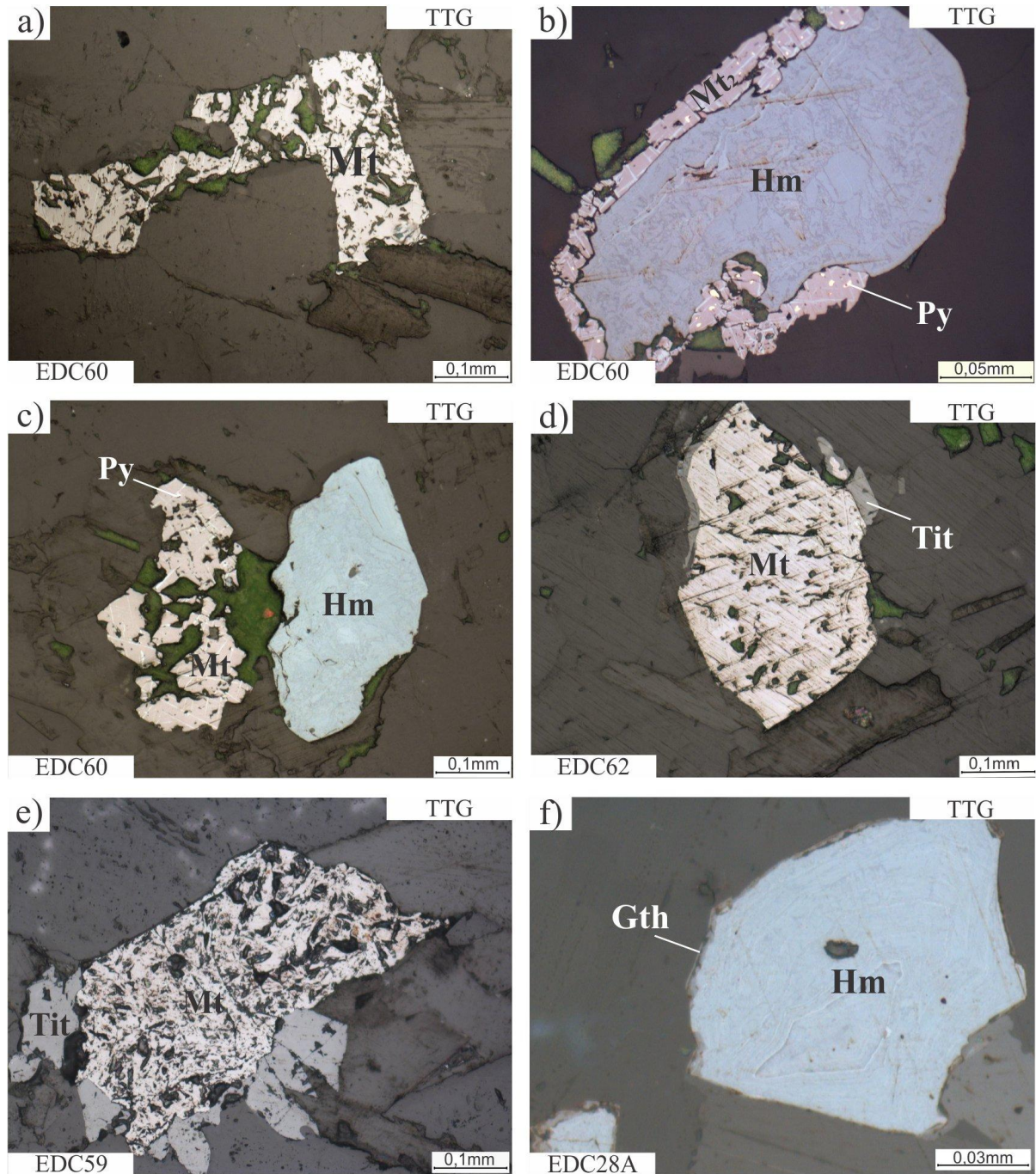


3.2.2 – Granitoides de alto-Mg

Amostras dessa unidade estão pesentes nas três populações magnéticas (A, B e C), com predominância naquela que concentra os valores mais baixos de SM. Nas rochas mais magnéticas ($1,95 \times 10^{-3}$ a $2,80 \times 10^{-3}$ SIv), a magnetita é dominante e possui cristais com faces bem formadas e dimensões médias de 0,2 mm (Figura 9a, b). As amostras que representam valores intermediários de SM ($1,79 \times 10^{-4}$ a $1,02 \times 10^{-3}$ SIv) ainda possuem cristais de magnetita em sua composição, porém esses apresentam-se com graus de martitização variando de incipiente (a hematita encontra-se como faixas finas e nas bordas dos cristais de Mt - Figura 9c) a alto (cristais de Mt sendo quase que totalmente substituídos por hematita - Figura 9d).

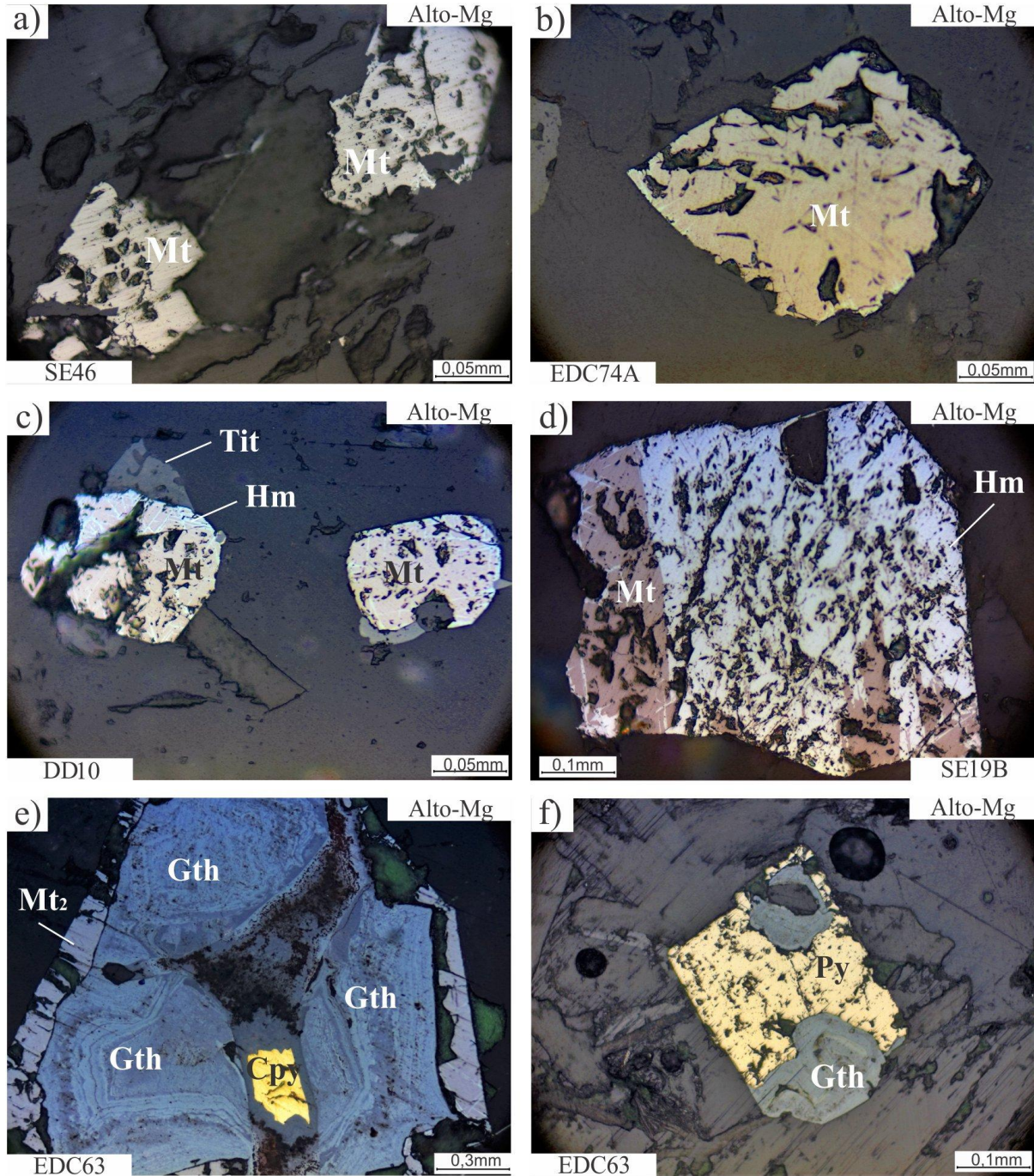
Os menores valores de SM ($3,20 \times 10^{-5}$ a $1,58 \times 10^{-4}$ SIv) estão associados às rochas com baixo conteúdo de magnetita, que por vezes, pode estar ausente. Este mineral, normalmente encontra-se na sua forma secundária, associada a sulfetos e nas bordas de cristais de goethita (Figura 9e). Os sulfetos são os principais minerais opacos encontrados nesta população de SM e, no geral, são transformados em goethita (Figura 9f) por processos de oxi-hidratação nos estágios *subsólidos*.

Figura 8 - Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos da associação TTG, ilustrando seus aspectos texturais: a) magnetita (Mt) hipidomórfica; b) magnetita secundária (Mt₂) associada com pirita (Py) e situada na borda do cristal de hematita (Hm); c) cristal de magnetita (Mt) ao lado de cristal de hematita (Hm); d), e) franjas de titanita (Tit) encontrada na borda de cristais de magnetita (Mt); f) goethita (Gth) bordejando o cristal de hematita (Hm).



Fonte: Elaborado pela autora

Figura 9 - Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos dos granitoides de alto-Mg, mostrando seus aspectos texturais: a) cristais hipidomórficos de magnetita (Mt); b) magnetita (Mt) idiomórfica; c) magnetita (Mt) com incipiente martitização (Hm) e associada à titanita (Tit); d) cristal de magnetita (Mt) com intensa martitização (Hm); e) magnetita secundária (Mt₂) na borda de cristais de goethita (Gth) associada à calcopirita (Cpy); f) cristal de pirita (Py) sendo substituído por goethita (Gth).

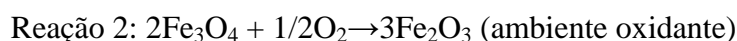


Fonte: E.O. Gabriel e D.C. Oliveira.

3.2.3 – Granitoides de alto Ba-Sr

As rochas dessa unidade apresentam grande variação nos valores de SM, isto é explicado pela diferença nos conteúdos modais de minerais opacos de suas amostras, consequentemente, de magnetita. Por isso, ela está presente nas três populações (A, B e C). Nas rochas mais magnéticas ($1,78 \times 10^{-3}$ a $1,23 \times 10^{-2}$ SIv), os cristais de Mt estão geralmente associados à biotita (Bt), estando inclusas nesse mineral ou presentes nos seus planos de clivagem (Magnetita secundária - Mt₂) como pode ser visualizado nas figuras 10a e 10b. Forma cristais hipidiomórficos (Figura 10c), porém podem ser encontrados sob a forma xenomórfica quando associados à titanita (Figura 10d). Suas dimensões variam de <0,1 mm a 2 mm.

A hematita é encontrada com maior frequência nesta unidade e pode estar presente tanto na borda dos cristais de magnetita (Figura 10e) como distribuída ao longo de todo o cristal, deixando apenas "ilhas" de Mt (Figura 10f). Esse mineral é mais frequente nas amostras pertencentes às populações B e C, o que justifica seus valores de SM mais baixos ($9,75 \times 10^{-6}$ a $1,76 \times 10^{-3}$ SIv). A formação da hematita através do processo de martitização é resultante dos processos de oxi-exsolução, sobre uma magnetita pobre em Ti. Esse processo ocorre geralmente nos planos de clivagem (111) da magnetita (HAGGERTY,1981b). A reação que explica esta formação pode ser descrita como:



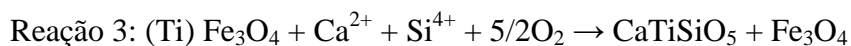
3.2.4 - Granodiorito Grotão

O Granodiorito Grotão está presente apenas nas populações com baixos valores de SM (B e C- $3,10 \times 10^{-5}$ a $3,29 \times 10^{-4}$ SIv). Isso ocorre devido ao baixo conteúdo de minerais opacos, como mostrado pelos dados de análise modal que, consequentemente, se traduz em um menor conteúdo de magnetita. Esse mineral é encontrado em um número reduzido de amostras e geralmente na forma xenomórfica com dimensões menores que 1 mm (Figura 11a). Por sua vez, a goethita é o principal mineral opaco dessa unidade, sendo produto da substituição de sulfetos, que pode ser parcial, visualizado pelas coroas de goethita em cristais de calcopirita (Figura 11b) e pirita (Figura 11c), ou total como mostra a figura 11d. Assim como na unidade de alto-Mg, a transformação de sulfetos em goethita é produto de processos de oxi-hidratação destes minerais que ocorre na durante a fase *subsólidus*.

3.2.5 – Granitoides de alto-K

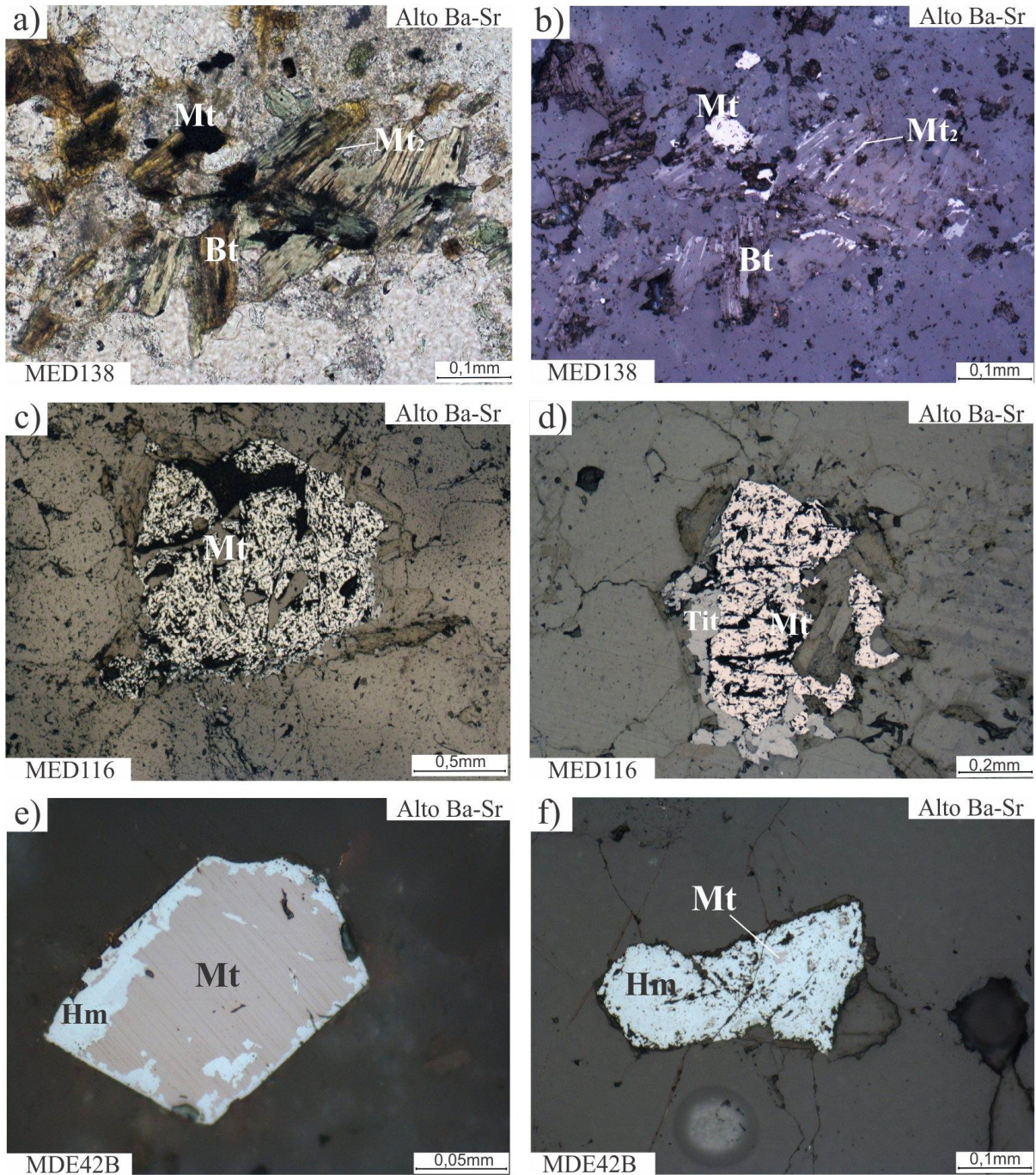
Assim como os granitoides de Alto Ba-Sr, as rochas de Alto-K apresentam grande variação nos valores de SM, estando presente nas três populações (A, B e C). No grupo de rochas com valores mais elevados de SM ($3,28 \times 10^{-4}$ a $2,78 \times 10^{-2}$ SIv), a magnetita é a principal fase mineral opaca com cristais, na sua maioria, hipidiomórficos (Figura 12a) e raramente xenomórficos. Forma cristais de dimensões variando entre 0,3 e 1 mm, sendo que os cristais menores estão associados à biotita (Figura 12b). Já nas amostras com baixos valores de SM ($2,70 \times 10^{-6}$ a $1,67 \times 10^{-4}$ SIv), os cristais de magnetita variam de xenomórficos a hipidiomórficos com dimensões médias de 0,1mm. Apresenta-se inclusa em cristais de biotita (Figura 12c) e com incipiente martitização, formando lamelas de hematita paralelas e em padrão treliça, associada à ilmenita que a bordeja (Figura 12d). A Ilmenita se apresenta na forma composta externa (Ilm Cext), mostrando um contato retilíneo com a magnetita. Isso sugere que a mesma seria, ainda, de origem magmática e não produto de oxi-exsolução do estágio *subsolidus* (OLIVEIRA *et al.* 2002; ALMEIDA *et al.* 2007).

Observa-se também a ocorrência de cristais de magnetita com bordas corroídas relacionada à franjas de titanita (Figura 12e) em rochas que contém sulfetos (calcopirita-Figura 12f). A presença de titanita indica que esta foi formada a partir da liberação de Fe e Ti da titanomagnetita (atualmente magnetita) com base na reação:



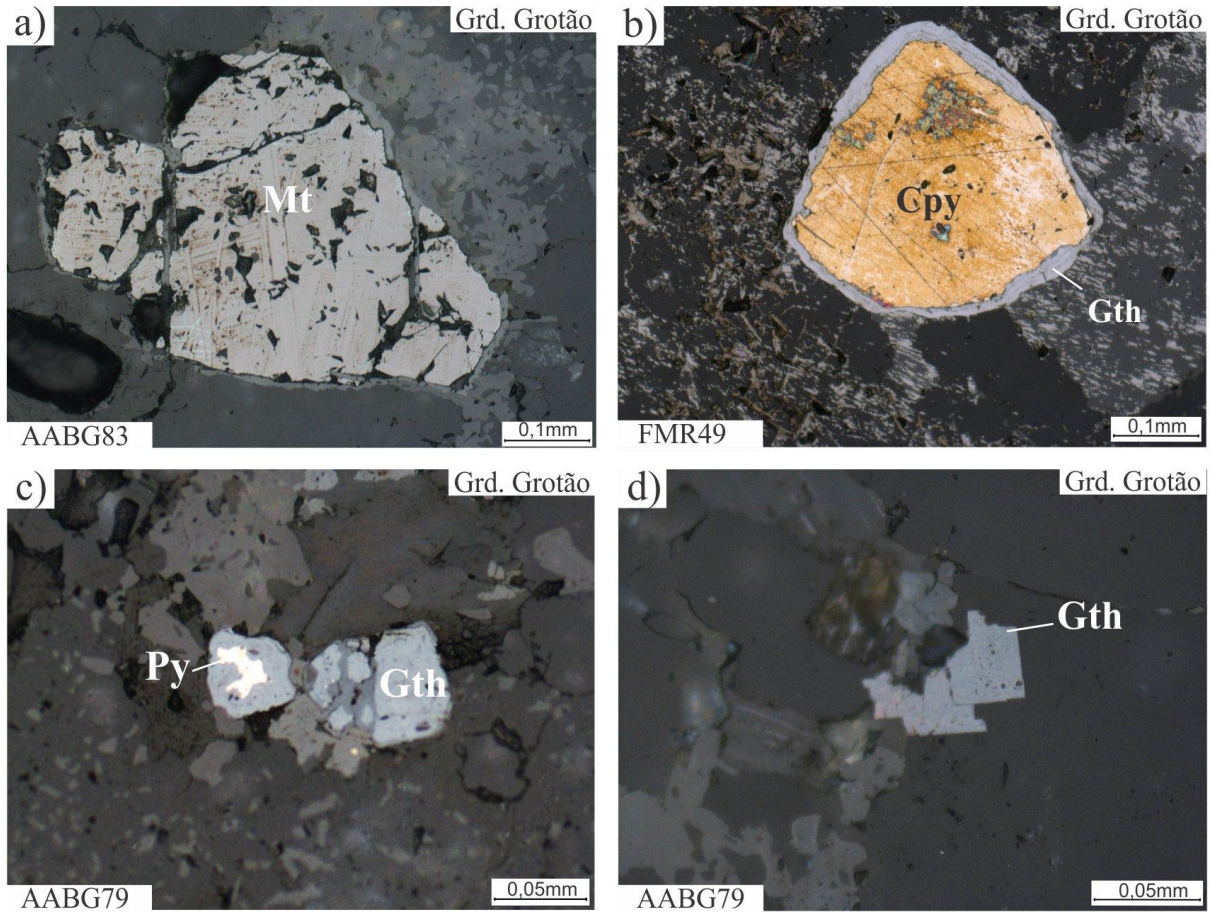
onde os íons de Ca^{+2} , Si^{4+} e O_2 , além de parte do Ti^{4+} seriam oriundos do líquido magmático (OLIVEIRA *et al.* 2002).

Figura 10 - Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos dos granitoides de alto Ba-Sr exibindo seus principais aspectos texturais: a) opacos associados a biotita (Bt) na luz natural; b) magnetita (Mt) incluída na biotita (Bt) e presente nas clivagens desse mineral; c) magnetita (Mt) hipidiomórfica e fraturada; d) cristal xenomórfico de magnetita (Mt) associada a titanita (Tit); e) Hematita (Hm) mantendo cristais de magnetita (Mt); f) Cristal de magnetita (Mt) em estado avançado de martitização, quase totalmente substituída por Hematita (Hm), onde se preservam "ilhas" de magnetita.



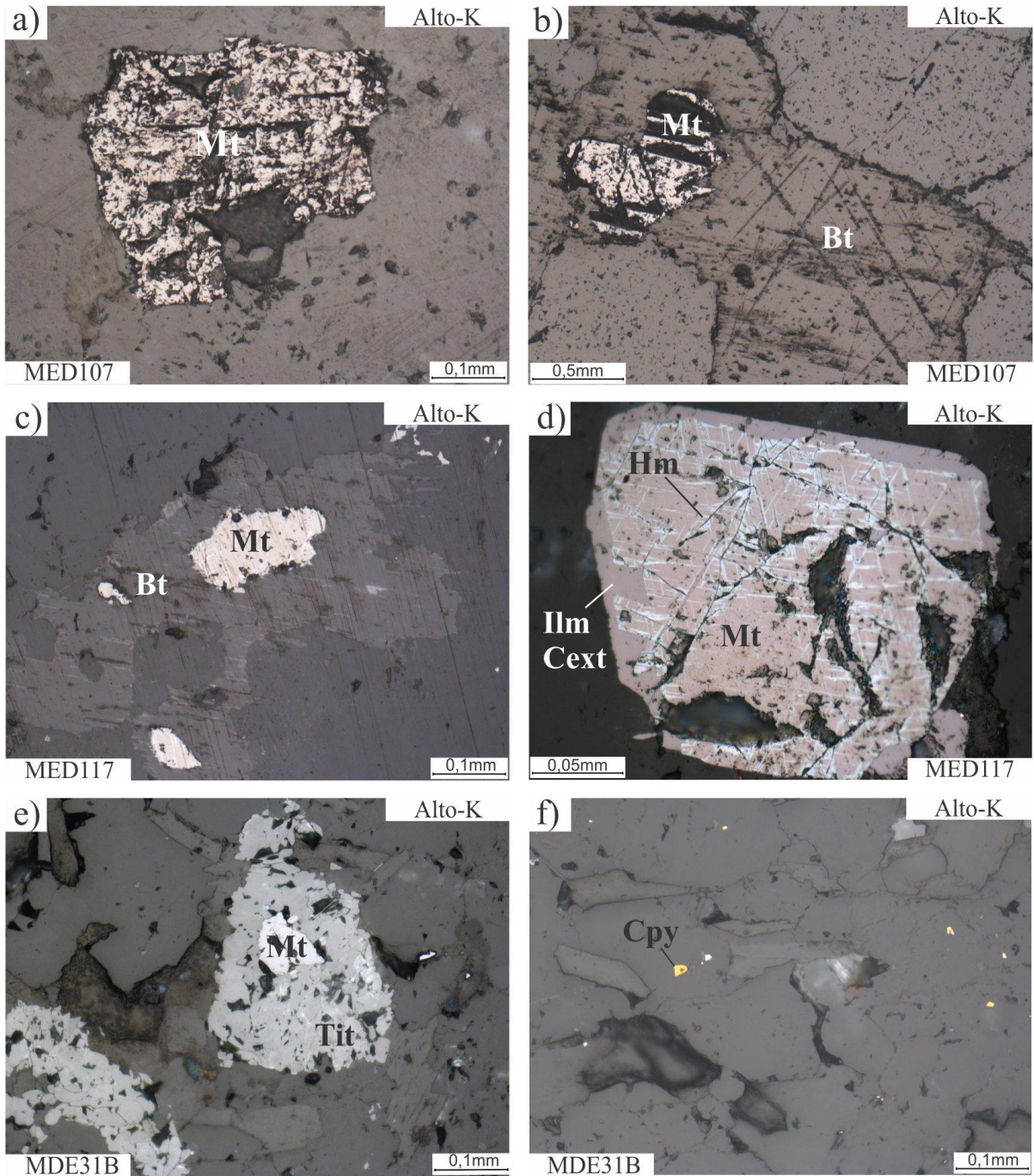
Fonte: Elaborado pela autora

Figura 11- Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos do Granodiorito Grotão, sendo composto pelos seguintes aspectos texturais: a) magnetita (Mt) hipidomórfica; b) cristais de calcopirita (Cpy) com coroa de goethita (Gth); c) pirita (Py) sendo substituída pela goethita (Gth); d) cristal de goethita (Gth) com pseudomorfo de pirita como resultado de sua completa substituição.



Fonte: Elaborado pela autora

Figura 12- Fotomicrografia (luz refletida) dos minerais óxidos dos granitoides de alto-K, ilustrando seus aspectos texturais: a) magnetita (Mt) hipidomórfica; b), c) magnetita (Mt) inclusa na biotita (Bt); d) ilmenita composta externa (Ilm Cext) associada com magnetita (Mt) incipientemente martitzada (hematita em padrão treliça); e) coroa de titanita (Tit) em cristal de magnetita (Mt) de bordas corroídas; f) pequenos cristais de calcopirita (Cpy) dispersos na rocha.



Fonte: Elaborado pela autora

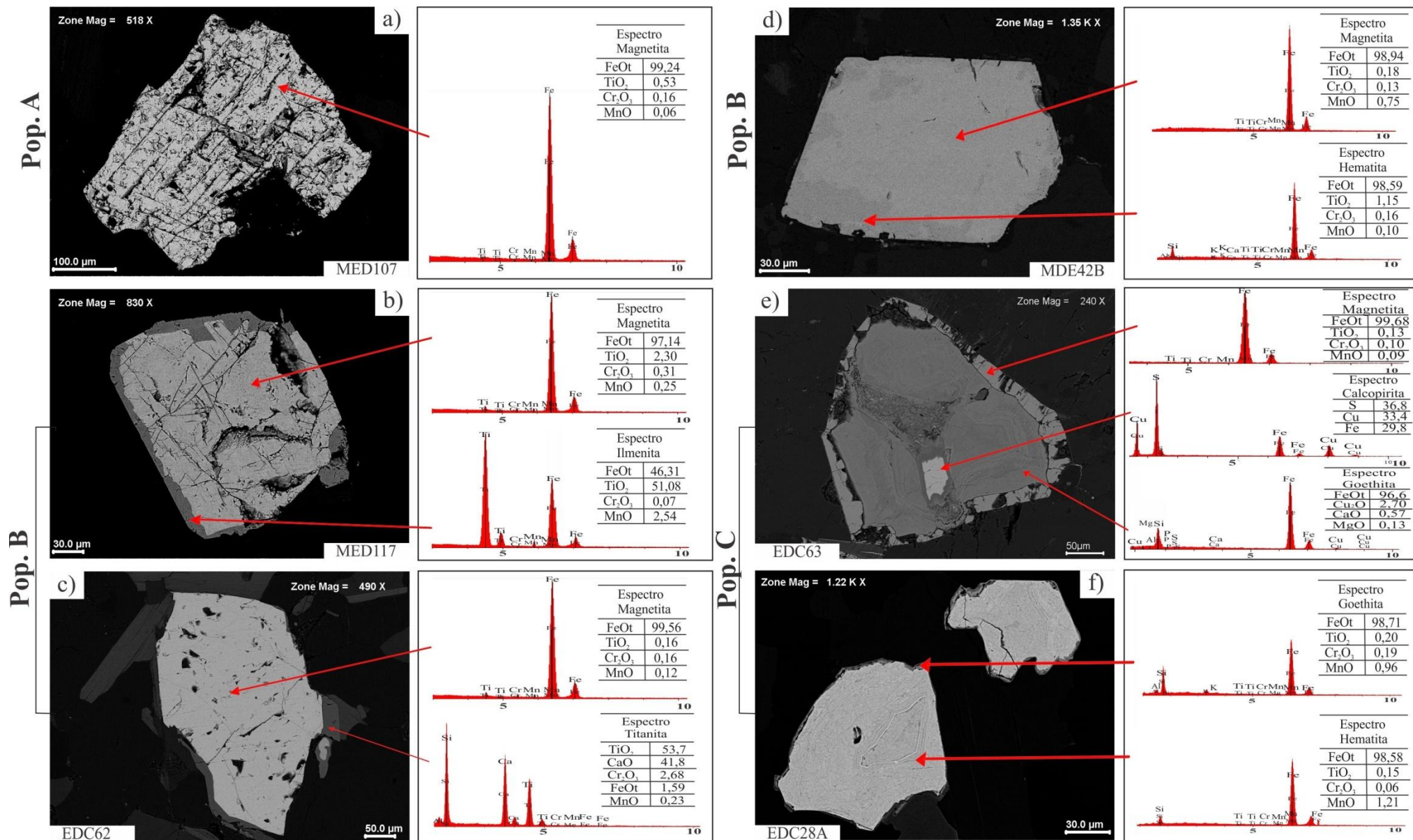
Analisando as unidades em conjunto, observa-se que a magnetita se apresenta com formas, dimensões, texturas e associações mineralógicas diferentes em cada população magnética. Essas variações são responsáveis pelas diferenças de valores de SM encontradas entre os granitoides estudados. No geral, a distribuição dos minerais opacos nas diferentes populações magnéticas pode ser descrita como:

1) *População A* ($1,78 \times 10^{-3}$ a $2,78 \times 10^{-2}$ SIv): possui cristais de magnetita primária com faces bem formadas, geralmente, hipidiomórficos com dimensões médias de 0,4 mm podendo atingir até 2 mm. Nessas rochas, esse mineral encontra-se bastante fraturado e não está associado a nenhum outro mineral opaco (Figura 13a). A magnetita sendo o principal mineral magnético da crosta terrestre (BUDDINGTON; LINDSLEY, 1964), explicaria os altos valores de SM nessas amostras.

2) *População B* ($1,79 \times 10^{-4}$ a $1,76 \times 10^{-3}$ SIv): é formada por um grupo de rochas onde a magnetita ocorre associada com outros minerais. São cristais que variam de formas hipidiomórficas a xenomórficas e com dimensões três vezes inferiores àquelas da população A. Estão associados a outros óxidos de Fe-Ti, como a ilmenita que ocorre bordejando estes cristais, caracterizada como ilmenita composta externa (Figura 13b), além de silicatos como a titanita (Figura 13c), ou ainda, sofrendo processos de martitização, em que a hematita substitui totalmente ou parcialmente os cristais de Mt (Figura 13d). Por mais que essas rochas apresentem cristais de magnetita, seus baixos valores de SM podem ser atribuídos a maior participação de minerais opacos menos magnéticos, como a hematita.

3) *População C* ($2,70 \times 10^{-6}$ a $1,72 \times 10^{-4}$ SIv): composta por amostras pobres em minerais opacos. A magnetita quando encontrada, geralmente está presente nas clivagens da biotita ou ainda, nas bordas de cristais de goethita, associada a sulfetos (magnetita secundária - Figura 13e). Ainda nesta população, ocorrem rochas desprovidas de magnetita e tendo a hematita como principal fase opaca. A goethita, além de ser produto de alteração de sulfetos, está presente também nos óxidos de Fe, sendo encontrada na borda dos cristais de hematita (Figura 13f). O baixo conteúdo modal de minerais opacos e a ausência de magnetita nestas amostras explicariam os baixos valores de SM das rochas desta população. Neste sentido, levando em consideração a correlação positiva existente entre os minerais opacos e máficos com a SM (Figuras 7a, b), estima-se que os minerais paramagnéticos são os principais responsáveis pelo controle da SM nas rochas desta população, uma vez que o conteúdo de magnetita nas mesmas é nulo ou bastante reduzido. Isto é corroborado pela presença marcante de epidoto magmático nas rochas menos magnéticas (granitoides de alto-Mg e Grotão).

Figura 13- Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, acompanhadas de espectros de análises EDS semiquantitativas das principais fases minerais identificadas nas diferentes populações magnéticas: a) cristal de magnetita isolado; b) cristal de magnetita com ilmenita composta externa associada; c) cristal de magnetita sendo bordejado por titanita; d) processo de martitização em cristais de magnetita; e) magnetita secundária na borda do cristal de goethita associada a calcopirita (E.O. Gabriel e D.C. Oliveira); f) cristais de hematita com bordas de goethita.



Fonte: Elaborado pela autora

3.3 SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe E Ti

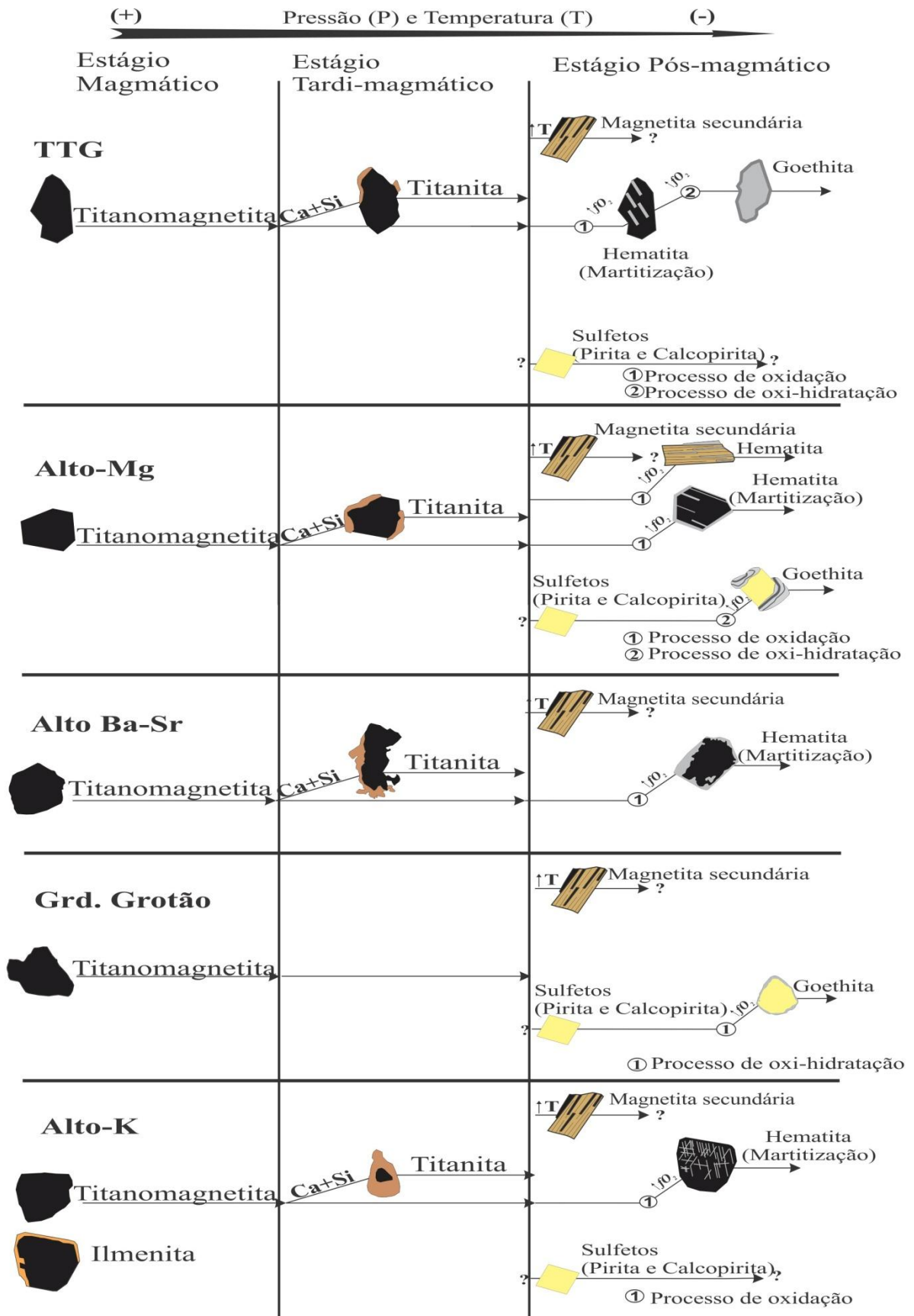
Os minerais opacos ocorrem comumente como inclusões nas principais fases minerais. Isto evidencia o caráter precoce desses minerais na história de cristalização do magma gerador dos granitoides da região de Água Azul do Norte. A partir da identificação das texturas e composições semiquantitativas dos minerais óxidos de Fe e Ti das unidades estudadas, propõem-se a seguinte sequência de formação, baseada em três estágios (magmático, tardi-magmático e pós-magmático) como mostra a figura 14:

1) *Estágio magmático*: em todas as unidades ocorre a cristalização precoce de titanomagnetita (magnetita), que geralmente está inclusa nas lamelas de biotita, e mais raramente nos cristais de anfibólio e feldspatos. Nos granitoides de alto-K ocorrem também a cristalização de ilmenita composta externa. Não existem evidências de inclusões na magnetita, sendo esta sempre associada às fases acessórias primárias como a apatita e o zircão, sugerindo que tenha cristalizado em temperaturas próximas daquelas de formação desses minerais.

2) *Estágio tardi-magmático*: não foram encontradas evidências texturais desse estágio nas rochas do Granodiorito Grotão, entretanto ele está presente nas demais unidades. Destaca-se pela formação de titanita a partir do titânio gerado pela desestabilização da titanomagnetita e sua substituição parcial. A disponibilidade de Ca e Si necessários a esta formação provém do líquido magmático ou ainda, da desestabilização do anfibólio (DALL'AGNOL *et al.*, 1999; OLIVEIRA *et al.*, 2002). Este estágio é marcado por texturas de coroas de titanita em cristais de magnetita.

3) *Estágio pós-magmático*: esse estágio é marcado pela formação de magnetita secundária a partir da desestabilização de minerais ferromagnesianos. Está presente principalmente ao longo dos planos de clivagem da biotita e é comum em todos os granitoides da região de Água Azul do Norte. A substituição da magnetita por hematita no processo de martitização ocorre em temperaturas menores que 620°C e, portanto, ainda em condições *subsolidus* (ALMEIDA *et al.* 2007). Este processo é frequente nos granitoides estudados, com exceção do Granodiorito Grotão. Sulfetos (pirita e calcopirita) são frequentes nestes granitoides e acredita-se que foram geradas na fase *subsolidus*. Nesse estágio há, também, a presença de goethita substituindo sulfetos e hematita a partir de processos de oxi-hidratação.

Figura 14- Ordem de cristalização dos minerais opacos dos granitoides de Água Azul do Norte.



Fonte: Elaborado pela autora

Baseado nas observações acima, é possível propor uma sequência de formação para os minerais opacos: (i) cristalização da titanomagnetita; (ii) cristalização da ilmenita composta externa nos granitoides de alto-K; (iii) formação da titanita a partir da desestabilização da magnetita mais rica em Ti; (iv) neoformação de magnetita secundária e hematita a partir da desestabilização dos ferromagnesianos; (v) cristalização de sulfetos; e (vi) martitização generalizada por processos de oxidação da magnetita e reações de oxi-hidratação dando origem à goethita.

Analisando os parâmetros de pressão total (P) e a temperatura (T), nota-se que esses decrescem de (i) para (vi), enquanto a fugacidade de oxigênio (fO_2) aumenta nesse mesmo sentido, levando em consideração as diferentes curvas tampões.

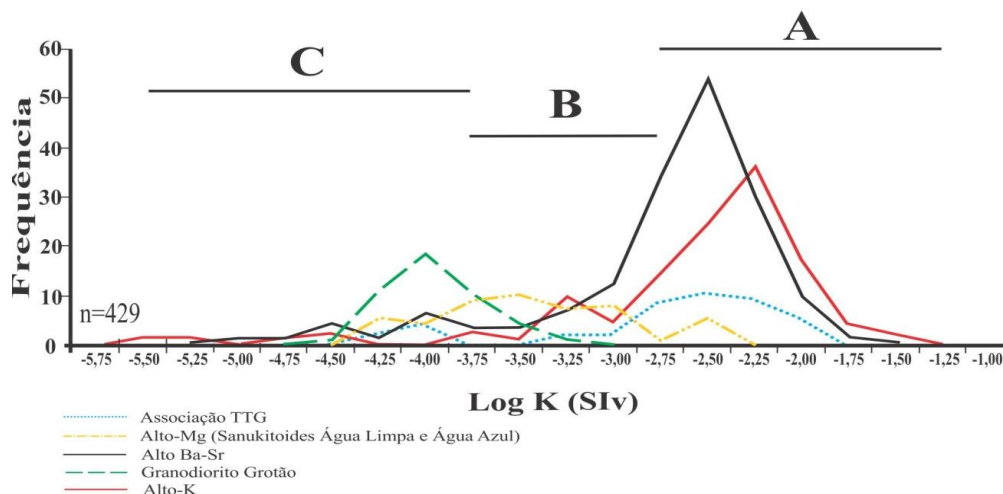
3.4 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O comportamento magnético dos granitoides de Água azul do Norte é dado principalmente pelo teor de minerais ferromagnéticos, sobretudo pela magnetita. Além disso, os valores de SM obtidos são influenciados: pela presença de outros minerais opacos (sulfetos e óxidos); variação na forma e tamanho dos cristais de magnetita; pelo grau de recristalização que pode favorecer a neoformação de magnetita ou até alteração hidrotermal, levando a desestabilização da magnetita primária e favorecendo o surgimento de outros óxidos (GABRIEL; OLIVEIRA, 2013); e pelos minerais paramagnéticos (biotita, anfibólio, epidoto) nas amostras com ausência ou pouca representatividade da magnetita. Entre os granitoides estudados, aqueles caracterizados como de alto Ba-Sr e alto-K detém a maior amplitude de valores de SM, variando entre as ordens de 10^{-6} à 10^{-3} SIv, com suas amostras concentrando-se na população mais magnética (pop. A). As amostras da associação TTG, que também apresentam maior concentração na população A, contém valores de SM da ordem de 10^{-5} a 10^{-3} SIv. Os menores valores de SM estão distribuídos entre os granitoides de alto-Mg e Granodiorito Grotão, sendo que a primeira se destaca, principalmente, na população B e a segunda, na população C, como mostra a Figura 15.

O papel importante da magnetita no comportamento magnético destes granitoides pode ser visualizado na correlação positiva entre os valores de SM e o conteúdo modal de minerais opacos em todas as unidades estudadas. Entretanto, algumas amostras apresentam um alto conteúdo de minerais opacos e baixos valores de SM, sugerindo a presença de outras fases minerais de Fe-Ti primárias ou como produtos de alterações e reações de substituição e exsolução tardi-magmáticos a pós-magmáticos (titanita, calcopirita, pirita, ilmenita, hematita e goethita). Geralmente, nos granitoides de alto Ba-Sr, alto-K e TTG, esses minerais óxidos

estão associados às amostras com alto conteúdo de minerais máficos, em especial, a bioita. Dessa forma, estabelecem uma correlação positiva entre SM e conteúdo de minerais máficos. Em contrapartida, os sanukitoides de alto-Mg apresentam conteúdos reduzidos de magnetita em rochas ricas em minerais ferromagnesianos, e consequentemente, os mais baixos valores de SM. Essa análise é reforçada pela relação entre SM e a soma dos óxidos constituintes de minerais máficos ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, CaO , TiO_2 e MgO) que mostram que os valores de SM dos demais granitoides crescem paralelamente ao aumento conteúdo desses elementos e decrescem nas rochas de alto-Mg. Este comportamento pode ser atribuído aos elevados conteúdos de epidoto magmático encontrado tanto nos sanukitoides quanto no Granodiorito Grotão, que elevam o conteúdo de Fe, Mg e Ca nestas rochas, e por serem precoces na história de cristalização das mesma, inibem a formação magnetita primária.

Figura 15- Comparação entre os valores de SM dos granitoides estudados em escala logarítmica.



Fonte: Elaborado pela autora

No estágio precoce de cristalização magmática, a principal fase opaca encontrada nas rochas estudadas seria a titanomagnetita que originou por reações de oxi-exolução a magnetita pobre em titânio. Nos granitoides de alto-K ocorrem também a cristalização de ilmenita no estágio magmático. No estágio tardi-magmático, a formação de titanita a partir do titânio liberado da desestabilização da magnetita é bastante observada por texturas impressas nessas rochas. Em condições mais oxidantes, no estágio pós-magmático, a magnetita sofre processo de martitização dando origem à hematita, processo comum nos granitoides da região de Água Azul do Norte, com exceção das rochas do Granodiorito Grotão. É possível ainda encontrar goethita associada à alteração de sulfetos (pirita e calcopirita) formada a partir de reações de oxi-hidratação. A magnetita secundária também está presente em todas as unidades estudadas e é visualizada, principalmente, ao longo de planos de clivagens de minerais ferromagnesianos.

Em se tratando de fugacidade de oxigênio, nota-se que os granitoides de Água Azul do Norte se comportam de duas maneiras:

1) leucogranitos de alto-Ba-Sr, alto-K e TTG's estão ligados as paragêneses compostas por uma associação de titanita (idiomórfica) + magnetita + quartzo que indicam condições de fO_2 relativamente elevadas, similares às do tampão HITMQ descrito por Wones (1989). Isto é ratificado por Haggerty (1976), que define condições de fO_2 pouco acima do tampão FMQ para o equilíbrio de rochas graníticas. Entretanto, é necessário levar em consideração os processos presentes nessas rochas, que ocorrem em condições *subsolidus* como o de martitização nos cristais de magnetita, típica do estágio pós-magmático, onde é provável que tenha se passado quando ocorreu um aumento de fO_2 devido o acúmulo de voláteis resultantes da cristalização magmática ou da atuação de processos deformacionais, indicando que condições acima do tampão HM foram atingidas nesse estágio (FROST, 1991).

2) Sanukitoides (alto-Mg) e o Granodiorito Grotão apresentam comportamentos magnéticos idênticos. Os primeiros apresentam associações mineralógicas semelhantes a Suíte Sanukitoide do Domínio Rio Maria (OLIVEIRA M.A. *et al.* 2010), por isso, admite-se condições de fO_2 semelhantes, onde acredita-se que essas rochas se formaram entre os tampões HM e FMQ. As baixas concentrações de minerais opacos e de magnetita nessas rochas, resultando nos seus baixos valores de SM, estão relacionados ao expressivo conteúdo modal de epidoto magmático, formado a partir da substituição da magnetita (OLIVEIRA M.A. *et al.* 2010). Por outro lado, outras rochas de alto-Mg estariam relacionadas à formação da magnetita em parte substituindo o epidoto magmático, durante o evento de deformação e recristalização conforme discutido por GABRIEL; OLIVEIRA (2013). Esta evidência vai de contra a hipótese de aumento de fO_2 durante a evolução magmática desses granitoides, 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 D. C. *et al.* 2010b). Assim, acredita-se que ocorreram diferentes condições oxidantes durante a formação das unidades de alto-Mg de Água Azul do Norte: a que permitiu o equilíbrio entre minerais opacos e anfibólio/epidoto ainda no estágio magmático e a que não deixou que esse equilíbrio ocorresse (GABRIEL; OLIVEIRA, 2013). É importante enfatizar que no estágio pós-magmático, ouve localmente intensa martitização da magnetita nos granitoides de alto-Mg, o que sugere um aumento da fugacidade de oxigênio durante o estágio *subsolidus*, provavelmente como resultado do crescimento do teor de voláteis, abundantes em rochas sanukitoides (magmas com >7% de H₂O dissolvida), indicando que nesse estágio, condições acima do tampão HM foram localmente atingidas.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. *Brasilian structural provinces: an introduction Earth-Science Reviews*. 1981. 17:1-29.
- ALMEIDA, J. A. C. *Geologia, petrografia e geoquímica do granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará*. 2005. 170f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.
- ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL, R.; DIAS, S. B.; ALTHOFF, F. J. Origin of the Archean leucogranodiorite– granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos*, v. 120, p. 235–257, 2010.
- ALMEIDA, J. A. C., DALL'AGNOL, R., LEITE, A. A. S. *Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane, Carajás Province, Brazil*. 2013. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 103-126
- ALMEIDA, J. A. C., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D. C. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará*. 2006. *Revista Brasileira de Geociências*, 36:282-295.
- ALMEIDA, J. A. C., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, M. A., MACAMBIRA, M. B., PIMENTEL M. M., RÄMÖ O. T., GUIMARÃES F. V., LEITE A. A. S. *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*. 2011. 187:201-221.
- ALMEIDA, J. A. C., GUIMARÃES, F. V., DALL'AGNOL, R. *Petrologia Magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará*. 2007. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:17-36.
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N. *Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A: relatório final*. Rio de Janeiro: CPRM, 1991. 136p.
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTA, J. B. S. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. p. 324-338.
- AVELAR, V. G. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental*. 1996. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149p.
- AVELAR V. G., LAFON J. M., CORREIO JR. F. C., MACAMBIRA E. M. B. O. *Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos*. 1999. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):454-460.
- BALSLEY, J. R., BUDDINGTON, A. F. *Iron-titanium oxide minerals, rocks, and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York*. 1958. *Economic geology*. 53 (7):77-805.

BARBOSA A.A., LAFON J.M., NEVES A.P., VALE A.G. *Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo Proterozoico da região de Redenção*. 1995. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, 7:147-164.

BÉDARD, J. H. *A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub continental lithospheric mantle*. 2006. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(5): 1188-1214.

BÉDARD, J. H., P. BROUILLETTE, L. MADORE E A. BERCLAZ. *Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonics versus vertical tectonic models*. 2003. *Precambrian Research* 127: 61-87.

BUDDINGTON, A. F.; LINDSLEY, D. H. *Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents*. 1964. *Journal of Petrology*. v.5, n.2, p.310-357.

CANDIA, M. A. F.; SZABÓ, G. A. J.; DEL LAMA, E. A. *Petrologia Metamórfica - Fundamentos para a Interpretação de Diagramas de Fase*. 2003. EDUSP, 190 p.

COLLINSON, D. W. *Methods in rock magnetism and paleomagnetism (techniques and instrumentation)*. New York: Chapman and Hall, 1983. 503p.

CONDIE, K. C. *TTGs and adakites: are they both slab melts?*. 2005. *Lithos* 80(1-4): 33-44.

CONDIE, K. C., ABBOTT; D. H. (EDS.). 1999. *Preface to special volume on Oceanic plateaus and hotspot islands: identification and role in continental growth*. *Lithos* 46(1): 1-4.

COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, J. B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J.M. *A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos*. 1995. Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra. 7,20 199-235.

CRISS, R., CHAMPION, D. E. *Magnetic properties of granitic rocks from Southern half of Idaho Batholith: influences of hydrothermal alteration and implications for aeromagnetic interpretation*. 1984. *Journal of Geophysical Research*, 89 (88): 7061-7076.

DALL'AGNOL R., LAFON J.M., MACAMBIRA M.J.B. *Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects*. 1994. *Mineral. Petrology*, 50:113-138.

DALL'AGNOL R., OLIVEIRA D.C., LAMARÃO C.N. *Magmatismo granitoide arqueano e evolução geológica do Subdomínio de Transição da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, Brasil*. 2013. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, v. 8, n. 3, p. 251-256.

DALL'AGNOL R., OLIVEIRA M.A., ALMEIDA J.A.C., ALTHOFF F.J., LEITE A.A.S., OLIVEIRA D.C., BARROS C.E.M.. *Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton*. 2006. In: R. DALL'AGNOL, L.T. ROSA-COSTA, E.L. KLEIN (EDS.) *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and*

Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts ,Volume and Field Trips Guide, Belém, PRONEX-UFFPA/SBG, p.97-150.

DALL'AGNOL, R., RÄMÖ, O. T., MAGALHÃES, M. S., MACAMBIRA, M. J. B., *Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites.* 1999. *Lithos*, 46:431-462.

DALL'AGNOL R., SOUZA Z. S., ALTHOFF F. J., BARROS C. E. M., LEITE A. A. S., JORGE JOÃO X. S. *General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. In: Internacional Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Excursion guide.* 1997. Salvador, p.135-161.

DALL'AGNOL R., TEIXEIRA N. P., RÄMÖ O. T., MOURA C. A. V., MACAMBIRA M. J. B., OLIVEIRA D. C. *Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil.* 2005. *Lithos*, 80:101-129.

DIAS S.B. *Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito-greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará.* 2009. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.

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

EUGSTER, H. P. *Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. I our. C hem. P h y s i e s.* 1957. 26 r p. 1160

_____. *Muscovite-paragonite join and its use as a geologic thermometer.* 1956. *Geol. Soc. Am. BuJl.*, 61,1693.

EUGSTER, H. P., WONES, D. R. *Stability relations of the ferruginous biotite, annite.* 1962. *J. Petr.*, 3,82-125.

EVANS, O. C.; HANSON, G.N. Late- to post-kinematic Archean granitoids of the S.W. Superior Province: derivation through direct mantle melting. *In: WIT, M. J.; ASHWAL, L. D. (Eds.). Greenstone Belts.* Oxford: Oxford University Press, 1997. p. 280–295. (Monographs on Geology and Geophysics, 25).

FEIO G. R. L., DALL'AGNOL R., DANTAS E. L., MACAMBIRA M. J. B., SANTOS J. O. S., ALTHOFF F. J. *Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.* 2012. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.

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. *Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.* 2013. *Precambrian Research*, 227:157-185

FROST, B.R. 1991. *Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks.* *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* v.25, p.489-509.

GABRIEL, E.O. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitoides Arqueanos da Porção Nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás*. 2012. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. (Dissertação de Mestrado).

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

_____. *Petrologia magnética dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, porção sul do Domínio Carajás- Pará*. 2013 Revista do Instituto de Geociências- USP. São Paulo, v.13, n.4, p. 89-110.

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

GARDIEN, V., THOMPSON, A. B., GRUJIC, D., ULMER, P. *Experimental melting of biotite+plagioclase+quartz±muscovite assemblages and implications for crustal melting*. 1995. Journal of Geophysical Research — Solid Earth 100, 15581–15591.

GARDIEN, V., THOMPSON, A. B., ULMER, P. *Melting of biotite+plagioclase+quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole*. 2000. Journal of Petrology 41, 651–666.

GASTAL M.C.P. *Petrologia do Maciço Granítico Musa, Sudeste do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 1987. 316 p. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA.

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

GRANT, F. S.. *Aeromagnetism, geology and ore environments, I. magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview*. 1985 Geoexploration, 23: 303-333.

GUIMARÃES F. V. *Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemito Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito–greenstone de Rio Maria - SE do Pará*. 2009. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102p.

GUIMARÃES, F.V., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D.C., SILVA, A.C., TEIXEIRA, M.F.B., SANTOS, P.A. *Geologia Preliminar da Porção Leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás- PA*. 2012. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, CDrom.

HAGGERTY, S.E. *Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks*. In: RUMBLE (Ed). *Oxide Minerals*. Washington: Mineral Society of America. 1976. p.101-300.

_____. *Oxidation of opaque mineral oxides in basalts*. In: D.Rumble III (ed.) *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington, Miner. Soc. Am. P. 1981. Hg1-Hg99. (Short course notes).

HALLA, J. *Late archean high-mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust mantle interactions*. 2005. *Lithos*, 79:161-178.

HATTORI, K. *Magnetic felsic intrusions associated with canadian Archean gold deposits*. 1987. *Geology*, 15: 1107-1111.

HENKEL, H. *Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden: Pure and Applied Geophysics*. 1976, 114, 235- 249

HIRATA W. K., RIGON J. C., KADEKARU K., CORDEIRO A. A. C., MEIRELES E. M. *Geologia regional da Província Mineral de Carajás*. 1982. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Anais, Belém, v.1, p.100-110.

HUHN, S. B.; MACAMBIRA, M. J. B; DALL'AGNOL, R. *Geologia e Geocronologia Pb/Pb do granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA*. 1999. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus, Anais...SBG. (1). p. 463-466.

HUHN S. R. B., SANTOS A. B. S., AMARAL A. F., LEDSHAM E. J., GOUVEIA J. L., MARTINS L. B. P., MONTALVÃO R. M. G., COSTA V. G. *O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - sul do Pará*. 1988. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, v.3, p.1438-1453.

ISHIHARA, S. *The granitoid series and mineralization*. 1981. In: SKINNER. B. J. ed. *Economic Geology*, 75th anniversary Volume, p.458-484.

KOTO B. *On the volcanoes of Japan, (V)*. 1916. *Journal Geological Society Tokyo*, 23:95-127.

KOVALENKO A.V., CLEMENS J.D., SAVATENKOV V.M.. *Petrogenetic constraints for the genesis of archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield*. 2005. *Lithos* 79:147-160.

LAFON J.M., MACAMBIRA M.J.B., PIDGEON R.T. *Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil)*. 2000. In: International Geological Congress, 31, Abstracts, Rio de Janeiro, CDrom.

LAPOINTE, P., CHOMYN, B.A., MORRIS, W.A. AND COLES R.L. *Significance of magnetic susceptibility measurements from the Lac du Bonnet batholith, Manitoba, Canada*. 1984. *Geoexploration*, v.22, pp.217 -229.

LAPOINTE, P., MORRIS, W. A., HARDING, K. L. *Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of rocks alteration*. 1986. *Can J. Earth Sci.*, 23: 393-401.

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

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

LEITE A. A. S., DALL'AGNOL R., ALTHOFF F. J. *Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria–Cráton Amazônico*. 1999. *Rev. Bras. Geoc.*, 23:429-436

LEITE A. A. S., DALL'AGNOL R., MACAMBIRA M. J. B., ALTHOFF F. J. *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*. 2004. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):447-458.

LEITE-SANTOS, P. J., OLIVEIRA, D. C. *Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá, Província Carajás*. 2016. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. 16(2) 37-66

_____. *Trondjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás*. 2014. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 9(3): 635-659.

MACAMBIRA E .M. B., VALE A. G. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B*. 1997. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.

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

MACAMBIRA, M.J.B., LANCELOT, J. *Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil*. 1996. *International Geology Review* 38: 1134- 1142

MACHADO N., LINDENMAYER Z., KROGH T.E., LINDENMAYER D. *U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil*. 1991. *Precambrian Research*, 49:329-354.

MAGALHÃES, M. S., DALL'AGNOL, R. *Estudos de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria- SE do Pará) e suas implicações petrológicas*. 1992. *Revista Brasileira de Geociência*, n.22, p. 184-197.

MAGALHÃES, M. S., FIGUEIREDO, M.A.B.M., ALTHOFF, F. J. *Comportamento magnético do Tonalito Arco Verde e do Granito Guaratã, Rio Maria, Pará: susceptibilidade magnética e minerais opacos*. 1994. In: SIMP, GEOL., AMAZ., 4. Belém, SBG. p 347-348.

MARTIN, H., *Petrogenesis of Archean trondjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Filand: major and trace element geochemistry*. 1987. *Journal of Petrology* 28(5): 921-953.

MARTIN, H., J. J. PEUCAT, J. C. SABATÉ, CUNHA., J. C. *Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil*. 1997. *Precambrian Research* 82(1-2): 35-62.

MEDEIROS H., DALL'AGNOL R. *Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará*. 1988. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, v.3, p.1488-1499.

MOONEY, H. M., BLEIFUSS, R. *Magnetic susceptibility measurements in Minnesota part II, analysis of field results*. 1953. *Geophysics*, 18: 383-393.

MORETO, C. P. N., MONTEIRO, L. V. S., XAVIER, R. P., AMARAL, W. S., SANTOS, T. J. S., JULIANI, C., SOUZA FILHO, C.R. *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*. 2011. *Mineralium Deposita*, 46:789-811.

MOUGEOT R, RESPAUT J.P., MARCOUX E., MILÉSI J.P., LEDRU P., JOHAN V. *Geochemical and mineralogical characterizations of sulphide associated to the Jacobina gold mineralizations (Bahia-Brazil)*. 1996. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Boletim de Resumos Expandidos. SBG, v.3:318-320.

MOYEN, J. F., MARTIN, H. *Forty years of TTG research*. 2012. *Lithos* 148: 312-336.

MOYEN, J. F., STEVENS, G. *Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics*. 2006. In: K. BENN, J.-C. MARESCHAL E K. C. CONDIE (Eds.): *Archean geodynamics and environments*: 149-178. American Geophysical Union, Washington.

MOYEN, J. F., VAN HUNEN, J. *Short-term episodicity of Archaean plate tectonics*. 2012. *Geology* 40(5): 451-454.

NASCIMENTO, F. G. C. *Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA*. 2006. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177p.

NOGUEIRA, A. C. R., TRUCKENBRODT, W., PINHEIRO, R.V.L. *Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição*. 1995. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:177-197.

OLIVEIRA, D. C. *Modelos de evolução e colocação dos Granitos Paleoproterozóicos da suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. 2006. 186p. Tese de doutorado- Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Belém.

OLIVEIRA, D. C., DALL'AGNOL, R., BARROS, C. E. M., FIGUEREDO, M. A. B. M, *Petrologia magnética do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. 2002. In: KLEIN, E. L., VASQUEZ, M. L., ROSA-COSTA, L.T (EDS). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, Belém, vol. 3, p. 115-132

OLIVEIRA, D. C., DALL' AGNOL, R., SILVA, J. B. C. *Gavimetric, radiometric, and Magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons eastern Amazonian Craton, Brazil: Implication for architecture and zoning of A-type granites*. 2008. *Journal of South American Earth Sciences*, 25:100-115.

OLIVEIRA, D. C., SANTOS, P. J. L., GABRIEL, E. O., RODRIGUES, D. S., FARESIN, A. C., SILVA, M. L. T., SOUSA, S. D., SANTOS, R. V., SILVA, A. C., SOUZA, M. C., SANTOS, R. D., MACAMBIRA, M. J. B. *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*. 2010. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom (in Portuguese).

OLIVEIRA M.A., DALL'AGNOL R., ALMEIDA J.A.C. *Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series*. 2011. *Lithos*, 127:192-209.

OLIVEIRA, M.A., DALL'AGNOL, R., ALTHOFF, F.J., LEITE, A.A.S. *Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil*. 2009. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:146-160.

OLIVEIRA M.A., DALL'AGNOL R., SCAILLET B. *Petrological constraints on crystallization conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil*. 2010. *Journal of Petrology*, 51:2121–2148.

PATIÑO DOUCE, A. E., *Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar*. 2005. *Journal of Petrology* 46, 275–290.

PINHEIRO, R. V., HOLDSWORTH, R. E. *Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará*. 2000. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:597-606.

PINTO JÚNIOR, P. S. C. 2013. *Estudo de Suscetibilidade Magnética e Minerais Óxidos de Fe e Ti dos Granitoides Arqueano da Região de Nova Canadá – Província Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Faculdade de Geologia, Belém.

RICCI P.S.F., CARVALHO M.A. *Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited*. 2006. In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom.

ROCHA JR., G. L. D. 2004. *Caracterização petrográfica do Granito Paleoproterozóico Marajoara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do estado do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de geociências. 45p. (TCC).

RODRIGUES E.M.S., LAFON J.M., SCHELLER T. *Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados*. 1992. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Resumos, São Paulo, v.2, p.183-184.

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

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

RUTTER, M. J. ,WYLLIE, P. J. *Melting of vapour-absent at 10 kb to simulate dehydration-melting in the deep crust*. 1988. Nature 331, 159-60.

SANTOS C. C. F. *Suscetibilidade magnética e minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Boa Sorte, porção sul Domínio Carajás, Província Carajás*. 2013. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Faculdade de Geologia, Belém.

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

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

SANTOS, M.S. *Geologia e Geoquímica de Granitoides Arqueanos de Água Azul Do Norte (PA) - Província Carajás*. 2016. Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

SANTOS, P. A., FEIO, G. R. L., DALL'AGNOL, R., COSTI, H. T., LAMARÃO, C. N., GALARZA, M. A. *Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajas Province, southeast of Pará, Brazil*. 2013a. Brazilian Journal of Geology, 43 (1): 2-15.

SANTOS, P. A.; TEIXEIRA, M. F. B.; DALL'AGNOL, R.; GUIMARÃES, E.F.V. *Geologia, petrografia e geoquímica da associação tonalitotondhjemito-granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará*. 2013b. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais 8(3): 257-290.

SANTOS, P. J., OLIVEIRA, D. C. *Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Granodioríticas-Graníticas de Nova Canadá, Subdomínio de Transição, Província Carajás*. 2012. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46 anos, Santos-SP, CDrom

SANTOS, P. J., OLIVEIRA, D. C., GALARZA, M. A., MACAMBIRA, M. J. B., *Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. 2010. In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom.

SANTOS R. D., GALARZA M.A., OLIVEIRA D.C. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio Norito Pium, Província Carajás*. 2013. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais, 8(3):355-382.

SANTOS R. T. S. *Geologia, petrografia e microscopia eletrônica de varredura, do Ganodiorito Grotão, Terreno granito-greenstone de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará*.

2013. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Faculdade de Geologia, Belém.

SARDINHA A. S., DALL'AGNOL R., GOMES A. C. B., MACAMBIRA M. J. B., GALARZA M. A. *Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás*. 2004. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, CD-Rom.

SHIREY S. B., HANSON G. N. *Mantle-derived archaean monzodiorites e trachyandesites*. 1984. *Nature*, 310:222-224.

SILVA, A. C., DALL'AGNOL, R., GUIMARÃES, F. V., OLIVEIRA, D. C. *Geologia, petrografia e geoquímica de associações tonalíticas e trondhjemíticas arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará*. 2014. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*9(1): 13-45.

SILVA, A. C., OLIVEIRA, D. C., MACAMBIRA, M. J. B., *Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte - PA, Província Mineral de Carajás*. 2010. In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom.

SILVA G.C., LIMA M.I.C., ANDRADE A.R.F., ISSLER R.S., GUIMARÃES G. 1974. *Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM, v.4, p.1-143.

SILVA, M. L. T., OLIVEIRA, D. C., MACAMBIRA, M. J. B. *Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de Vila Jussara, Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. 2010. In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom.

SINGH, J., JOHANNES, W. *Dehydration melting of tonalites. 2. Compositions of melts and solids*. 1996. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 26-44.

SKJERLIE, K. P., JOHNSTON, A. D. *Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite-bearing and amphibole bearing tonalitic gneiss—implications for the generation of A-type granites*. 1992. *Geology* 20, 263-266

SMITHIES R.H. E CHAMPION D.C. *The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth*. 2000. *Journal of Petrology*, 41:1653-1671.

SOUSA, S. D., OLIVEIRA, D. C., GABRIEL, E. O., MACAMBIRA, M. J. B., *Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) – PMC*. 2010. In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom.

SPEER, J. A.. *Petrology of cordierite-and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, USA*. 1981 *Can. Miner*, 19, 35-46.

STERN A.L., HANSON G. *Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin*. 1991. *Journal of Petrology*, 32:201-238.

- STERN R.A., HANSON G.N., SHIREY S.B. *Petrogenesis of mantle-derived, lile-enriched archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province*. 1989. Canadian Journal of Earth Sciences, 26:1688–1712.
- STRECKEIESEN A. *To each plutonic rocks its proper name*. 1976. Earth Sci. Rev., 12:1-33.
- SYLVESTER, P. J. *Archaean granite plutons*. 1994. In: K. C. CONDIE (EDS): *Archean Crustal Evolution*: 261-314. Elsevier, Amsterdam.
- TARNEY, J., A. SAUNDERS, *Crustal growth mechanisms and mantle evolution*. 1990. Extended Abstracts of the International Archaean Symposium 3: 451452.
- TASSINARI, C. C. G, MACAMBIRA, M. J. B.. *Evolução tectônica do Cráton Amazônico*. 2004. In: V. Mantesso-neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro e B. B. Brito NEVES (Orgs.): *Geologia do continente sul americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: 471-486. BECA, São Paulo.
- TATSUMI Y. E ISHIZAKA K. *Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, (I)*. 1982. Petrographical and Chemical Characteristics. Earth and Planetary Science Letters, 60:293–304
- TEIXEIRA M.F.B. 2013. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-PA*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.184p.
- 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. *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*. 2008. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- WASILEWSKI, P.J., WARNER, R.D., *Magnetic petrology of deep crustal rocks—Ivrea Zone, Italy*. 1988. Earth Planet. Sci. Lett. 87, 347 – 361. In: Kletetschka, G., Wasilewski, P. J., Taylor, P.T. 2002. The role of hematite–ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. Tectonophysics. 167 – 177
- WIRTH K.R., GIBBS A.K., OLSZEWSKI JR. W.J. *U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil*. 1986. Revista Brasileira de Geociências, 16(2):195-200.
- WONES, D.R. *Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks*. 1989. American Mineralogist. v.74, p.744-749.