



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA
DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA PORÇÃO NORDESTE
DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

ELEILSON OLIVEIRA GABRIEL

Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)

**BELÉM
2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

G118g Gabriel, Eleilson Oliveira

Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitoides Arqueanos da Porção Nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás / Eleilson Oliveira Gabriel; Orientador: Davis Carvalho de Oliveira – 2012

xiv, 117 f.: il.

Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geoquímica - Carajás, Província (PA). 2. Suscetibilidade Magnética. 3. Arqueano. 4. Sanukitoides. I. Oliveira, Davis Carvalho de, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 551.9098115



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA
DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA PORÇÃO NORDESTE
DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

ELEILSON OLIVEIRA GABRIEL

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

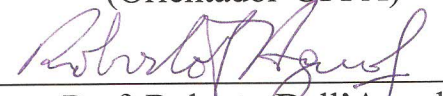
Data de Aprovação: 10/09/2012

Banca Examinadora:



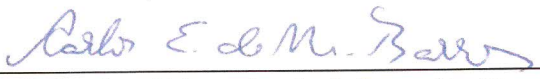
Prof. Davis Carvalho de Oliveira

(Orientador-UFPA)



Prof. Roberto Dall'Agnol

(Membro-UFPA)



Prof. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

(Membro-UFPR)

Dedico este trabalho aos verdadeiros amores da minha vida: minha mãe Antonia Oliveira Gabriel, meu pai Antonio de Sousa Gabriel (que foram meus primeiros e grandes mestres) e à Caroline (O Meu Amor e mulher de minha vida).

AGRADECIMENTOS

Dentre aqueles o qual registro meus agradecimentos, devo primeiramente a existência deste trabalho ao DEUS CRIADOR que além de ter me dado o Dom da vida, me abençoou e me deu todo o apoio espiritual que precisei para chegar até aqui.

Aos meus pais pelas palavras de consolo nos momentos difíceis da saudade. Aos meus irmãos Eleny, Nilde e Elenilson pelos momentos fraternos, ao meu sobrinho Raylan que sempre foi para mim uma lição de vida e motivação.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de mestrado e pelo apoio financeiro (Processo nº 476444/2008 0); à FAPESPA (Processo nº 133/2008 0), ao convênio Vale-FAPESPA (Edital 001/2010 – ICAAF 053/2011) e INCT/Geociam (Processo nº 573733/2008-2) pelo apoio financeiro.

Ao meu estimado orientador Professor Davis Carvalho de Oliveira pela oportunidade de ter feito este trabalho, pela sua importante participação em todas as etapas de sua confecção.

Aos professores, geólogos e estudantes do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG): Prof. Roberto Dall’Agnol, Prof. Claudio N. Lamarão, Prof. Régis Munhoz K. Borges, Ari, Albano, Alice, Fabriciana, Gilmara, Marcelo, Mayara, Patrick, Pablo, Rose e Tayla, pelos momentos de descontração e de discussões importantíssimas para o desenrolar deste trabalho.

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA (IG/UFPA) pelos importantíssimos conhecimentos transmitidos, pelas dicas e materiais bibliográficos cedidos que, foram de suma importância para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Carlos Eduardo M. Barros e Roberto Dall’Agnol pelas críticas e correções úteis para o amadurecimento e finalização deste trabalho.

A todos os amigos e amigas que conheceram minha luta e que em alguma etapa dela acompanharam-me, especialmente Valzete e Helena.

Aos técnicos do OPA e da Oficina de laminação e a todos àqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram de alguma maneira para o desenvolvimento deste trabalho aqui deixo o meu MUITO OBRIGADO!

*Muitas vozes opostas
Sussurravam desesperadas
Mudas, caladas
Falavam pelas minhas costas.
Maldiziam de mim,
Duvidavam de minha palavra
Apostas mal amadas...
Mas por fim cheguei aqui.*

*Hoje, quando vejo,
O corredor em alvoroço
Passo como bom moço
Na mesura do desejo.
Olhar frio, que desapareço,
A mais triste amargura
Porque fiz aquela figura
Contradizer o seu ego.*

*A vida, uma escola,
Ensinou-me, ainda aprendo,
Mas ainda não compreendo
O sentido da palavra.
Que venha em seguida!
Pois a vida continua,
Hoje ando na rua
De cabeça erguida!*

*Ao coração dedicado
Presenteei no consoante,
E aprendi a ser amante,
Valorizei o meu remado.
Com a razão ao meu dispor,
Guardião em sentinela,
Conquistei a mais bela
Minha mulher, Meu Amor.*

(Edeilson Oliveira Gabriel)

RESUMO

Os estudos petrográficos e geoquímicos, aliados aos dados de mapeamento geológico realizados nos granitoides arqueanos que afloram na porção NE de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, permitiram caracterizar novas unidades que antes estavam inseridas no contexto geológico do Complexo Xingu. São elas: (i) os granodioritos Água Azul e Água Limpa, que são granitoides de alto-Mg que apresentam assinatura geoquímica afim das suítes sanukitoides arqueanas que ocorrem em outras áreas da Província Carajás, assim como nas Províncias Superior e Karelian; (ii) um *plúton* de Trondhjemitó com afinidade TTG e que ainda não havia sido identificado em estudos anteriores na região estudada; (iii) três corpos de Leucogranodioritos e um de Leucogranito, todos de assinatura cálcio-alcálica e geoquimicamente similares aos leucogranodioritos-granitos da Suíte Garantã do Domínio Rio Maria. Estas rochas são intrusivas nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia e ocorrem como corpos deformados e alongados em padrão estrutural E-W. Os granodioritos Água Azul e Água Limpa são compostos essencialmente por (epidoto)-anfíbólio-biotita granodioritos e tonalitos com (muscovita)-(epidoto)-biotita granodioritos e monzogranitos associados. O *plúton* de Trondhjemitó é composto por biotita trondhjemitos e biotita tonalitos, enquanto que as ocorrências de Leucogranodioritos são formadas por biotita granodioritos, e o pequeno corpo de Leucogranito por biotita monzogranitos. Os granodioritos Água Azul e Água Limpa são predominantemente metaluminosos e apresentam altos valores de #Mg, Cr, Ni, que diferem dos fornecidos por séries cálcio-alcálicas de margens continentais e TTGs e leucogranodioritos arqueanos do Domínio Rio Maria. O estudo de suscetibilidade magnética (SM) realizado nestes dois corpos mostrou valores relativamente baixos com média de $17,54 \times 10^{-4}$ SIv para o Granodiorito Água Limpa e de $4,19 \times 10^{-4}$ SIv para o Água Azul. As análises dos minerais opacos mostraram que a magnetita e hematita são as fases mais comuns e que a ilmenita é ausente. No Granodiorito Água Limpa a magnetita é mais abundante e desenvolvida que no Granodiorito Água Azul, justificando assim seus mais altos valores de SM. Em geral, os valores de SM e o conteúdo modal de minerais opacos aumentam no sentido das fácies menos evoluídas (anfíbólio tonalitos + anfíbólio granodioritos) para as mais evoluídas (biotita granodioritos + biotita monzogranitos). Em geral, as amostras mais magnéticas estão relacionadas à formação de magnetita como efeito da atuação de processos deformacionais. Devido às afinidades geoquímicas e mineralógicas entre estas rochas e os

sanukitoides de Rio Maria, pode-se admitir condições de fO_2 entre os tampões HM e FMQ para os granitoides de Água Azul do Norte.

Palavras-chaves: Geoquímica - Carajás, Província (PA). Suscetibilidade Magnética. Arqueano. Sanukitoides.

ABSTRACT

Petrographic and geochemical studies of Archean granitoids undertaken during the geological mapping of the NE portion of the Água Azul do Norte area - Carajás Province, allowed the identification of new units that were previously inserted into the Xingu Complex. The granitoids individualized are: (i) the Água Azul and Água Limpa granodiorites, which are high-Mg granitoids, similar geochemically to the Archean sanukitoid occurring in other areas of the Carajás Province as well as in the Karelian and Superior provinces; (ii) a pluton of Trondhjemite with affinity to the classical TTG, not identified in previous studies in this area; (iii) three bodies of Leucogranodiorites and one of Leucogranite all of them with calc-alkaline signature and geochemically similar to the leucogranodiorites-granites of the Guarantã Suite of the Rio Maria Domain. These Archean granitoids are intrusive in the supracrustal sequences of the Sapucaia Group and occur as deformed bodies, generally elongated along E-W. The Água Azul and Água Limpa granodiorites are composed essentially of (epidote)-amphibole-biotite granodiorite and tonalite with (muscovite)-(epidote)-biotite granodiorite and monzogranites. Biotite trondhjemites and subordinate biotite tonalites are the rock varieties identified in the Trondhjemite pluton. The occurrences of Leucogranodiorites consist of biotite granodiorites, and the Leucogranite body is composed of biotite monzogranites. The Água Azul and Água Limpa granodiorites are predominantly metaluminous and exhibit higher values of Mg#, Cr and Ni when compared to the calc-alkaline series from continental margins and Archean TTG suites and leucogranodiorites of the Rio Maria Domain. The magnetic susceptibility (MS) values obtained in the rocks of these two bodies are relatively low (average 17.54×10^{-4} SIv for the Água Limpa and average 4.19×10^{-4} SIv for the Água Azul granodiorites). Magnetite and hematite are the more common opaque minerals and ilmenite is absent in these rocks. The magnetite crystals are more abundant and larger in the Água Limpa Granodiorite compared to the Água Azul Granodiorite, justifying the highest values of MS found in this pluton. In general there is a tendency of increasing of MS values in the sense of the less evolved facies (amphibole tonalite + amphibole granodiorite) to more evolved facies (biotite granodiorite + biotite monzogranite). The more magnetic samples are related to magnetite formed during deformational processes in shear zones. Because of the geochemical and mineralogical similarities between these rocks and sanukitoids of Rio Maria,

it is assumed conditions of the fO_2 between HM and FMQ buffers for granitoids of the Água Azul do Norte.

Keywords: Geochemistry – Carajás, Province (PA). Magnetic Susceptibility. Archaean. Sanukitoids.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.....	3
Figura 2 – Mapa geológico e localização da Província Carajás no Cráton Amazônico.....	6
Figura 3 – Mapa de amostragem da área estudada.....	15

CAPÍTULO II

Figura 1 – Mapa geológico da Província Carajás e mapa geológico da área estudada.....	23
Figura 2 – Prancha com fotos de afloramentos em grandes lajeiros no GrdAL, xenólito xistoso de metabasalto pertencente ao Grupo Sapucaia em meio à foliação do GrdAA, buraco de <i>enclave</i> no GrdAL e <i>enclave</i> máfico no GrdAA.....	21
Figura 3 – Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' para os granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	30
Figura 4 – Aspectos texturais das rochas estudadas.....	31
Figura 5 – Aspectos deformacionais e microestruturais das rochas estudadas.....	36
Figura 6 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa e das Suítes Sanukitoides da Província Superior, Província Karelian e Domínio Rio Maria, além dos TTGs, leucogranodioritos da Suíte Guarantã e Granodiorito Grotão do Domínio Rio Maria.....	38
Figura 7 – Diagramas de Harker para os elementos traço e #Mg das amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa e das Suítes Sanukitoides da Província Superior, Província Karelian e Domínio Rio Maria, assim como os TTGs e leucogranodioritos de Rio Maria.....	41
Figura 8 – Padrões de ETR para as amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	42
Figura 9 – Padrões de ETR para as amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa comparados às médias de ETR das Suítes Sanukitoides da Província Superior, Província Karelian e Domínio Rio Maria, assim como TTGs, leucogranodioritos da Suíte Guarantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria.....	42
Figura 10 – Diagramas geoquímicos mostrando a distribuição de amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa juntamente aos campos de amostras dos sanukitoides da Província Superior, Província Karelian e Domínio Rio Maria, assim como TTGs, leucogranodioritos Guarantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria.....	43
Figura 11 – Diagramas Cr e Ni (ppm) vs. número de magnésio (#Mg) para as amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, com os campos das composições das Suítes Sanukitoides da Província Superior, Província Karelian e Domínio Rio Maria, assim como TTGs e leucogranodioritos Guarantã de Rio Maria.....	44

CAPÍTULO III

Figura 1 – Mapa geológico da Província Carajás e mapa geológico da área estudada.....	61
---	----

Figura 2 – Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' para as variedades dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	63
Figura 3 – Histogramas e polígonos de frequência exibindo a distribuição das principais associações de fácies dos granodioritos Água Azul e Água Limpa assim como gráficos de probabilidade referentes aos seus dados de SM.....	66
Figura 4 – Mapa de contorno de suscetibilidade magnética (SM) dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL) juntamente aos limites das fácies de cada corpo.....	69
Figura 5 – Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e os conteúdos modais de minerais opacos, anfibólio, máficos, biotita, soma de epidoto magmático e allanita e soma de quartzo e feldspato potássico.....	71
Figura 6 – Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e a concentração de Fe ₂ O ₃ T, FeO, MgO e CaO.....	74
Figura 7 – Fotomicrografias (luz refletida e nicóis paralelos) dos minerais óxidos dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL), exibindo seus principais aspectos texturais.....	76
Figura 8 – Imagens de microscópio eletrônico de varredura e espectros de análise EDS semi-quantitativa de magnetitas dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	77
Figura 9 – Ordem de cristalização dos minerais opacos dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL).....	79
Figura 10 – Polígonos de frequência referentes aos dados de SM (K) do Granodiorito Rio Maria da área tipo comparados aos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	81

CAPÍTULO IV

Figura 1 – Mapa geológico da porção nordeste de Água Azul do Norte.....	90
Figura 2 – Aspectos texturais das rochas estudadas.....	91
Figura 3 – Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' para os Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da porção nordeste de Água Azul do Norte.....	95
Figura 4 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos, além dos TTGs, Suíte Garantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria.....	98
Figura 5 – Diagramas geoquímicos mostrando a distribuição de amostras dos granitoides estudados, assim como dos granodioritos Água Azul e Água Limpa e os TTGs, Suíte Garantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria.....	99
Figura 6 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos traço das amostras dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos estudados assim como TTGs, Suíte Garantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria.....	101
Figura 7 – Padrões de ETR para as amostras dos granitoides estudados e comparação dos padrões de ETR destas rochas com TTGs, Suíte Garantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria.....	102

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO II**

Tabela 1 – Composições modais do Granodiorito Água Limpa.....	28
Tabela 2 – Composições modais do Granodiorito Água Azul.....	29
Tabela 3 – Composições químicas dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	37

CAPÍTULO III

Tabela 1 – Composições modais médias dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	62
Tabela 2 – Dados de suscetibilidade magnética (SM) dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	65
Tabela 3 – Participação de cada variedade litológica do Granodiorito Água Azul e Água Limpa nas várias populações de suscetibilidade magnética e seus valores médios de SM.....	68
Tabela 4 – Composições químicas médias dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.....	73

CAPÍTULO IV

Tabela 1 – Composições modais médias dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da porção nordeste de Água Azul do Norte.....	94
Tabela 2 – Composições químicas dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da porção nordeste de Água Azul do Norte.....	96

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
1.2.1 Geologia do Domínio Rio Maria	4
1.2.2 Geologia do Domínio Carajás	7
1.3 JUSTIFICATIVA	13
1.4 OBJETIVOS	13
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	14
1.5.1 Pesquisa Bibliográfica	14
1.5.2 Mapeamento Geológico	14
1.5.3 Petrografia	16
1.5.4 Geoquímica	16
1.5.5 Petrologia Magnética	17
2 GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DE ALTO MAGNÉSIO DA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS (PA)	18
3 PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANODIORITOS ÁGUA AZUL E ÁGUA LIMPA, PORÇÃO SUL DO DOMÍNIO CARAJÁS - PARÁ	55
4 TRONDHJEMITOS, LEUCOGRANODIORITOS E LEUCOGRANITOS DA PORÇÃO NORDESTE DE ÁGUA AZUL DO NORTE	88
4.1 INTRODUÇÃO	88
4.2 CARACTERIZAÇÃO	88
4.2.1 Geologia	88
4.2.2 Petrografia	92
4.2.3 Geoquímica	93
4.3 DISCUSSÕES	102
5 CONCLUSÕES	105
REFERÊNCIAS	109

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A porção nordeste do município de Água Azul do Norte, área de estudo da presente dissertação (Figura 1), localiza-se no extremo sul do Domínio Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) e segundo Oliveira D.C. *et al.* (2010) é uma região marcada pela ocorrência expressiva de granitoides de naturezas distintas e variavelmente deformados e recristalizados, gerados no Mesoarqueano (~2,88 Ga) e Neoarqueano (~2,75 Ga). De acordo com os dados obtidos neste trabalho, esta área corresponde a um segmento da Província Carajás constituída por *greenstone belts* e granitoides de alto-Mg de idade Mesoarqueana, associados à trondhjemitos (TTGs) e leucogranodioritos e leucogranitos de afinidade cálcio-alcálica.

Estes granitoides estavam até então inseridos no contexto geológico do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), que continua sendo a unidade de maior expressão areal desta parte do cráton. Nesta região, apenas o Granito Boa Sorte (Rodrigues 2011) e o Diopsídio-Norito Pium (Santos *et al.* 2008) haviam sido caracterizados com base em estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, os quais permitiram sua identificação como novas unidades. Já os diversos granitoides individualizados a partir do Complexo Xingu neste trabalho, haviam sido até então alvo apenas de estudos petrográficos e geocronológicos preliminares, limitando dessa forma uma discussão mais profunda sobre a origem destas rochas. Em razão disso, o principal objetivo do presente estudo foi o de aprimorar a caracterização dos principais tipos de granitoides arqueanos identificados na área estudada, visando definir suas naturezas para que se possa avançar na compreensão desta porção do Domínio Carajás. Utilizou-se para isso de estudos petrográficos, geoquímicos e de petrologia magnética aliados aos dados geológicos de campo. O resultado desta pesquisa foi a individualização dos granodioritos Água Azul e Água Limpa (granitoides de alto-Mg), além de um *plúton* de Trondhjemito com afinidade TTG e pequenas ocorrências de Leucogranodioritos e Leucogranito cálcio-alcálicos afins dos leucogranodioritos-granitos arqueanos da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2010).

Para a estruturação desta dissertação, optou-se apresentar parte dos dados obtidos na forma de artigos científicos. A mesma é constituída por um capítulo introdutório (Capítulo 1) que aborda o contexto geológico regional, assim como as problemáticas, os objetivos e os

materiais e métodos utilizados na pesquisa. Os principais resultados são apresentados e discutidos na forma de dois manuscritos de artigos científicos (Capítulos 2 e 3), um abordando a caracterização petrográfica e geoquímica e o outro a petrologia magnética dos dois granitoides de alto-Mg de Água Azul do Norte. Estes artigos devem ser submetidos à Revista Brasileira de Geociências ou para periódicos de classificação similar (Qualis/CAPES), como a Revista de Geociências da Universidade de São Paulo. No capítulo 4, consta uma síntese dos dados petrográficos e geoquímicos dos demais granitoides individualizados. No capítulo 5, são apresentadas as conclusões deste trabalho. Os títulos dos manuscritos dos artigos são os seguintes:

CAPÍTULO 2 – Artigo 1: GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DE ALTO MAGNÉSIO DA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS (PA).

Este artigo aborda os aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos de granitoides porfiríticos ricos em anfibólio de idade mesoarqueana. Estas rochas são formadas predominantemente por granodioritos que apresentam comportamento geoquímico similar ao das suítes de alto-Mg que ocorrem na Província Karelian, Domínio Rio Maria e Província Superior. Os dados apresentados permitiram individualizar dois corpos com assinatura geoquímica semelhante, denominados de granodioritos Água Azul e Água Limpa. Suas afinidades petrográficas e geoquímicas com as principais ocorrências das suítes de alto-Mg do Domínio Rio Maria e de outros crátons sugerem que estes possam fazer parte de uma suíte magmática sanukitoide que não fora ainda identificada nesta parte da província.

CAPÍTULO 3 – Artigo 2: PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANODIORITOS ÁGUA AZUL E ÁGUA LIMPA, PORÇÃO SUL DO DOMÍNIO CARAJÁS – PARÁ.

Este capítulo apresenta dados inéditos de suscetibilidade magnética (SM) e minerais opacos, aliados à petrografia e geoquímica dos granodioritos Água Azul e Água Limpa. A SM destas rochas mostrou valores relativamente baixos para estas duas unidades e o estudo de minerais opacos mostrou que magnetita e hematita são as fases mais comuns e que a ilmenita é ausente. No Granodiorito Água Limpa a magnetita é mais desenvolvida e abundante que no Granodiorito Água Azul, fazendo com que o primeiro apresente valores mais altos de SM. Observou-se uma tendência no aumento de SM no sentido das fácies com anfibólio+biotita (menos evoluídas) para as fácies onde a biotita é a principal fase ferromagnésiana (mais evoluídas). As afinidades geoquímicas e mineralógicas entre estas rochas e os sanukitoides de

Rio Maria, sugerem que estas se originaram de magmas que evoluíram em condições relativamente oxidantes e condições de fugacidade de oxigênio entre os tampões HM e FMQ.

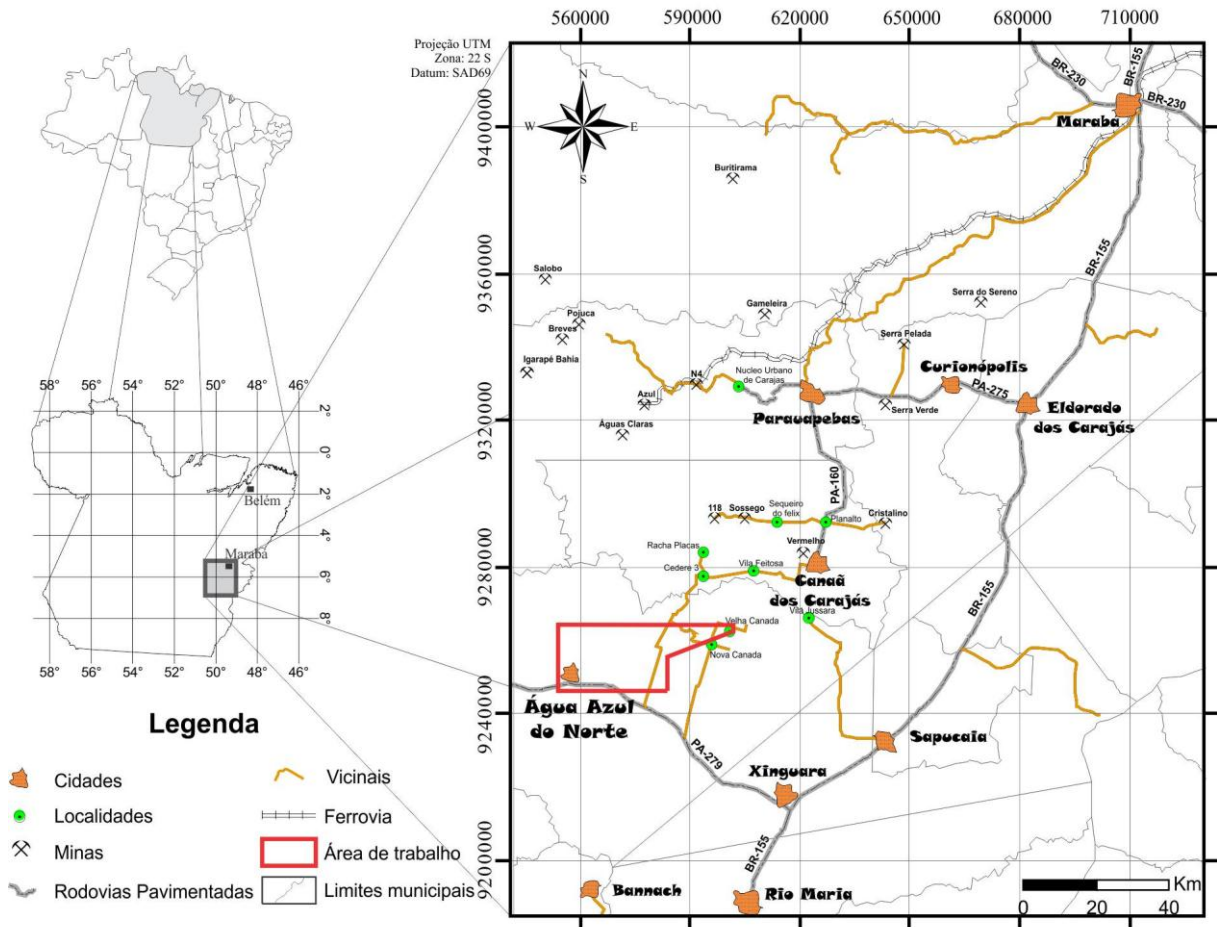


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (PC) localiza-se no extremo sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), que por sua vez, localiza-se no norte da Plataforma Sul-Americana (Cordani & Sato 1999). De acordo com Tassinari & Macambira (1999) a PC está situada mais exatamente na Província Amazônia Central (Figura 2).

A PC é considerada a principal província mineral do Brasil e tem características geológicas singulares, sendo gerada, reativada e tectonicamente estabilizada no Arqueano. No Paleoproterozoico foi afetada por um evento magmático extensivo, marcado por intrusões graníticas anorogênicas e por diques associados (Macambira & Lafon 1995, Dall’Agnol *et al.* 2005). A oeste, a PC é limitada por granitoides proterozoicos e assembleia vulcano-piroclástica do Supergrupo Uatumã (Macambira & Vale 1997, Teixeira *et al.* 2002) e a leste pelo cinturão neoproterozoico Araguaia, onde a evolução está associada com o Ciclo

Brasiliano (Hasui *et al.* 1980, Gorayeb *et al.* 2008). Dall’Agnol *et al.* (1997) dividem a PC tectonicamente no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria a sul, Bacia Carajás a norte e Domínio de Transição entre as duas primeiras. Vasquez *et al.* (2008), em revisão da geologia do estado do Pará, dividiram a Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria, fazendo com que Feio (2011) redefinissem o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição, pertencente à porção sul do Domínio Carajás. Este subdomínio se estenderia imediatamente após a borda sul da Bacia Carajás até norte de Xinguara, prolongando-se lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu, onde seria limitado a leste pelas sequências supracrustais do Cinturão Araguaia e a oeste pelas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

1.2.1 Geologia do Domínio Rio Maria

Segundo Dall’Agnol *et al.* (2006), o Domínio Rio Maria é constituído por *greenstone belts* pertencentes ao Supergrupo Andorinhas de 3046 ± 32 Ma a 2904 ± 5 Ma (Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Avelar 1996, Souza *et al.* 2001, Rolando & Macambira 2003) e ao Grupo Tucumã denominado formalmente por Araújo & Maia (1991) para descrever as rochas supracrustais do extremo SW da Folha Serra dos Carajás, anteriormente englobadas no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988). Vasquez *et al.* (2008) subdividem os *greenstone belts* do Domínio Rio Maria entre os grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu, Lagoa Seca, Tucumã e Sapucaia, além da Formação Quixadá. Souza *et al.* (2001) descreveram o Grupo Babaçu na região sudeste de Xinguara como *greenstone belt* de Identidade. De modo geral, estas unidades são constituídas por rochas metaultramáficas (serpentinitos, metaperidotitos, metapiroxenitos, actinolititos, clorititos e xistos com talco, tremolita e clorita) representados por peridotitos e komatiítos com textura *spinifex*, metamáficas (metabasaltos, metagabros, metadiabásios, actinolita xistos e anfíbolitos) com estruturas *pillow* em metabasaltos, metavulcânicas intermediárias (metadácidos, metariodacitos pórfiros) e ácidas (metarriolitos pórfiros e metatufos) intercalados com metassedimentares clásticas e químicas (quartzitos, filitos, ardósias, muscovita xistos, metagrauvascas, metacherts, formações ferríferas e mármore).

As séries TTGs mais antigas são representadas pelo Tonalito Arco Verde, Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariazinha. O magmatismo TTG mais antigo do Domínio Rio Maria é dividido em dois episódios: em 2,96 Ga com a cristalização das rochas mais antigas do Tonalito Arco Verde e Trondhjemitó Mogno (Macambira & Lafon 1995, Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2008, Almeida *et al.* 2011) e em 2,93 Ga com a cristalização do Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e as rochas mais

jovens do Tonalito Arco Verde (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011). Estes granitoides formam extensos batólitos constituídos por biotita tonalitos e/ou trondhjemitos, fracamente a fortemente foliados com um bandamento composicional de orientação NW-SE a E-W, com exceção do Tonalito Mariazinha que exhibe orientação NE-SW a N-S. Almeida *et al.* (2011) sugerem que as suítes TTG de Rio Maria derivaram de fontes similares aos metabasaltos do Supergrupo Andorinhas durante o Mesoarqueano, e que ainda distinguem três grupos de TTGs neste domínio: i) grupo com altas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, derivado de magmas gerados à altas pressões ($> 1,5$ GPa) de fontes com granada e anfibólio no resíduo; ii) grupo com média razão La/Yb com líquidos formados em pressões intermediárias ($\sim 1,0$ - $1,5$ GPa), mas ainda no campo de estabilidade da granada; e iii) grupo com baixas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, cristalizados a partir de magmas gerados à baixas pressões ($\leq 1,0$ GPa) de uma fonte anfibolítica com plagioclásio residual.

Os granitoides de alto-Mg (sanukitoides) são representados pelo Granodiorito Rio Maria - GrdRM (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Oliveira M.A. *et al.* 2009) e rochas associadas, de assinatura cálcio-alcálica com idade U-Pb em zircão de 2,87 Ga (Leite & Dall'Agnol 1994). Oliveira M.A. *et al.* (2009, 2010) denominaram de Suíte Rio Maria as variedades petrográficas que constituem o GrdRM e rochas máficas e intermediárias associadas. Estas incluem as associações descritas na região de Bannach (Oliveira M.A. *et al.* 2010) e as unidades anteriormente identificadas como Tonalito Parazônia (DOCEGEO 1988, Huhn *et al.* 1988) e atualmente denominada de Quartzo-Diorito Parazônia (Guimarães 2009), além do Granito Rancho de Deus (Dias 2009).

A Suíte Guarantã engloba leucogranodioritos-granitos formados pelas intrusões do Granito Guarantã e dos Granodioritos Azulona e Trairão (Dias 2009, Almeida *et al.* 2010). O Granodiorito Grotão (Guimarães 2009) e pequenas ocorrências identificadas na região de Bannach e Xinguará são similares a esta suíte, embora ainda não se tenha obtido uma idade precisa para estes corpos. As rochas da Suíte Guarantã foram interpretadas como produto de mistura em diferentes proporções de magmas de composição trondhjemitica (TTG) e leucogranítica rica em Ba e Sr, derivadas de magmas sanukitoides (Almeida *et al.* 2010) e as suas idades de cristalização foram determinadas pelos métodos de evaporação Pb-Pb em zircão (2864 ± 8 Ma) e LA-MC-ICPMS U-Pb em zircão (2875 ± 8 Ma e 2872 ± 7 Ma, Almeida *et al.* 2010).

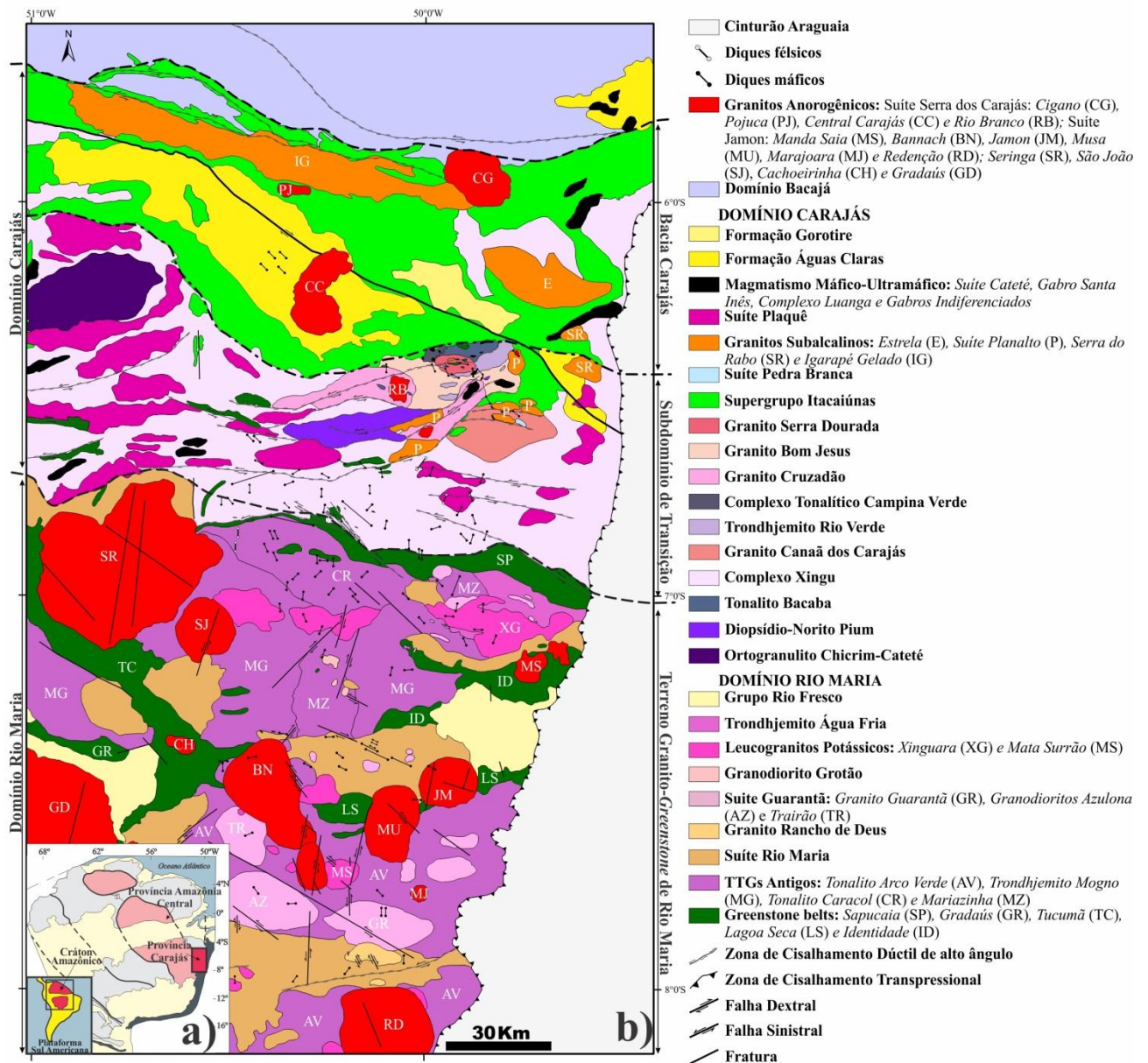


Figura 2 – a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999); b) Mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Almeida (2010) e Feio *et al.* (2012).

Os leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcalina são representados pelo Granito Xinguara, constituído por monzogranitos e sienogranitos de idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 2865 ± 1 Ma (Leite *et al.* 2004), intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol e no Granodiorito Rio Maria, e o Granito Mata Surrão, localizado na porção sul do Domínio Rio Maria a NW de Redenção, formado por monzogranitos (Dall’Agnol *et al.* 2006), de idade Pb-Pb em rocha total de 2872 ± 10 Ma (Rodrigues *et al.* 1992).

O Trondhjemito Água Fria é o único membro da associação TTG mais jovem e é similar geoquimicamente ao Complexo Tonalítico Caracol e aos TTGs arqueanos, mas é

comparativamente mais enriquecido em K e possui idade Pb-Pb em zircão de 2864 ± 21 Ma (Leite 2001, Leite et al. 2004).

O Grupo Rio Fresco é representado pelas rochas sedimentares clásticas de natureza plataformal, essencialmente formadas por sedimentos clásticos grosseiros a finos (conglomerados, siltitos, grauvacas), pelíticos (folhelhos), químicos (cherts, dolomitos) e formação ferrífera bandada, anquimetamorfizados e com texturas e estruturas primárias preservadas. No geral, trata-se de uma sequência transgressiva com clásticos grosseiros na base e clásticos mais finos, até sedimentos químicos no topo (DOCEGEO 1988).

Os granitos tipo-A paleoproterozoicos afloram em toda a região da PC, como batólitos discordantes formados por rochas isotrópicas, de composição sienogranítica a monzogranítica e quimismo moderadamente alcalino (Silva *et al.* 1974, Hirata *et al.* 1982, DOCEGEO 1988, Dall'Agnol *et al.* 1994, Gonzales *et al.* 1988). Datações (U-Pb em zircão e Pb-Pb rocha total) apontam idades de 1,88 Ga (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Barbosa *et al.* 1995). No Domínio Rio Maria são representados pelos corpos Seringa, Gradaús, São João e os granitos da Suíte Jamon, que incluem os granitos Musa, Jamon, Marajoara, Manda Saia, Bannach e Redenção, além de diques félsicos a máficos.

1.2.2 Geologia do Domínio Carajás

A primeira referência oficial às rochas do Grupo Sapucaia deve-se a Hirata *et al.* (1982), que descreveram metaperidotitos (talco-tremolita-clorita xistos) com textura *spinifex*. A denominação formal para o Grupo Sapucaia foi dada aos conjuntos de metamafitos, metaultramafitos e metassedimentares, com paragênese diagnosticada da fácies xisto verde, que compõem segmentos de rochas supracrustais caracterizados como *greenstone belt* retrabalhados em regime de cisalhamento dúctil no final do Arqueano (DOCEGEO 1988, Costa *et al.* 1994). A ausência de dados radiométricos desta unidade impede o seu posicionamento geocronológico, mesmo que seja tentativamente integrada ao Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988). Embora seja admitido que faça parte do Domínio Rio Maria (Vasquez *et al.* 2008), são encontradas no Subdomínio de Transição rochas supracrustais deformadas e metamorfizadas que são tentativamente correlacionadas a este grupo (Oliveira D.C. *et al.* 2010, Feio 2011), geralmente formando pequenos corpos orientados em meio aos granitoides mesoarqueanos, necessitando assim de estudos mais detalhados para definir sua natureza e posicionamento estratigráfico.

Na porção sul do Domínio Carajás afloram corpos alongados de direção E-W descritos como rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.*

2008), juntamente com as rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium (Ricci & Carvalho 2006, Santos *et al.* 2012), anteriormente relacionadas ao embasamento mesoarqueano denominado de Complexo Pium (Hirata *et al.* 1982, Araújo *et al.* 1988, Araújo & Maia 1991). Pidgeon *et al.* (2000) obtiveram idades U-Pb em zircão (SHRIMP) de 3002 ± 14 Ma e de 2859 ± 9 Ma, interpretadas, respectivamente, como a idade de cristalização e de metamorfismo do protólito ígneo deste complexo. Novos dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (2012) forneceram uma idade Pb-Pb em zircão de 2746 ± 1 Ma, considerada como de cristalização das rochas do Diopsídio-Norito Pium, o que denuncia a formação simultânea entre estas rochas e as suítes graníticas neoarqueanas do Domínio Carajás. Idades modelos T_{DM} de 2,95 a 3,10 Ga obtidas por estes autores, foram interpretadas como de formação do protólito juvenil mais antigo das rochas do Diopsídio-Norito Pium. A origem ígnea ou metamórfica do Pium é atualmente controversa, no entanto, estudos recentes indicam a existência de rochas ígneas charnockíticas (Gabriel *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012) e granitoides neoarqueanos (Galarza *et al.* 2012) intimamente associados ao Diopsídio-Norito Pium, sugerindo a existência de uma geração de rochas ígneas de idade similar à obtida por Santos *et al.* (2012).

As rochas que formam o Tonalito Bacaba ocorrem em um corpo em contato com o Supergrupo Itacaiúnas na borda sul da Bacia Carajás, expostas a oeste do depósito de cobre Bacaba (Moreto *et al.* 2011). Esta unidade é formada por tonalitos de granulação fina, faneríticos, com hornblenda e biotita como principais minerais máficos e hidrotermalmente alterados. Moreto *et al.* 2011 obtiveram idades U-Pb em zircão (LA-MC-ICPMS) de 3005 ± 8 Ma para este tonalito e interpretaram como sua idade de cristalização.

O Complexo Xingu foi descrito como uma associação litológica heterogênea, que inclui gnaisses, migmatitos, granitoides diversos, granulitos, faixas de *greenstone belts*, e complexos básicos e ultrabásicos (Silva *et al.* 1974, Cordeiro & Saueressig 1980, Ianhez *et al.* 1980, Medeiros Filho & Meireles 1985, DOCEGEO 1988, Araújo & Maia 1991). Avelar *et al.* (1999) obtiveram na região de Tucumã idade de 2972 ± 16 Ma (Pb-Pb em zircão) para um gnaiss de composição granodiorítica pertencente a este complexo. Para Machado *et al.* (1991) a idade de 2859 ± 4 Ma (U-Pb TIMS) obtida em cristais de zircão em metagranitoides do Complexo Xingu da região de Curionópolis, representaria a última fase de migmatização sofrida por estas rochas. Porém, Barros *et al.* (2010) em revisão à geologia da Serra Leste, reinterpretou esta idade como sendo a de cristalização de alguns granitoides da região. No intuito de melhor compreender a história evolutiva da Província Carajás, a área de ocorrência

deste complexo veio sendo significativamente reduzida nas últimas décadas, principalmente no Domínio Rio Maria e norte do Domínio Carajás, dando lugar ao surgimento de novas unidades. Atualmente o Complexo Xingu contém a maior extensão areal da porção sul do Domínio Carajás, sendo necessários estudos mais detalhados para melhor caracterizar suas rochas e buscar a melhor compreensão da geologia da região.

Identificado nas proximidades da cidade homônima, o Granito Canaã dos Carajás, descrito por Feio *et al.* (2012), consiste de rochas hololeucocráticas fortemente deformadas, dobradas e milonitizadas, exibindo foliação penetrativa E-W de mergulho vertical e são fortemente afetadas por zonas de cisalhamentos E-W e NE-SW. Estes leucogranitos mostram assinatura cálcio-alcálica e idade de cristalização de 2959 ± 6 Ma (U-Pb em zircão LA-MC-ICPMS, Feio *et al.* 2012).

O Trondhjemitó Rio Verde é descrito no Subdomínio de Transição por Feio *et al.* (2012) como trondhjemitos texturalmente homogêneos, muitas destas fortemente foliadas, podendo conter rochas bandadas com camadas trondhjemiticas alternadas com biotita tonalitos e exibem similaridades geoquímicas com os TTGs arqueanos. Feio *et al.* (2012) assumem que as rochas do Trondhjemitó Rio Verde tenham idades entre 2929 ± 3 Ma a 2868 ± 4 Ma (Pb-Pb e U-Pb em zircão, LA-MC-ICPMS) e não são conclusivos quanto à sua idade de cristalização. No entanto, estes autores admitem que as rochas mais antigas deste trondhjemitó tenham sido formadas em 2,93 Ga.

O Complexo Tonalítico Campina Verde está exposto em contato com as vulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas e o Tonalito Bacaba, no extremo norte do Subdomínio de Transição (Feio *et al.* 2012). Suas rochas são distintas geoquimicamente dos típicos TTGs e definem uma série magmática expandida de afinidades cálcio-alcálicas. Este é formado por duas associações distintas: biotita tonalitos a granodioritos, com subordinado diorito e monzogranito, dominantes na parte norte do corpo; e biotita-hornblenda tonalitos com subordinados granodioritos e monzogranitos. Os diferentes tipos de rochas deste complexo são caracterizados por uma foliação magmática E-W marcada pelo alinhamento de cristais de plagioclásio e minerais máficos. Feio *et al.* (2012) admitem idades de 2872 ± 1 Ma e 2850 ± 7 Ma (Pb-Pb e U-Pb em zircão, LA-MC-ICPMS) para a formação das rochas do Complexo Tonalítico Campina Verde.

Feio *et al.* (2012) descrevem duas áreas distintas de ocorrências do Granito Cruzadão, uma nas proximidades da borda sul da Bacia Carajás e em contato com o Diopsídio-Norito Pium, onde é seccionado pelo granito anorogênico Rio Branco, e outra mais a sul entre e o

Granito Bom Jesus e o Granito Canaã dos Carajás, mantendo contato tectônico com este último. Exibe foliação dominante na direção NW-SE a E-W, sendo localmente afetado por zonas de cisalhamento. Esta unidade constitui-se de rochas hololeucocráticas de assinatura geoquímica transicional entre as séries cálcio-alcalinas e alcalinas. Os dados geocronológicos exibem larga variação de idades para este granito, indicando provavelmente que o mesmo teve uma complexa evolução durante sua história de cristalização. No entanto, a idade U-Pb em zircão (LA-MC-ICPMS, Feio *et al.* 2012) de 2845 ± 15 Ma foi interpretada como sendo a idade mínima de cristalização destas rochas.

O Granito gnáissico Bom Jesus consiste de monzogranitos e sienogranitos essencialmente cálcio-alcalinos, bandados e foliados, de orientação NE-SW a E-W e mergulhos fortes a verticalizados, afetados por zonas de cisalhamento miloníticas que aparentemente controlam a orientação das estruturas maiores do batólito. A idade U-Pb em zircão de 2833 ± 6 Ma (SHRIMP, Feio *et al.* 2012) é interpretada como idade mínima de cristalização desta unidade.

Localizado próximo à vila homônima, o Granito Serra Dourada é um *stock* subcircular intrusivo no Tonalito Bacaba (Nascimento 2006, Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2012). É composto principalmente por leucomonzogranitos de granulação média a grossa, coloração rosada e assinatura cálcio-alcalina, sendo grande parte do *stock* formado por rochas pouco deformadas com foliação vertical não penetrativa de direção E-W. São encontrados envolvidos pelo granito, remanescentes de *greenstone belts* e também pequenos corpos abundantes de gabros aparentemente intrusivos. Idades U-Pb em zircão (LA-MC-ICPMS) colocam este granito entre 2860 ± 22 Ma (Moreto *et al.* 2011) e 2831 ± 6 Ma (Feio *et al.* 2012).

O Supergrupo Itacaiúnas engloba uma sequência de rochas metavulcanossedimentares pertencentes aos Grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo e Buritirama (DOCEGEO 1988). A natureza do vulcanismo deste supergrupo varia desde máfico a ácido, com assinaturas geoquímicas que variam desde toleíticas a cálcio-alcalinas, sobrepostas por metassedimentares de natureza clástica a química, especialmente formações ferríferas bandadas. Machado *et al.* (1991) admitem que o Supergrupo Itacaiúnas apresenta idades em torno de 2,76 Ga.

Segundo Feio *et al.* (2012), a Suíte Pedra Branca é composta por granitoides sódicos de assinatura toleítica, que ocorrem como pequenos *stocks* geralmente associados com os granitos da Suíte Planalto. São compostos predominantemente de tonalitos e trondhjemitos, fortemente deformados e comumente mostrando bandamento magmático (Gomes &

Dall'Agnol 2007). Estas rochas foram datadas por U-Pb em 2765 ± 39 Ma (TIMS, Sardinha *et al.* 2004) e 2750 ± 5 Ma (LA-MC-ICPMS, Feio *et al.* 2012).

Granitos subalcalinos de idade neoarqueana ocorrem exclusivamente no Domínio Carajás, sendo relativamente abundantes e representados pelo Complexo Granítico Estrela, Suíte Planalto e os granitos Serra do Rabo e Igarapé Gelado, todos sintectônicos. O Complexo Granítico Estrela é formado predominantemente por monzogranitos, cuja idade Pb-Pb por evaporação de zircão é de 2763 ± 7 Ma, atribuída à cristalização destas rochas (Barros *et al.* 2001, Barros *et al.* 2009). Segundo Huhn *et al.* (1999), o Granito Planalto é um *stock* de composição granítica, milonitizado nas bordas, aflorando próximo à Vila Planalto. Estes autores obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 2747 ± 2 Ma, interpretada como a idade de cristalização/colocação deste granito. Vários corpos associados a este granito foram identificados na borda sul do Domínio Carajás (Gomes 2003, Oliveira D.C. *et al.* 2010) e Feio *et al.* (2012) os englobaram na Suíte Planalto. O Granito Serra do Rabo é formado por dois *stocks* sintectônicos localizados próximo à terminação leste da Falha Carajás, constituído predominantemente por álcali-feldspato granitos, com sienogranitos subordinados e idade U-Pb em zircão de 2743 ± 2 Ma (TIMS, Sardinha 2002, Barros *et al.* 2009). O Granito Igarapé Gelado está localizado no extremo norte do Domínio Carajás (Barbosa 2004). É formado por granodioritos e monzogranitos, com tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos subordinados. A datação de um monzogranito desta unidade forneceu idade de 2731 ± 26 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão (Barbosa 2004), a qual foi interpretada como idade mínima de cristalização.

Segundo Araújo *et al.* (1988), a Suíte Plaqué é composta por muscovita-biotita leucogranitos peraluminosos que ocorrem como corpos alongados na direção E-W paralelos a subparalelos à estruturação dos gnaisses do Complexo Xingu que segundo Jorge João & Araújo (1992) são a fonte destes granitos estratoides. Segundo Avelar (1996) datações Pb-Pb em rocha total forneceram idades de 2727 ± 29 Ma para estes granitos. No entanto, mapeamentos em escalas de semi-detelhe realizados nesta última década na região de Canaã dos Carajás, área de afluência do rio Plaqué, indicaram que os supostos granitos a duas micas descritos para esta suíte eram equivocadamente mapeados, sendo constatada a presença de anfibólio-biotita granitos peralcalinos associados à Suíte Planalto (Gomes 2003, Oliveira D.C. *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012), pondo em cheque o real significado da Suíte Plaqué, fazendo com fosse reduzido sua área de ocorrência.

O magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano distribui-se em pequenos corpos intrusivos por todo o embasamento mesoarqueano do Domínio Carajás. A Suíte Intrusiva Cateté, formalizada por 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 nesta 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 2766 ± 6 Ma em gabro do corpo Serra da Onça. O Complexo Intrusivo Luanga é representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas, ocorrendo às proximidades da Serra Pelada (Jorge João *et al.* 1982, Medeiros Filho & Meireles 1985). Uma idade U-Pb em zircão de 2763 ± 6 Ma foi obtida para a cristalização/intrusão destas rochas (TIMS, Machado *et al.* 1991). O Gabro Santa Inês (Meireles *et al.* 1984, DOCEGEO 1988, Pinheiro 1997) expõe-se como um corpo constituído por gabros porfiríticos, leucogabros, microgabros e anortositos de fraca foliação e alongado segundo NE-SW no extremo oeste do Domínio Carajás. A idade desta unidade é incerta, no entanto Vasquez *et al.* (2008) a posicionam no neoarqueano, baseados nas idades obtidas em diques e corpos máficos correlacionados a este gabro e que cortam o Supergrupo Itacaiúnas (2,71 Ga; Meireles *et al.* 1982, Macambira *et al.* 1990, Santos 2002,).

Segue na estratigrafia a Formação Águas Claras, que segundo Nogueira *et al.* 1995 é constituída por: 1) membro inferior: pelitos, siltitos e arenitos, apresentando características deposicionais de plataforma marinha; 2) membro superior: arenitos, depositados sob condições litorâneas (parte inferior) e fluviais (parte superior). Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000) as rochas desta unidade são de idade arqueana, fazendo parte do topo do Grupo Grão Pará.

A Formação Gorotire é composta por arenitos arcoseanos texturalmente e mineralogicamente imaturos, relacionados com conglomerados polimíticos depositados por leques aluviais dominados por fluxos de detritos e sistemas fluviais entrelaçados, em um *gráben* assimétrico (Lima & Pinheiro 2001). Segundo estes autores, a mesma estaria relacionada com a história cinemática da Falha Carajás e teria sido formada provavelmente, durante uma reativação mesoproterozoica sob cinemática dextral. Logo, a Formação Gorotire não poderia ser correlacionada à Formação Águas Clara.

Os granitos da Suíte Central Carajás, apresentam muitas características em comum com os granitos de mesma idade, descritos na Província Amazônia Central, mas apresentam importantes variações texturais e geoquímicas que, apontam para diferenças nas fontes dos magmas e história de cristalização (Dall’Agnol *et al.* 1994). Segundo Dall’Agnol *et al.* (2006), o magmatismo anorogênico da Suíte Carajás é composto pelos Granitos Central Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco (Santos 2010).

1.3 JUSTIFICATIVA

As atividades propostas para este trabalho estão direcionadas ao limite sul do Domínio Carajás, mais especificadamente à caracterização dos granitoides inseridos no contexto do Complexo Xingu, o qual continua sendo a maior unidade litoestratigráfica da Província Carajás, sobretudo entre os municípios de Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte. Mapeamentos geológicos recentes realizados na escala 1:30.000 na região de Vila Cedere III e porção nordeste de Água Azul do Norte (Oliveira D.C. *et al.* 2010) mostraram que o Complexo Xingu é formado por diversas unidades petrograficamente distintas e ainda não individualizadas, assim como foi inicialmente observado no Domínio Rio Maria. Destacam-se na área estudada: a) anfibólio-biotita granodiorito porfirítico, com tonalitos e quartzo dioritos associados e b) biotita granodioritos. Os estudos geocronológicos destas unidades apontaram idades arqueanas de 2,88 Ga (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010) e 2,74 Ga (Sousa *et al.* 2010, Santos 2009), respectivamente.

Tendo em vista que as rochas da porção sul do Domínio Carajás, em especial aquelas que ocorrem a NE da cidade de Água Azul do Norte, foram estudadas com base em dados petrográficos e geocronológicos preliminares, tornam-se necessários discussões mais aprofundadas visando melhor caracterização destas unidades, que permita identificar, além das diferentes variedades litológicas e sua distribuição espacial, as suas respectivas séries magmáticas, ambiente de formação e os processos que controlam a sua evolução magmática, bem como compará-las com aquelas que ocorrem em outros terrenos da província e de outros crátons.

1.4 OBJETIVOS

Levando-se em consideração o estágio inicial do conhecimento das rochas que constituem o Complexo Xingu na região nordeste da cidade de Água Azul do Norte, o objetivo geral deste trabalho é aprimorar a caracterização geológica dos principais tipos de granitoides arqueanos atualmente incluídos neste complexo. Pretende-se para isso integrar os

dados de campo com estudos petrográficos, geoquímicos e de petrologia magnética. Para tanto deverão ser atingidos os seguintes objetivos específicos:

a) Elaborar um mapa geológico, em ambiente SIG, na escala 1:50.000 das principais unidades estratigráficas individualizadas na porção nordeste de Água Azul do Norte e efetuar a integração com mapas geológicos de áreas adjacentes;

b) Descrever as relações de contato das principais unidades individualizadas no mapeamento do Complexo Xingu na área e definir o arranjo espacial das suas principais estruturas planares e lineares;

c) Realizar estudos mineralógicos e petrográficos em amostras adicionais e refinar os dados já existentes a fim de aprimorar a classificação petrográfica dos principais litotipos com base em composições modais; efetuar a análise textural e discutir as transformações tardi-magmáticas a pós-magmáticas e feições deformacionais presentes nos mesmos;

d) Caracterizar geoquimicamente as principais unidades individualizadas no mapeamento geológico, a fim de identificar as suas séries magmáticas, possíveis ambientes de formação e os processos que controlaram sua evolução magmática;

e) Realizar estudos de petrologia magnética através de medidas de suscetibilidade magnética e da caracterização dos minerais óxidos de Fe e Ti, com intuito de estimar as condições de cristalização (fO_2) das séries magmáticas identificadas;

e) Fazer um estudo comparativo com granitoides análogos da Província Carajás e de outros Crátons.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Pesquisa Bibliográfica

Consistiu em levantamento bibliográfico referente à geologia da região enfocada, atualizado à medida que novos dados foram publicados. Além disso, foram analisados artigos e livros sobre temas relacionados à geologia de terrenos arqueanos, com ênfase em evolução crustal, petrografia, geoquímica e petrologia magnética, além de temas voltados aos estudos de minerais opacos.

1.5.2 Mapeamento Geológico

Foram realizados trabalhos de cartografia geológica, com mapeamento na escala 1:50.000 da área (Mapa de pontos na Figura 3), acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e de suscetibilidade magnética (SM).

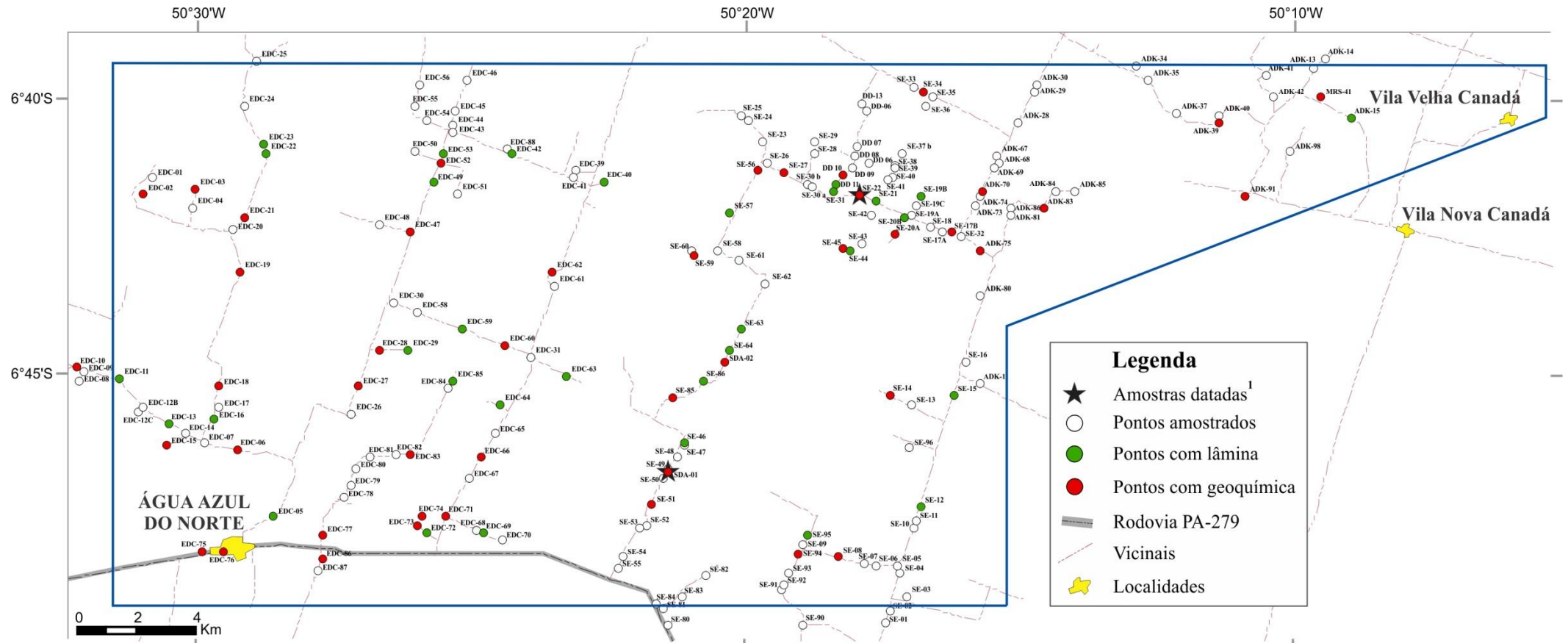


Figura 3 – Mapa de amostragem da área estudada. ¹Amostras datadas por Gabriel *et al.* (2010) e Sousa *et al.* (2010).

Na etapa de campo foram feitas descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato. Foram feitos exames analógico e digital de imagens de satélite (Landsat 7 e TM), mosaicos de radar (SRTM) e de cartas aerogamaespectrométricas (canal do Th). Para a localização dos pontos amostrados foi utilizado um aparelho GPS (Global Position System) com precisão de aproximadamente 3m.

1.5.3 Petrografia

Foram feitos exames macroscópicos das amostras, seguidos de estudos em microscópio petrográfico, envolvendo: identificação dos minerais (Kerr 1959, Deer *et al.* 1992) e descrição sistemática; estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Bard 1980, MacKenzie *et al.* 1982, Hibbard 1995, Passchier & Trouw 1996, Vernon 2007); estimativa da ordem de cristalização dos minerais (Dall’Agnol 1982, Hibbard 1995, Oliveira 2001); obtenção de composições modais (Chayes 1956, Hutchison 1974) com contador automático de pontos da marca Swift (≥ 2.000 pontos por amostra) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002). O estudo de minerais óxidos de Fe e Ti foi efetuado em lâminas polidas, sendo utilizada a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com eventual uso de EDS. Este estudo foi acompanhado de observações em microscópio óptico por luz refletida para caracterizar a composição, abundância, microestrutura e paragénese de minerais magnéticos, bem como para definir os processos que criaram, alteraram e/ou destruíram estes minerais nas rochas (Clark 1999).

1.5.4 Geoquímica

As análises químicas em rocha total foram realizadas no Laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, sendo utilizados os pacotes analíticos 4A e 4B (os métodos empregados e os limites de detecção encontrados no site do laboratório: www.acmelab.com). Os conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 , Perda ao Fogo-PF) foram analisados por ICP-ES, enquanto os traços (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi, Ni) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados por ICP-MS. Para expressar os conteúdos de elementos na forma de óxido das análises em forma de cátions (por ex. Cr_2O_3 para Cr) e os valores correspondentes de Fe_2O_3 para os conteúdos de FeO, utilizou-se dos fatores de conversão gravimétrica compilados de Stevens *et al.* (1960). A caracterização geoquímica foi feita com base nos procedimentos indicados em Ragland (1989) e Rollinson (1993), avaliando-se o comportamento dos elementos maiores, menores e traço por meio de diagramas de variação clássicos e vários diagramas propostos na literatura

(Shand 1950, Harker 1965, O'Connor 1965, Debon & Le Fort 1983, Irvine & Baragar 1971, Barker 1979, Stern *et al.* 1989, Martin 1994, Moyen *et al.* 2003, Halla 2005, Martin *et al.* 2005, Heilimo *et al.* 2010, Oliveira M.A. *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011) a fim de melhor caracterizar as unidades diferenciadas, identificando as suas séries magmáticas, ambiente de formação e os processos que controlaram a sua evolução magmática.

1.5.5 Petrologia Magnética

As medidas de suscetibilidade magnética (SM) foram realizadas no Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), utilizando susceptímetro SM-30, fabricado pela ZH INSTRUMENTS, que permite medidas em materiais com SM de até 1×10^{-7} SIv. Em todas as amostras foram efetuadas um mínimo de quatro medidas, considerando-se sempre a média dessas medidas como representativa para cada amostra. O tratamento dos dados foi realizado com o programa Minitab 15, através da elaboração de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência.

CAPÍTULO II

2 GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DE ALTO MAGNÉSIO DA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS (PA)

Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2} (eleilson@ufpa.br) e Davis Carvalho de Oliveira^{1,2,3} (davis@ufpa.br)

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA), Caixa Postal 8608, CEP. 66075-900 – Belém/Pará.

²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – IG/UFPA

³Faculdade de Geologia de Marabá (FAGEO/Marabá) – Campus II da UFPA – Folha 17, Quadra 4, Lote Especial, Nova Marabá, CEP. 680505-080 – Marabá/Pará.

RESUMO

Os granitoides mesoarqueanos de alto-Mg que afloram na porção NE de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, são intrusivos nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia e ocorrem como dois corpos deformados e alongados na direção E-W. Estes correspondem a intrusões pré- a sin-cinemáticas formadas por tonalitos e granodioritos, com monzogranitos restritos. Os granodioritos são mais expressivos e apresentam textura porfirítica com porfiroclastos de feldspatos, tendo anfibólio, biotita e epidoto como as principais fases ferromagnesianas. A evolução destes granitoides é marcada pelo fracionamento de CaO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e Al₂O₃, e aumento de K₂O e da razão K₂O/Na₂O a partir dos tonalitos e granodioritos com anfibólio, em direção às fácies com biotita dominante. Sr, Y, Zr, #Mg, Ni, Cr e a razão Sr/Ba decrescem, enquanto que Rb, Ba e a razão Rb/Sr aumentam no sentido da evolução dessas rochas. Os padrões de ETR mostram importante fracionamento de ETRP com moderada razão La_n/Yb_n e anomalia de Eu ausente ou pouco expressiva. As altas razões La_n/Yb_n encontradas nas rochas mais enriquecidas em SiO₂ do Granodiorito Água Limpa, sugerem acentuado grau de diferenciação magmática nos seus estágios finais de cristalização, que pode ser atribuído ao fracionamento de anfibólio+biotita. As rochas estudadas são predominantemente metaluminosas e apresentam altos valores de #Mg, Cr e Ni. São distintos geoquimicamente das séries cálcio-alcalinas de margens continentais e dos TTGs e leucogranodioritos arqueanos do Domínio Rio Maria. As

afinidades petrográficas e geoquímicas existentes entre as rochas estudadas e as principais ocorrências de granitoides de alto-Mg, sugerem que estas possam fazer parte de uma suíte magmática análoga, até então não identificada nesta parte da Província Carajás.

Palavras-chaves: Granitoides, Sanukitoides, Arqueano, Carajás, Cráton Amazônico.

ABSTRACT

GEOLOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF ARCHAEOAN HIGH-MAGNESIUM GRANITOIDS OF THE ÁGUA AZUL DO NORTE AREA – CARAJÁS PROVINCE. The Mesoarchaeoan high-Mg granitoids that outcrop in the Água Azul do Norte area, southern portion of the Carajás Domain, are intrusive in the supracrustal sequences of the Sapucaia Group and occur as two sin to post-kinematic deformed bodies, elongated in the E-W direction. These granitoids are composed of granodiorite and tonalite with subordinate monzogranite. The dominante granodiorites show porphyritic texture with feldspar porphyroclasts. Amphibole, biotite, and epidote are the main mafic phases. The magmatic differentiation of these granitoids is marked by fractionation of CaO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂, and Al₂O₃, and increase of K₂O and K₂O/Na₂O ration from the amphibole-rich tonalite and granodiorite toward the more evolved facies which dominant biotite. Sr, Y, Zr, #Mg, Ni, Cr, and Sr/Ba decrease, whereas Rb, Ba, and Rb/Sr increase towards the more evolved rocks. The REE patterns show a significant fractionation of HREE with moderate La_n/Yb_n ration and discrete anomalies of Eu. The higher La_n/Yb_n ratios found in the rocks more enriched in SiO₂ of the Água Limpa Granodiorite compared to the less evolved ones, suggests a pronounced degree of magmatic differentiation in its final stages of crystallization, which can be attributed to the fractionation of amphibole+biotite+allanite. The studied rocks are predominantly metaluminous and exhibit high values of #Mg, Cr, Ni. They differ geochemically from the calc-alkaline series of continental margins and Archaeoan TTG suites and leucogranodiorites of the Rio Maria Domain. The petrographic and geochemical affinity between the studied rocks and classical occurrences of high-Mg granitoids suggest that they can be part of a similar magmatic suite, identified for the first time in this part of the Carajás Province.

Keywords: Granitoids, Sanukitoids, Archaeoan, Carajás, Amazonian Craton.

INTRODUÇÃO

A porção nordeste do município de Água Azul do Norte está inserida na Província Amazônica Central (Figura 1a, Tassinari & Macambira 1999) ou Carajás (Santos *et al.* 2000), mais precisamente no segmento sul do Domínio Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Segundo Oliveira D.C. *et al.* (2010), esta região é marcada pela ocorrência expressiva de granitoides variavelmente deformados e recristalizados, gerados no Mesoarqueano (~2,88 Ga) e Neoarqueano (~2,75 Ga), e inseridos até então no Complexo Xingu (Vasquez *et al.* 2008), o qual agrupa granitoides indiferenciados de natureza e idades ainda indefinidas. Embora diversos trabalhos tenham sido realizados nesta parte do cráton ao longo dos últimos 30 anos, este complexo continua sendo a unidade de maior expressão areal. Trabalhos recentes de mapeamento geológico das rochas do Complexo Xingu que afloram entre a cidade de Água Azul do Norte e a localidade de Vila Nova Canadá permitiram individualizar grande variedade de granodioritos e tonalitos, com a ocorrência expressiva de granitoides porfíricos enriquecidos em anfibólio (Gabriel *et al.* 2010a, Sousa *et al.* 2010, Oliveira D.C. *et al.* 2010).

A área de interesse do presente estudo é delimitada a sul pela faixa de *greenstone belt* de Sapucaia e a nordeste pelas rochas máficas do Diopsídio-Norito Pium e aquelas associadas à Suíte Plaquê. Nesta foram descritas expressivas ocorrências de granodioritos com anfibólio modal, sendo que ainda não se sabia se os mesmos eram ou não equivalentes aos Sanukitoides de Rio Maria ou de outros crátons, porque não se dispunha da caracterização petrográfica e geoquímica detalhada dessas rochas. Até aquele momento ainda não haviam sido reconhecidas ocorrências de rochas sanukitoides no Domínio Carajás, embora estas sejam relativamente abundantes no Domínio Rio Maria (Oliveira, M.A. *et al.* 2009, 2010). Apesar do avanço do conhecimento na área estudada, ainda se faz necessário estudos mais aprofundados para individualização mais precisa dessas rochas. Sendo assim, o presente trabalho visa à caracterização geológica, petrográfica e geoquímica dos granitoides com anfibólio da porção nordeste de Água Azul do Norte, afim de melhor definir sua natureza, compará-los com rochas afins já estudadas em outros crátons e demais domínios da Província Carajás, pretendendo com isso contribuir para o melhor entendimento do quadro geológico da região.

GEOLOGIA REGIONAL

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

como Domínio de Transição por Dall’Agnol *et al.* (1997). Vasquez *et al.* (2008), ao revisarem a geologia do estado do Pará, dividiram a Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria. Isto levou Feio (2011) a redefinir o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição, correspondente à porção sul do Domínio Carajás. Ele se estende desde a borda sul da Bacia Carajás até o norte de Xinguara, prolongando-se lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu. É limitado a leste pelas sequências supracrustais do Cinturão Araguaia e a oeste pelas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

O conhecimento sobre a geologia do Subdomínio de Transição é ainda limitado, uma vez que o mesmo somente veio a ganhar devida atenção a partir da última década. A área de Canaã dos Carajás, situada a NE da área estudada, recebeu nos últimos anos uma série de estudos petrológicos, geocronológicos, metalogenéticos e tectono-estruturais que contribuíram para o melhor entendimento deste segmento. Em um cenário geológico atualizado, a porção sul do Domínio Carajás é formada por: 1) metavulcânicas máficas afins dos *greenstone belts*; 2) rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008) juntamente com as rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium (Hirata *et al.* 1982; Ricci & Carvalho 2006; Santos *et al.* 2008) que representam, de acordo com as idades obtidas por Pidgeon *et al.* (2000), o embasamento mesoarqueano de 3,0 Ga metamorfisado em 2,8 Ga. No entanto, Santos *et al.* (2012) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 2746 ± 1 Ma que foi considerada como de cristalização das rochas do Diopsídio-Norito Pium, sugerindo a formação simultânea entre estas rochas e as suítes magmáticas neoarqueanas do Domínio Carajás, fazendo com que a origem metamórfica ou ígnea do Pium seja atualmente um assunto controverso; 3) associações de granitoides mesoarqueanos cujas idades variam entre 2,96 e 2,83 Ga e por ordem de formação, são representados pelo Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2011), Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemitó Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde e Granitos Cruzadão, Bom Jesus, Serra Dourada (Nascimento 2006, Feio *et al.* 2012) e Boa Sorte (Rodrigues *et al.* 2010) e, por fim, os ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu de 2,97 a 2,85 Ga (Silva *et al.* 1974, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999); 4) granitoides neoarqueanos de 2,75 a 2,73 Ga das suítes Plaqué (Araújo *et al.* 1988, Avelar *et al.* 1999), Planalto (Huhn *et al.* 1999, Gomes 2003, Oliveira D.C. *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012) e Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004, Gomes & Dall’Agnol 2007, Feio *et al.* 2012), além de granitoides da série charnockítica (Gabriel *et al.* 2010b, Feio *et al.* 2012); 5) complexos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté (Macambira & Vale 1997, Lafon *et al.* 2000); 6) granito anorogênico paleoproterozoico Rio

Branco (Dall'Agnol *et al.* 2005, Santos 2010) e enxames de diques de composição predominantemente máfica.

GRANITOIDES ARQUEANOS DE ALTO MAGNÉSIO (SUÍTES SANUKITOIDES)

Granitoides com alto magnésio acham-se expostos em muitos crátons do mundo, sendo muito comuns no final do Arqueano. Shirey & Hanson (1984) sugeriram o termo “suíte sanukitoide” para denominar todas as variedades de rochas ígneas arqueanas, plutônicas ou vulcânicas, que apresentam características geoquímicas similares aos andesitos de alto magnésio (sanukitos) do Mioceno que ocorrem no cinturão vulcânico Setouchi do Japão (Tatsumi & Ishizaka 1982). Koto (1916) originalmente introduziu o termo “sanukitoide” para se referir a todas as modificações texturais de magmas do tipo sanukito. Sanukitoides arqueanos apresentam características geoquímicas contraditórias, ora similares às das rochas magmáticas de origem mantélica, ora daquelas derivadas da fusão de crosta. 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). Stern *et al.* (1989) definiram sanukitoides como rochas ígneas primitivas de composição intermediária com SiO₂ 55-60%, #Mg > 0.6, Ni e Cr > 100ppm, K₂O > 1%, Sr e Ba > 600ppm e grande enriquecimento de ETRL com inexpressiva anomalia de Eu. Mais recentemente, os sanukitoides arqueanos foram definidos simplesmente como uma série de granitoides com alto conteúdo de elementos compatíveis e incompatíveis a dado conteúdo de SiO₂ (Halla 2005).

As suítes ou séries sanukitoides são classicamente compostas por dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, com granodioritos e monzogranitos relacionados como membros derivados e mais evoluídos. Estas rochas não são equivalentes geoquimicamente, mas apresentam comportamentos geoquímicos similares. Sanukitoides ocorrem como intrusões tardi a pós-cinemáticas (Stern *et al.* 1989), seccionando TTGs em terrenos granito-*greenstone* arqueanos, no geral não se associam temporalmente com os primeiros (Heilimo *et al.* 2010). Sanukitoides foram reconhecidos em vários crátons, como na Província Superior (Shirey & Hanson 1984, Stern *et al.* 1989, Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999), Província Karelian do Escudo Báltico (Lobach-Zchuchenko *et al.* 2000, Kovalenko *et al.* 2005, Halla 2005, Heilimo *et al.* 2010), Cráton Dharwar (Sarvothaman 2001, Moyen *et al.* 2003), Domínio Rio Maria da Província Carajás (Oliveira M.A. *et al.* 2009, Oliveira M.A. *et al.* 2010, Oliveira M.A. *et al.* 2011), Cráton Zimbábue (Kampunzu *et al.* 2003), Groenlândia (Steenfelt *et al.* 2005), Cráton Pilbara (Smithies & Champion 2000) e Cráton Yilgarn (Cassidy *et al.* 1991, Wiendenbeck & Watkins 1993).

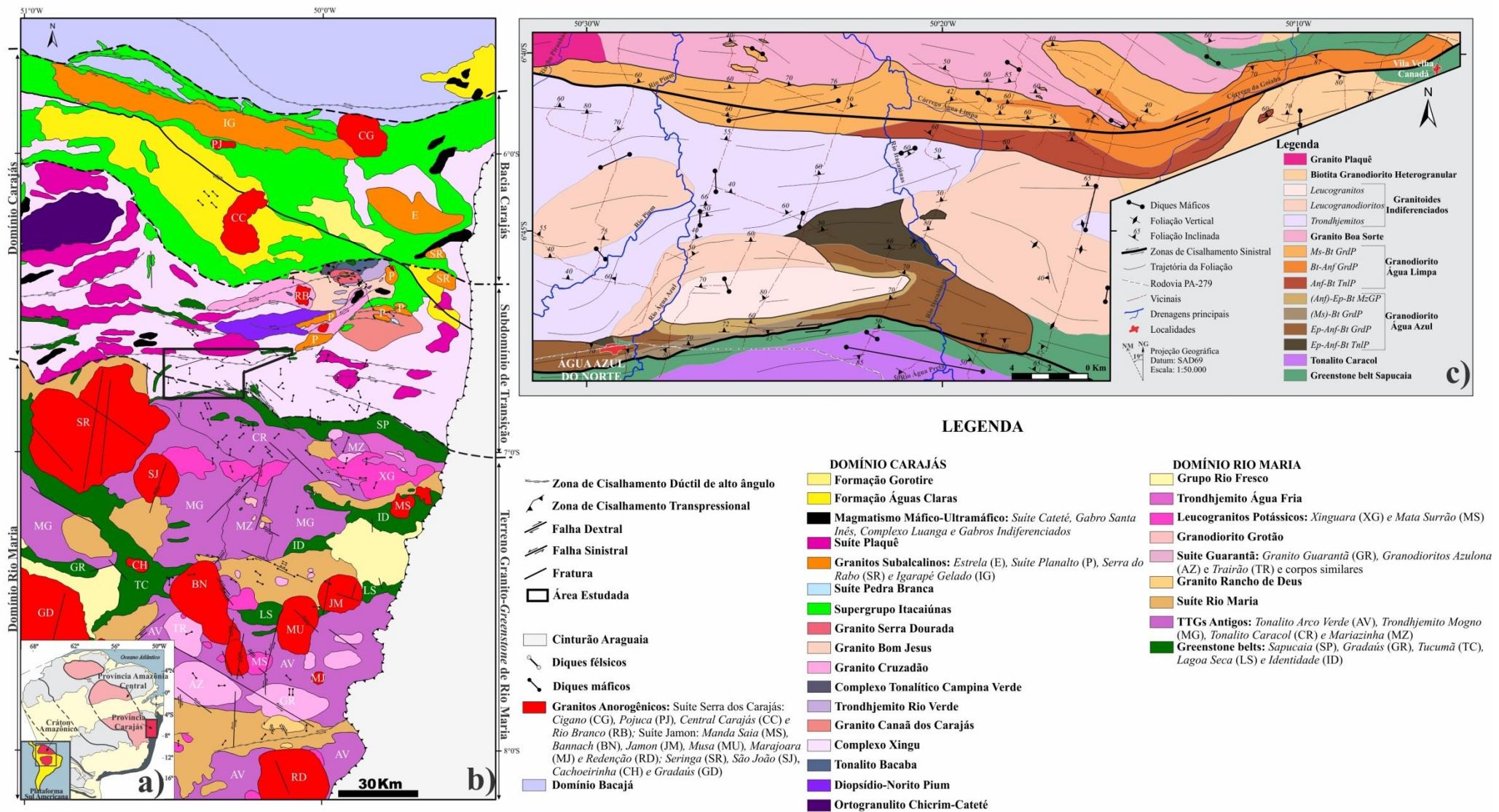


Figura 1 – a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999); b) Mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Almeida (2010) e Feio *et al.* (2012); c) Mapa geológico da porção nordeste de Água Azul do Norte.

A origem dos sanukitoides é ainda assunto de debate, sendo o modelo mais disseminado o do processo em dois estágios. No primeiro estágio, fluidos e/ou magmas TTGs (Evans & Hanson 1997, Smithies & Champion 2000) oriundos de crosta oceânica subductante e possivelmente sedimentos (Halla 2005), contaminam/metassomatizam e enriquecem a cunha do manto. No segundo estágio, a cunha do manto metassomatizado é fundida em um evento termal no final da subducção (Stern & Hanson 1991, Kovalenko *et al.* 2005, Oliveira M.A. *et al.* 2011).

CARACTERIZAÇÃO DOS GRANITOIDES DE ALTO MAGNÉSIO DE ÁGUA AZUL DO NORTE

Geologia

Existem pelo menos dois períodos distintos de geração de rochas na porção nordeste do município de Água Azul do Norte (Oliveira D.C. *et al.* 2010): 1) granitoides mesoarqueanos de 2,88 a 2,85 Ga, que são biotita-anfibólio granodioritos porfiríticos, associações tonalítica/trondhjemiticas, biotita granitos e leucogranitos; e 2) granitoides neoarqueanos de 2,75 a 2,73 Ga, que são biotita granodioritos heterogranulares e hiperstênio trondhjemitos pertencentes à série charnockítica. Estas rochas foram desmembradas do Complexo Xingu e a atual pesquisa conseguiu avançar no conhecimento dos biotita-anfibólio granodioritos porfiríticos caracterizados inicialmente por Oliveira D.C. *et al.* (2010), utilizando-se para isso de novos dados de campo, petrográficos e geoquímicos. Como resultado, foram individualizados nas proximidades dos rios homônimos os *plútons* dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL), foco do presente trabalho, além de ocorrências significativas de granitoides leucocráticos indiferenciados (Figura 1c).

Os GrdAA e GrdAL afloram em grandes lajeiros (Figura 2a) ou em blocos rolados compostos por rochas de coloração cinza escura de foliação pronunciada. A presença de *enclaves* máficos, orientados ou não segundo o plano da foliação, é uma feição marcante nos dois corpos (Figura 2c,d). Estes estão dispostos ao longo de duas faixas E-W localizadas no extremo sul e norte da área e que se estendem por 20 e 40 km, respectivamente (Figura 1c). O GrdAA ocorre ao sul e é intrusivo no *greenstone belt* Sapucaia (Figura 2b), enquanto que o GrdAL é seccionado ao norte pelo *plúton* granítico Boa Sorte (Rodrigues *et al.* 2010). Estes granitoides são separados por trondhjemitos, leucogranodioritos e leucogranitos indiferenciados que ocupam toda a parte central da área sendo que suas relações não são bem

claras. Idades Pb-Pb em zircão de $2884 \pm 1,7$ Ma e $2879 \pm 1,3$ Ma para o GrdAA e GrdAL, respectivamente, foram obtidas anteriormente (Gabriel *et al.* 2010a, Sousa *et al.* 2010).

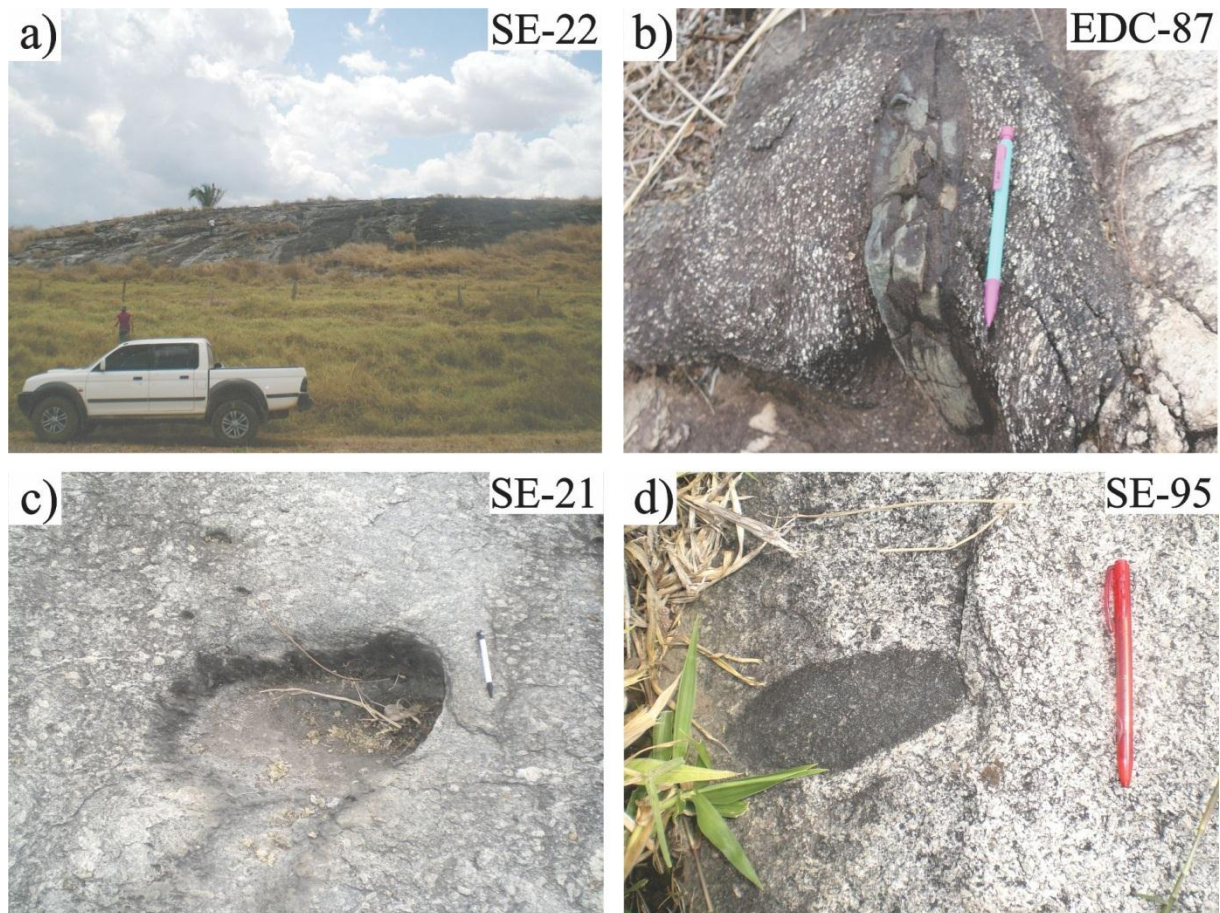


Figura 2 – a) Afloramento do GrdAL em grandes lajeiros; b) xenólito xistoso de metabasalto pertencente ao Grupo Sapucaia englobado por GrdAA foliado; c) cavidade devido à remoção de *enclave* no GrdAL; d) *enclave* máfico no GrdAA. Dimensão das canetas (escalas): 15cm.

Estes granitoides mostram-se variavelmente deformados e afetados por extensas zonas de cisalhamento, em especial ao longo de seus contatos (Figura 1c). Estas registram cinemática transpressiva sinistral e possuem direção geral E-W. Raramente podem ser encontradas estruturas supostamente de origem magmática, macroscopicamente caracterizada por um alinhamento sutil de pórfiros de feldspatos e minerais máficos. A foliação milonítica nestas rochas é delineada pela orientação dos minerais máficos dispostos em níveis preferenciais, realçados nos termos mais deformados. Em geral segue o *trend* regional E-W, com mergulhos moderados a fortes (40° a 89°) e caimentos para norte, que evoluem localmente para bandamento composicional/xistosidade difuso onde as taxas de recristalização foram mais intensas. Ao longo desses planos, as lineações de estiramento mineral são desenhadas por cristais achatados e alongados de quartzo. No GrdAL são

observadas ainda estruturas de contração, onde veios e/ou bandamentos são transpostos para a direção N-S com desenvolvimento de dobras apertadas de planos axiais paralelos à foliação regional, além de dobras de arrasto localizadas e dobras ptigmáticas próximo às zonas de contato. Todas estas estruturas são truncadas por bandas de cisalhamento de direção NW-SE e cinemática dextral. Por outro lado, o GrdAA comumente apresenta crenulação da foliação próximo ao contato com a sequência metavulcano-sedimentar do Grupo Sapucaia, além de estruturas extensionais do tipo *boudins*. Estes corpos são cortados por fraturas e localmente por falhas de rejeito centimétrico de direções N-S, NW-SE e NE-SW, que coincidem com aquelas mostradas pelos diques máficos que seccionam as rochas da região.

Petrografia

Composições modais e classificação

O GrdAA e o GrdAL apresentam características petrográficas ligeiramente distintas, com variações significativas nas concentrações de seus minerais (Tabelas 1 e 2). Para o estudo petrográfico, foram efetuadas análises modais de vinte e oito amostras do GrdAL e dezoito amostras do GrdAA. Os cristais de epidoto e de muscovita interpretados como primários foram contados separadamente dos secundários. Os resultados foram lançados nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Figura 3, conforme Le Maitre 2002) e as variedades petrográficas reunidas em grupos faciológicos determinados principalmente pela razão plagioclásio/K-feldspato e pela presença de anfibólio. A distribuição espacial dos grupos faciológicos identificados está delineada no mapa de fácies da Figura 1c. As duas unidades contêm mais de 31% de plagioclásio, 34 a 16% de quartzo e o conteúdo de álcali-feldspato pode chegar até 24%. Biotita e anfibólio são os principais minerais ferromagnesianos. Os minerais acessórios primários são epidoto magmático, opacos, titanita, allanita, zircão, apatita, muscovita e restritamente a turmalina; os acessórios secundários são clorita, escapolita, mica branca, carbonato e epidoto. A muscovita somente é encontrada nas amostras desprovidas de anfibólio chegando a constituir fase varietal, denotando variação composicional significativa dentro destes corpos. Nos monzogranitos do GrdAA, ocorrem restritamente microcristais de turmalina que associam-se à muscovita.

O GrdAL exhibe dominância de granodioritos, com tonalitos restritos à porção sudeste do corpo (Figura 1c). Os principais grupos faciológicos identificados nesta unidade são biotita-anfibólio granodiorito porfirítico (Bt-Anf GrdP), acompanhado pelo muscovita-biotita granodiorito porfirítico (Ms-Bt GrdP) e pelo anfibólio-biotita tonalito porfirítico (Anf-Bt

TnlP). Os tonalitos e granodioritos com anfibólio possuem teor médio de máficos claramente superior do que aquele do Ms-Bt GrdP (Tabela 1). No diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 3) nota-se que os conteúdos modais de minerais máficos dos Bt-Anf GrdP (24-28%) e Anf-Bt TnlP (24-34%) se sobrepõem e separam-se nitidamente dos Ms-Bt GrdP (7-14%), que são mais enriquecidos em quartzo.

Já o GrdAA contém amplo espectro composicional, com predominância de granodioritos, além de tonalitos e monzogranitos subordinados. Vale notar que no diagrama Q-A-P (Figura 3) os monzogranitos plotam próximo ao campo dos granodioritos, que pode revelar possíveis afinidades petrográficas entre estas variedades. Os grupos faciológicos do GrdAA identificados são epidoto-anfibólio-biotita granodiorito porfirítico (Ep-Anf-Bt GrdP), epidoto-anfibólio-biotita tonalito porfirítico (Ep-Anf-Bt TnlP), (anfíbólio)-epidoto-biotita monzogranito porfirítico [(Anf)-Ep-Bt MzGP] e restritamente (muscovita)-biotita granodiorito porfirítico [(Ms)-Bt GrdP]. Os conteúdos de minerais máficos destas rochas tendem a se sobrepor no diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 3). No entanto o teor médio de máficos dos tonalitos (24,9%) e granodioritos (22,9%) com anfibólio é ligeiramente mais elevado do que o das demais variedades [(Anf)-Ep-Bt MzGP – 21,1%, (Ms)-Bt GrdP – 19,7%, Tabela 2].

Aspectos Texturais

Todas as variedades petrográficas identificadas nestes corpos foram afetadas por processos de deformação dúctil, sendo raras as amostras onde é possível identificar a textura ígnea original. Levando-se em consideração as afinidades mineralógicas e texturais das rochas do GrdAA e do GrdAL, será realizada uma descrição conjunta das diversas variedades identificadas nestes corpos, sempre apontando, quando necessário, as principais diferenças existentes entre as mesmas.

O principal aspecto textural observado é a textura porfirítica (Figuras 4a, b), frequentemente obliterada pela atuação de processos deformacionais, evoluindo para aspectos heterogranulares e equigranulares nas variedades mais recristalizadas. A textura porfirítica nestas rochas é caracterizada pela ocorrência de porfiroclastos prismáticos e grossos de feldspatos em meio a uma matriz média a fina, moderadamente recristalizada, enriquecida em máficos e fortemente orientada.

Tabela 1 – Composições modais do Granodiorito Água Limpa.

	Anf-Bt Tonalito Porfírico						Bt-Anf Granodiorito Porfírico						Ms-Bt Granodiorito Porfírico																		
	SE 45	ADK 91	SE 17A	SE 20A(a)	SE 57	¹ Média	MRS 41	ADK 83	ADK 15	ADK 39	DD 10	ADK 70	Média	EDC 23	SE 31a	SE 27	EDC 42	EDC 53	EDC 40b	EDC 52	DD 11	SE 19B(a)	EDC 49	SE 56a	SE 34	SE 22a	SE 22b	SE 20B	SE 56b	Média	
Quartzo (Q)	16,9	18,5	21,3	21,9	27,5	19,7	21,2	21,3	21,7	21,9	22,6	23,0	21,9	25,2	26,6	27,8	27,9	27,9	28,0	28,2	28,5	29,8	29,9	30,1	30,2	30,7	31,4	32,0	32,4	29,2	
Álcali Feldspato (A)	-	0,2	1,1	4,2	-	1,4	8,7	7,6	8,6	9,1	9,9	13,6	9,6	16,4	14,5	11,5	16,0	14,8	16,5	15,0	9,4	6,2	8,9	10,3	6,7	9,3	7,9	8,4	5,6	11,1	
Plagioclásio (P)	48,5	52,7	48,8	48,1	61,2	49,5	39,4	38,0	40,1	41,0	43,1	35,9	39,6	45,3	44,6	48,1	48,1	45,8	47,5	43,6	47,9	49,7	53,6	47,8	51,4	46,4	46,6	43,9	51,6	47,6	
Anfibólio (Anf)	19,8	14,8	6,3	8,9	0,9	12,5	12,9	18,1	15,7	13,3	12,3	14,2	14,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Biotita (Bt)	14,2	13,2	21,8	7,9	9,5	14,3	14,6	14,3	13,5	12,6	10,8	13,1	13,2	10,1	13,0	10,9	6,6	7,0	6,8	10,2	11,9	11,1	6,5	10,1	10,4	12,9	11,6	14,1	9,1	10,1	
Muscovita (Ms)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	tr	1,1	0,6	2,5	0,9	1,2	1,2	1,5	-	tr	-	tr	1,8	1,1	tr	0,9	
Epidoto (Ep)	tr	tr	-	0,2	0,1	0,1	0,2	tr	-	-	0,5	-	0,1	0,5	-	-	-	0,1	-	0,3	-	-	-	-	tr	-	-	tr	-	0,1	
Titanita	tr	0,3	tr	-	-	0,1	tr	0,1	-	tr	0,3	0,1	0,1	0,3	tr	0,1	tr	0,3	-	0,3	0,2	-	0,2	0,5	0,2	tr	tr	tr	0,2	0,2	
Opacos	-	-	0,4	-	0,3	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	0,1	0,5	-	0,4	0,4	-	-	0,4	0,8	0,4	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	
Allanita	0,1	tr	tr	0,1	0,1	0,1	0,5	-	tr	0,1	0,2	tr	0,2	0,1	0,2	tr	0,1	0,5	-	0,7	0,1	0,4	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,2	
Apatita (Apt)	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	tr	0,1	tr	0,3	0,1	tr	0,4	tr	0,2	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,2	
Zircão (Zr)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	tr	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Clorita (Clt)	-	-	-	6,9	-	1,7	tr	-	-	-	-	-	tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	0,1	0,3	tr	tr	tr	-	0,1	
Mica Branca	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr
Epidoto Secundário	-	-	-	1,2	tr	0,3	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr
Opacos Secundários	tr	tr	-	0,1	0,1	0,1	tr	-	tr	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	0,1
Titanita Secundária	tr	-	-	0,1	-	tr	-	-	tr	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	0,1	
Carbonato	tr	-	-	0,1	tr	tr	-	0,3	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,1	0,1	-	-	tr	
Escapolita	-	-	-	-	-	-	2,1	-	-	1,7	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Máficos	34,2	28,4	28,6	24,1	10,9	28,8	28,4	32,6	29,3	26,1	24,1	27,4	28,0	11,2	13,8	11,1	7,2	8,4	6,9	11,6	12,7	12,4	7,2	11,2	11,3	13,2	11,9	14,4	9,7	10,9	
Apt+Zr	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,6	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,5	0,3	
Secundários	0,2	0,05	0,0	8,5	0,2	2,2	2,2	0,3	0,1	1,7	0,1	0,0	0,7	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,3	0,5	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	
A+P	48,5	52,9	49,9	52,3	61,2	50,9	48,1	45,6	48,7	50,1	53,0	49,5	49,2	61,7	59,1	59,6	64,1	60,6	64,0	58,6	57,3	55,9	62,5	58,1	58,1	55,7	54,5	52,3	57,2	58,7	
Q+A	16,9	18,7	22,4	26,1	27,5	21,0	29,9	28,9	30,3	31,0	32,5	36,6	31,5	41,6	41,1	39,3	43,9	42,7	44,5	43,2	37,9	36,0	38,8	40,4	36,9	40,0	39,3	40,4	38,0	40,2	
Bt+Clt	14,2	13,2	21,8	14,9	9,5	16,0	14,7	14,3	13,5	12,6	10,8	13,1	13,2	10,2	13,1	11,0	6,7	7,1	6,9	10,3	12,0	11,2	6,5	10,2	10,7	13,0	11,7	14,2	9,1	10,2	
Anf/Bt	1,4	1,1	0,3	1,1	0,1	1,0	0,9	1,3	1,2	1,1	1,1	1,1	1,1	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	
Ms/Bt	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	0,2	<0,01	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	n	<0,01	n	<0,01	0,2	0,1	0,01	0,1
À 100%																															
Quartzo	25,9	25,9	29,9	29,5	31,0	27,8	30,6	31,8	30,8	30,5	29,9	31,7	30,9	29,0	31,0	31,8	30,3	31,5	30,5	32,5	33,2	34,8	32,4	34,1	34,2	35,5	36,6	38,0	36,2	33,2	
Álcali Feldspato	0,0	0,3	1,5	5,7	0,0	1,9	12,6	11,4	12,2	12,6	13,1	18,8	13,4	18,9	16,9	13,2	17,4	16,7	17,9	17,3	11,0	7,2	9,6	11,7	7,6	10,8	9,2	10,0	6,2	12,6	
Plagioclásio	74,1	73,8	68,5	64,8	69,0	70,3	56,8	56,8	57,0	56,9	57,0	49,5	55,7	52,1	52,1	55,0	52,3	51,8	51,6	50,2	55,8	58,0	58,0	54,2	58,2	53,7	54,2	52,0	57,6	54,2	

Abreviações: - = mineral não observado; tr = mineral traço com contagem modal média <0,1%; n = razão nula; Contagem média de 2000 pontos por amostra; ¹Média obtida excluindo-se a amostra anômala SE57.

Tabela 2 – Composições modais do Granodiorito Água Azul.

	Ep-Anf-Bt Tonalito Porfírico						Ep-Anf-Bt Granodiorito Porfírico						(Anf)-Ep-Bt Monzogranito Porfírico						(Ms)-Bt GrdP			
	EDC	EDC	SE	SE	SE	Média	EDC	SE	SE	SE	SE	Média	EDC	SDA	EDC	SE	EDC	EDC	Média	EDC	EDC	Média
	63	76	86	85	64		75	94	51	08	95		72	01	71	46	74(a)	77		69	86	
Quartzo (Q)	19,5	24,3	27,6	28,7	29,2	25,9	22,1	22,4	23,5	25,1	25,6	23,7	23,1	23,4	23,9	24,1	24,3	24,5	23,9	24,9	25,6	25,3
Álcali Feldspato (A)	-	1,1	-	-	2,5	0,7	12,2	13,1	14,6	14,2	12,2	13,3	19,9	24,3	19,7	19,3	19,5	18,7	20,2	5,0	10,0	7,5
Plagioclásio (P)	47,9	48,6	47,2	48,1	48,5	48,1	37,8	37,9	36,1	35,7	38,1	37,1	33,5	32,2	32,1	33,9	33,3	32,7	32,9	46,2	46,7	46,4
Anfíbolio (Anf)	7,9	7,5	3,9	0,4	7,5	5,4	14,2	13,1	1,1	6,8	11,3	9,3	-	-	0,9	-	-	-	0,2	-	-	-
Biotita (Bt)	22,8	16,2	19,0	21,2	11,5	18,1	12,3	11,0	10,2	17,2	10,0	12,1	22,1	18,9	19,5	17,3	18,1	19,7	19,3	21,2	17,1	19,2
Muscovita (Ms)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	0,8	-	-	-	0,3	0,2	1,2	0,2	0,7
Epidoto (Ep)	1,0	0,8	1,8	1,2	0,3	1,0	0,5	1,3	2,1	0,3	0,5	0,9	0,4	-	2,6	0,2	1,9	1,9	1,2	0,7	tr	0,4
Titanita	tr	-	0,1	-	tr	tr	0,3	0,3	0,3	-	0,2	0,2	tr	-	0,3	-	tr	-	0,1	tr	-	tr
Opacos	0,3	-	-	-	-	0,1	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	0,2	0,3	tr	0,1	tr	-	tr
Allanita	0,2	0,4	tr	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,5	0,1	0,1	0,2	0,3	-	0,3	0,2	0,5	0,5	0,3	0,3	-	0,2
Apatita (Apt)	tr	-	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	-	0,1	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-	tr
Zircão (Zr)	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	-	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	tr	0,1	-	-	-
Clorita (Clt)	tr	0,3	tr	tr	tr	0,1	-	tr	4,6	0,1	tr	1,0	0,2	0,1	tr	1,0	0,1	0,2	0,3	tr	0,2	0,1
Mica Branca	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	0,2	0,1	-	tr	tr
Epidoto Secundário	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	0,4	6,8	0,1	0,4	1,6	tr	tr	tr	0,2	tr	0,2	0,1	tr	-	tr
Opacos Secundários	0,2	tr	tr	-	tr	0,1	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	0,1	-	-	tr	tr	-	tr
Titanita Secundária	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	0,1	-	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
Carbonato	-	0,5	-	tr	-	0,1	0,1	-	-	-	-	tr	0,1	-	0,3	-	0,8	0,1	0,2	-	-	-
Escapolita	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-	0,1	1,1	0,2	-	0,1	-	3,4	-	0,9	0,7	-	-	-
Máficos	32,3	25,2	24,9	23,0	19,5	25,0	27,5	25,9	18,9	24,6	22,2	23,8	23,1	19,0	23,7	18,9	21,8	22,4	21,5	22,4	17,4	19,9
Apt+Zr	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,0	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2
Secundários	0,3	0,9	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,6	11,6	0,4	1,7	2,9	0,5	0,3	0,5	4,7	1,1	1,6	1,4	0,2	0,3	0,2
A+P	47,9	49,7	47,2	48,1	51,0	48,8	49,9	51,1	50,7	49,9	50,3	50,4	53,4	56,5	51,8	53,2	52,8	51,4	53,2	51,2	56,7	53,9
Q+A	19,5	25,4	27,6	28,7	31,7	26,6	34,3	35,5	38,1	39,3	37,8	37,0	42,9	47,7	43,6	43,4	43,8	43,2	44,1	29,9	35,6	32,8
Bt+Clt	22,9	16,5	19,1	21,3	11,6	18,2	12,3	11,1	14,8	17,3	10,1	13,1	22,3	19,0	19,6	18,3	18,2	19,9	19,5	21,3	17,3	19,3
Anf/Bt	0,4	0,5	0,2	0,02	0,7	0,3	1,2	1,2	0,1	0,4	1,1	0,8	n	n	0,05	n	n	n	0,01	n	n	n
Ms/Bt	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	<0,01	0,04	n	n	n	0,02	0,01	0,06	0,01	0,03
À 100%																						
Quartzo	29,0	32,8	36,9	37,4	36,4	34,5	30,7	30,5	31,7	33,5	33,7	32,0	30,2	29,3	31,6	31,1	31,5	32,3	31,0	32,7	31,1	31,9
Álcali Feldspato	0,0	1,5	0,0	0,0	3,1	0,9	16,9	17,8	19,7	18,9	16,1	17,9	26,0	30,4	26,0	25,0	25,3	24,7	26,2	6,6	12,2	9,4
Plagioclásio	71,0	65,7	63,1	62,6	60,5	64,6	52,4	51,7	48,6	47,6	50,2	50,1	43,8	40,3	42,4	43,9	43,2	43,0	42,8	60,7	56,7	58,7

Abreviações: - = mineral não observado; tr = mineral traço com contagem modal média <0,1%; n = razão nula; Grd = granodiorito; P = porfírico; Contagem média de 2000 pontos por amostra.

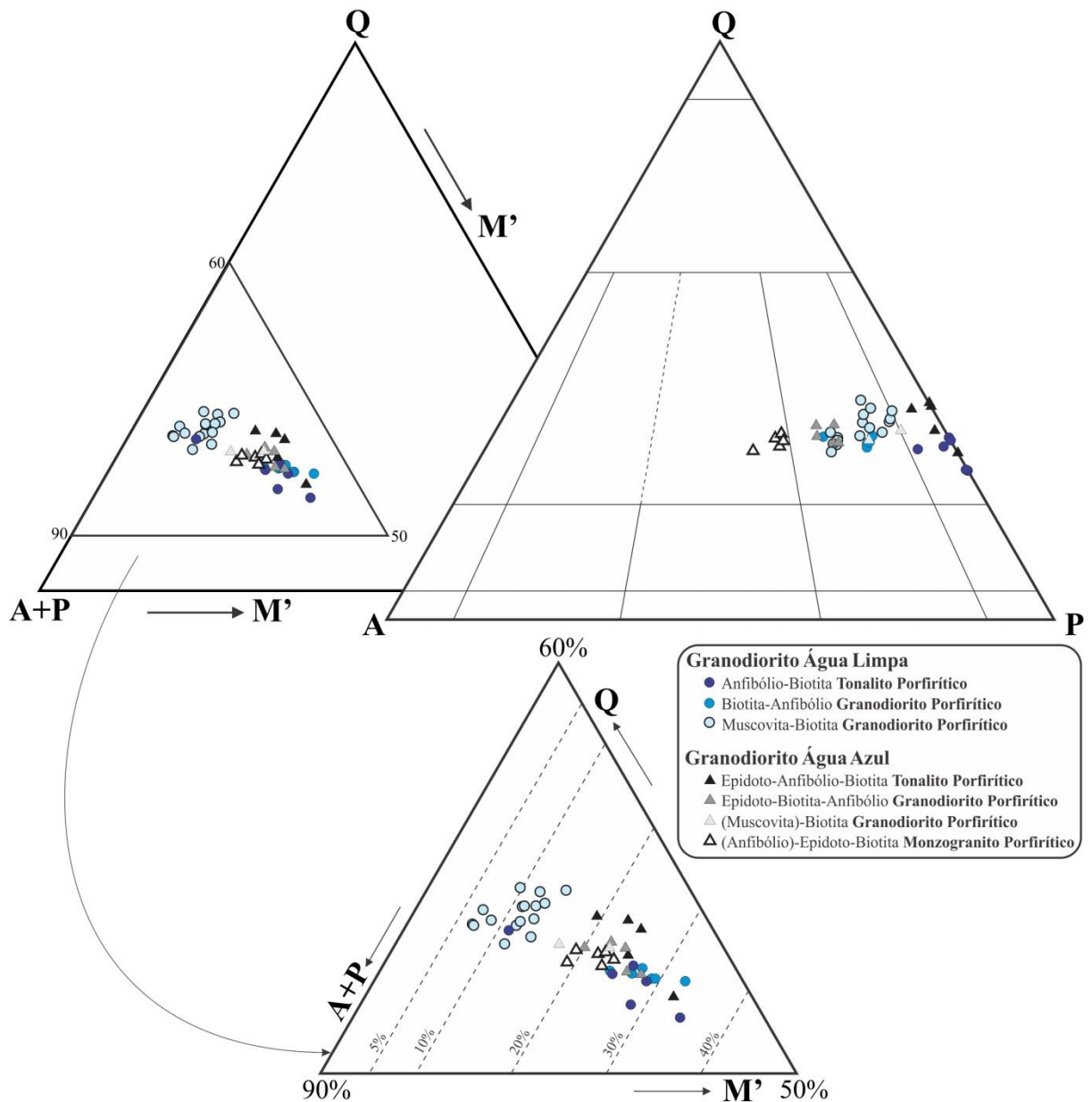


Figura 3 – Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Le Maitre 2002) para os granodioritos Água Azul e Água Limpa.

O Plagioclásio ocorre em dois tipos texturalmente distintos. O Plg₁ como cristais prismáticos subautomórficos e inequigranulares de até 6 mm (Figura 4c). Exibem localmente estreitas bordas albiticas, podem desenvolver mirmequitas nos contatos com microclina e nos cristais maiores desenvolvem maclas do tipo *Carlsbad*. Quando ocorrem alterações, estas afetam os núcleos destes cristais, manifestando-se por mica branca, carbonatos e epidoto. O Plg₂ ocorre como novos grãos xenomórficos de granulação fina (até 0,9 mm) formando agregados poligonais de contatos retos e junções tríplices. Podem desenvolver ainda bulbos de mirmequitas.

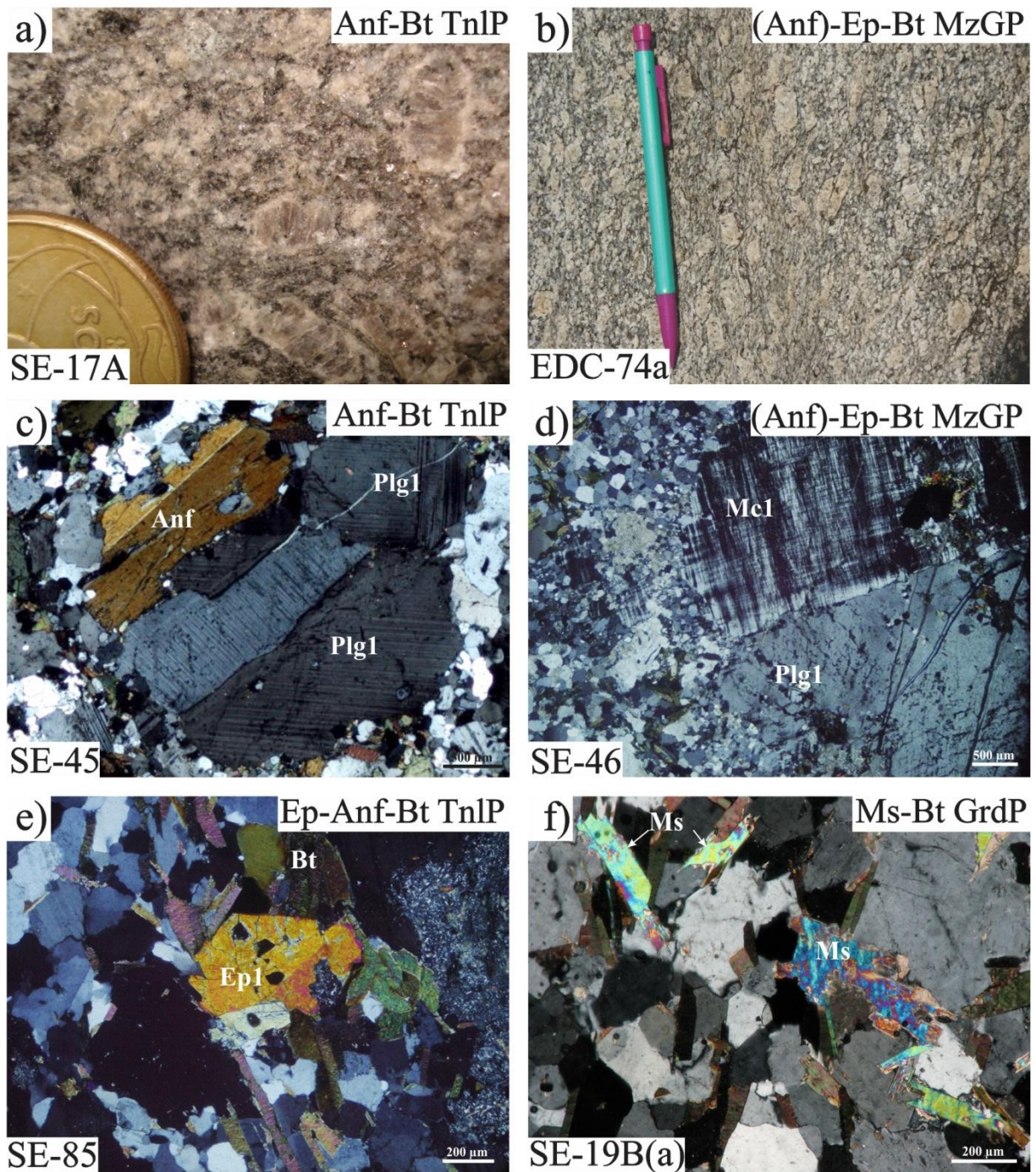


Figura 4 – Aspectos texturais das rochas estudadas. Aspectos macroscópicos da textura porfírica no: a) GrdAL e b) GrdAA. Fotomicrografias a nicóis cruzados: c) cristais de anfibólio (Anf) e de plagioclásio (Plg₁) maclados, GrdAL; d) contato retilíneo entre microclina (Mc₁) e plagioclásio (Plg₁), GrdAA; e) epidoto magmático, automórfico (Ep₁), maclado e em contato reto com biotita (Bt), GrdAA; f) associação entre biotita e muscovita (Ms), GrdAL.

O Quartzo distribui-se em quatro tipos morfológicos: (i) Qtz₁ são cristais inequigranulares (variam entre 4,0 e 0,4 mm), xenomórficos a subautomórficos, que apresentam formas granulares de contatos reentrantes, serrilhados a curvos; (ii) Qtz₂ forma

novos grãos subautomórficos variando entre 0,5 e 0,1 mm, com contatos sub-retilíneos em agregados poligonais; (iii) Qtz_3 restringe-se às fácies portadoras de anfibólio; apresenta granulação muito fina, formas sub-arredondadas, é tipicamente xenomórfico e associam-se com o anfibólio. Suas relações texturais sugerem que seja oriundo da transformação de minerais ferromagnesianos precoces, devendo representar o excesso de sílica liberado durante a transformação do anfibólio para biotita; (iv) Qtz_4 é encontrado nas variedades mais evoluídas como microcristais vermiculares ou em formas de gotas em intercrescimento com bordas sódicas do plagioclásio nos pequenos bulbos de mirmequitas.

A Microclina é comum nas rochas mais evoluídas e encontra-se em dois tipos morfológicos distintos: (i) Mc_1 , de granulação variando de 11 a 1 mm, é subautomórfica, com maclas *Carlsbad* e xadrez bem desenvolvidas e localmente exhibe micropertitas (Figura 4d). Em alguns casos possuem textura poiquilítica, englobando plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio finos; (ii) Mc_2 , forma cristais subautomórficos e equigranulares finos (até 1 mm), exibem contornos regulares em agregados poligonais, contatos sub-retilíneos em junções tríplexes. Seu maclamento albita-periclina é difuso e pode exhibir localmente micropertitas.

A Biotita ocorre em dois tipos texturais. A Bt_1 , a mais abundante, é primária, forma cristais equigranulares finos (geralmente 1 mm, podendo localmente atingir 3 mm), é subautomórfica, de contato reto com anfibólio e epidoto magmático. Pode estar parcialmente alterada para clorita, assim como, localmente, para titanita e hematita ao longo de suas clivagens. Bt_2 ocorre como finos cristais xenomórficos e lamelares, relacionados à recristalização tardi-magmática do anfibólio e Bt_1 .

O Anfibólio é inequigranular, varia entre 4 e 0,3 mm, xenomórfico a subautomórfico de contatos irregulares. Pode desenvolver prismas curtos, muitas vezes maclados (Figura 4c). Pode conter inclusões de opacos, zircão e Qtz_3 . Observa-se localmente transformação do anfibólio para biotita e, subordinadamente, titanita e opacos, afetando principalmente suas bordas, planos de clivagem e fraturas.

O Epidoto é mais comum no GrdAA que no GrdAL, atingindo no primeiro concentração varietal (> 1%). Com base em suas características texturais, foram distinguidas duas gerações distintas. O Ep_1 , de origem magmática, é incolor, subautomórfico, prismático, localmente zonado e/ou maclado (Figura 4e). Possui contatos retos com biotita preservando suas faces, sugerindo equilíbrio entre ambos, e contatos irregulares com as demais fases. É comum nestes cristais a preservação de núcleos de allanita automórfica, muitas vezes zonada e que pode ainda ser encontrados como pequenos pontos castanhos. Ep_2 , de origem

secundária, forma cristais xenomórficos muito finos, geralmente de cor amarelo pistache. Preenchem veios e/ou fraturas, associam-se à clorita e escapolita e podem ocorrer no interior ou nas bordas de plagioclásio alterado.

A Muscovita é encontrada como cristais lamelares subautomórficos e equigranulares finos (até 0,5 mm), os quais se associam à biotita mostrando contatos retos, ao passo que exibem contatos irregulares, reentrantes a interdigitados com as demais fases (Figura 4f). São mais comuns no GrdAL que no GrdAA e, via de regra, só estão presentes nas rochas mais evoluídas e sem anfibólio. Não há certeza quanto à sua natureza, mas suas feições sugerem que seja de origem primária e contemporânea à Bt₁.

Os minerais acessórios primários são opacos, allanita, zircão, apatita, titanita e, restritamente, turmalina (apenas no GrdAA). De forma geral, ocorrem inclusos nos minerais ferromagnesianos precoces, com exceção da turmalina. Clorita, escapolita, mica branca e carbonatos compõem as principais fases minerais secundárias, produto de alteração pós-magmática que afetou estas rochas.

Aspectos deformacionais

As principais feições microestruturais foram caracterizadas com base no estudo microscópico de lâminas delgadas de amostras pertencentes aos dois corpos estudados. De maneira geral, tanto as amostras do GrdAA quanto aquelas que formam o GrdAL exibem forte anisotropia, manifestada por uma foliação pervasiva, definida por níveis enriquecidos em minerais ferromagnesianos e outros essencialmente quartzo-feldspáticos fortemente orientados. Dependendo do grau de deformação, os cristais podem ser neoformados (neoblastos), e formar agregados poligonais (Figura 5b). Nas variedades com anfibólio, são comumente encontrados agregados de minerais máficos orientados (*clusters*) nucleados por cristais de anfibólio bordejados por biotita (Figura 5c).

Em decorrência das condições reológicas observadas, torna-se apropriado o uso do termo milonito (Passchier & Trouw 1996, Trouw *et al.* 2010) para estas rochas, uma vez que foram afetadas por zonas de cisalhamento dúcteis que proporcionaram a recristalização de suas principais fases minerais, resultando em uma matriz mais fina, englobando porfiroclastos em uma orientação de *fabric*. A deformação atuou nestas rochas de forma heterogênea e pode ser descrita observando-se as principais fases minerais: (i) os feldspatos (Plg₁ e Mc₁) formam comumente porfiroclastos prismáticos e orientados, sendo que nos termos mais deformados apresentam-se como porfiroclastos do tipo sigma com formas amendoadas (Figura 5a) e bordas recristalizadas e comumente envolvidas por neoblastos finos configurando sombras de

pressão. Localmente, a recristalização inicial das bordas dos porfiroclastos de plagioclásio gera neoblastos que desenham feições do tipo “manto-núcleo”, melhor desenvolvida na microclina (Figura 5d). Há extinções ondulantes, encurvamento das maclas (Figura 5e), *kinks bands*, fraturas preenchidas por neoblastos e na Mc_1 , micropertitas tectônicas perpendiculares à foliação da rocha; (ii) Qtz_1 é encontrado em aglomerados monocristalinos, muitas vezes bordejados por neoblastos (Figura 5b). Com o aumento do grau de deformação, o Qtz_1 desenvolve extinção ondulante, bandas de deformação, forma subgrãos e cristais orientados e estirados como *ribbons*. O aumento gradual da recristalização leva ao maior surgimento de neoblastos finos (Qtz_2) e poligonais que formam agregados orientados, podendo ainda exibir extinção ondulante onde a deformação foi mais intensa; (iii) Bt_1 forma pequenos agregados de minerais máficos, dispostos em finos níveis descontínuos e ondulados, fortemente orientados que, em alguns casos, bordejam os porfiroclastos. É possível encontrar localmente cristais com incipiente extinção ondulante e *kinks bands*. Nas rochas mais recristalizadas, ocorrem finos neoblastos lamelares (Bt_2) orientados; (iv) o anfibólio pode ser encontrado fortemente orientado em agregados de minerais máficos, geralmente como cristais porfiroclásticos que tendem a ter redução na granulação em resposta à recristalização. Em alguns casos, clastos de anfibólio têm formas ocelares do tipo *fish* (Figura 5f).

Geoquímica

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores, menores e traços em 15 amostras representativas do GrdAL e 12 do GrdAA (Tabela 3). As análises foram realizadas no Laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, sendo utilizados os pacotes analíticos 4A e 4B. Os métodos empregados e os limites de detecção podem ser encontrados no *site* do laboratório (www.acmelab.com). Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES enquanto que os elementos traço e terras raras foram analisados por ICP-MS. Para expressar os conteúdos de elementos na forma de óxido das análises em forma de cátions (por ex. Cr_2O_3 para Cr) utilizou-se dos fatores de conversão gravimétrica compilados de Stevens *et al.* (1960).

Elementos maiores e menores

O GrdAL apresenta variação de SiO_2 (58,45 a 72,58%) mais ampla que no GrdAA (62,04 a 69,11%; Tabela 3). Em ambos, os teores mais baixos de sílica estão associados às variedades portadoras de anfibólio (menos evoluídas), enquanto que os teores mais elevados associam-se às fácies sem anfibólio e com a biotita como principal mineral ferromagnésiano

(mais evoluídas), o que sugere a existência de provável *trend* de evolução magmática. As fácies do GrdAL mostram variações importantes nos teores de sílica, aumentando suas médias a partir dos Anf-Bt TnlP (62,6%), passando pelos Bt-Anf GrdP (65,94%) até os Ms-Bt GrdP (71,65%). Comportamento análogo, porém com variação menos acentuada é observado no GrdAA, cujos teores médios de sílica aumentam a partir dos Ep-Anf-Bt TnlP (64,36%), passando pelos Ep-Anf-Bt GrdP (65,28%) até os (Anf)-Ep-Bt MzGP (67,83%) e (Ms)-Bt GrdP (68,93%).

O K_2O mostra clara correlação positiva com a sílica (Figura 6a), com aumento acentuado em direção às variedades mais evoluídas, tanto no GrdAA (2,96 a 4,32%) quanto no GrdAL (2,1 e 4,28%), porém com ligeiro decréscimo da fácies Bt-Anf GrdP (3,53%) para o Ms-Bt GrdP (3,20%). A razão K_2O/Na_2O apresenta comportamento similar ao discutido para o K_2O (Figura 6b). Os conteúdos de Al_2O_3 (Figura 6c) são moderados com valores médios de 15,20% para o GrdAL e 15,07% para o GrdAA, ligeiramente inferiores aos observados em típicas séries cálcio-alcálicas em rochas de teores similares de sílica, assim como observado para o Na_2O (Figura 6d; 4,06% e 3,94% para os GrdAL e GrdAA, respectivamente). Além disso, o Al_2O_3 exibe leve correlação negativa com SiO_2 dentre as variedades petrográficas, enquanto o Na_2O não exibe variações significativas. Vale ressaltar que estes valores são inferiores aos das típicas séries cálcio-alcálicas (Irvine & Baragar 1971).

Diagramas de Harker (Figuras 6e, f, g, h) revelam decréscimo acentuado dos teores de CaO , Fe_2O_{3t} , MgO e TiO_2 com o incremento da sílica para as amostras dos corpos estudados. Os conteúdos de MgO são elevados e pouco divergentes entre as duas unidades, porém valor médio deste óxido é mais alto no GrdAA, (2,51%; Tabela 3), enquanto que no GrdAL este valor fica em torno de 2,27%. Essa diferença ocorre devido a variação significativa de MgO entre as fácies do GrdAL, onde os teores médios diminuem linearmente com o aumento de SiO_2 a partir dos Anf-Bt TnlP (3,38%) e Bt-Anf GrdP (2,52%) até os Ms-Bt GrdP (0,89%). Comportamento análogo também pode ser observado para o CaO e Fe_2O_{3t} (Figura 6e,f), onde o decréscimo dos teores médios destes óxidos ocorre das rochas menos evoluídas para aquelas mais enriquecidas em SiO_2 (Tabela 3): GrdAL [CaO (4,12 a 2,16%) e Fe_2O_{3t} (5,04 a 2,05%)] e GrdAA [CaO (3,20 a 2,21%) e Fe_2O_{3t} (4,62 a 3,47%)].

Os valores das somatórias dos teores dos principais óxidos formadores dos minerais ferromagnesianos são elevados nestes corpos, porém com importantes variações dentre as variedades petrográficas. No GrdAL a somatória dos óxidos $Fe_2O_{3t}+MgO+TiO_2$ é mais variável do que no GrdAA, sendo que os valores mais elevados correspondem às fácies

portadoras de anfibólio [GrdAL (5,72 a 12,13%) e GrdAA (6,62 a 10,51%)] e os mais baixos àquelas de caráter mais evoluído [GrdAL (2,02 a 3,72%) e GrdAA (4,65 a 7,55%)].

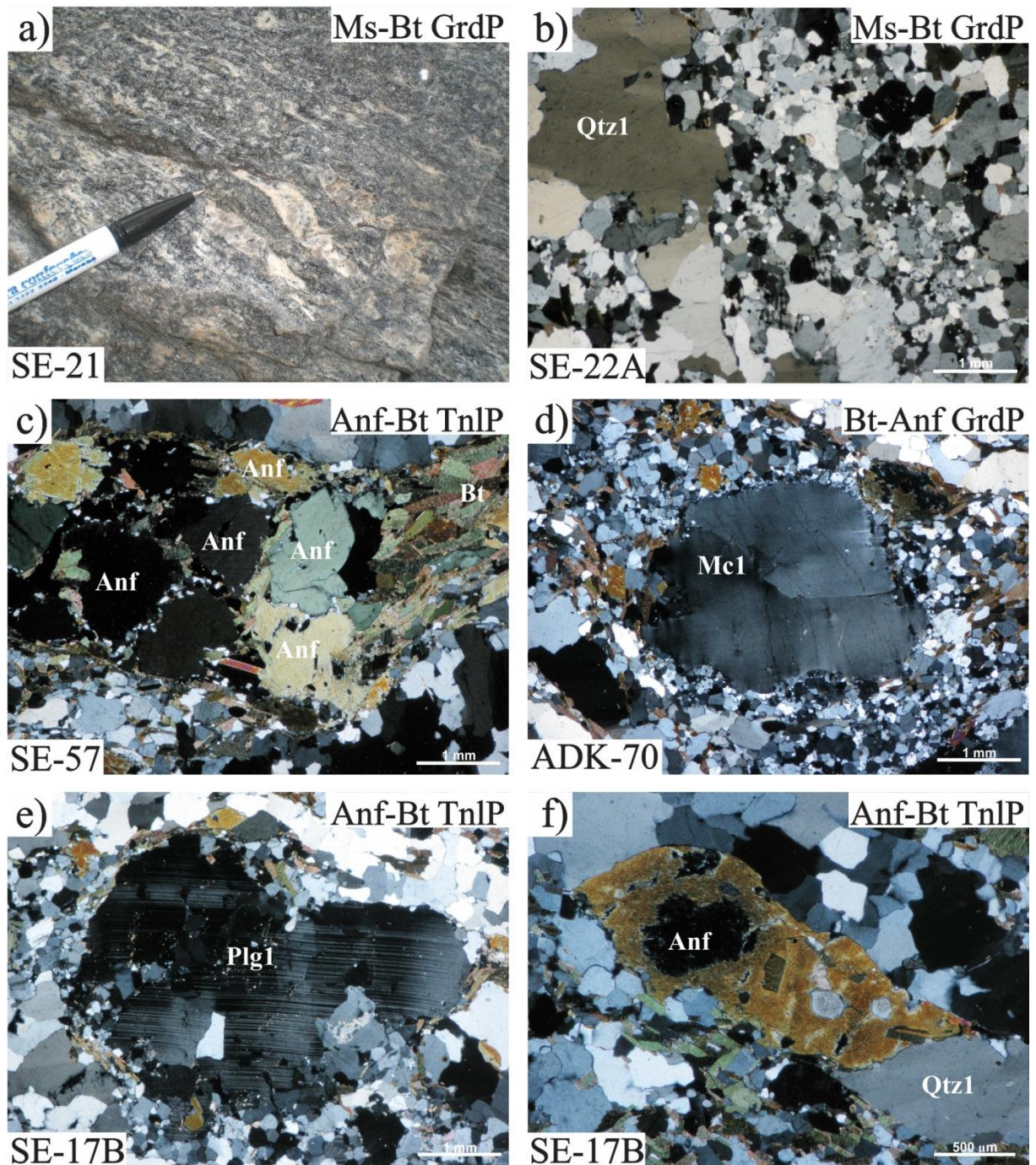


Figura 5 – Aspectos deformacionais e microestruturais das rochas estudadas. a) amostra macroscópica de granodiorito com porfiroclastos de K-feldspato do tipo sigma com forma amendoada, GrdAL. Fotomicrografias com nicóis cruzados: b) cristal de quartzo (Qtz_1) com extinção ondulante em meio a agregado de neoblastos poligonizados, GrdAL. c) agregado de minerais máficos (*clusters*) fortemente orientado, GrdAL; d) porfiroclasto de microclina (Mc_1) com textura “manto-núcleo”, GrdAL. e) porfiroclasto de plagioclásio (Plg_1) exibindo microfraturas, extinção ondulante e encurvamento das maclas, GrdAL; f) porfiroclasto de anfibólio (Anf) em forma ocelar do tipo *fish*, GrdAL;

Tabela 3 – Composições químicas dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.

	GRANODIORITO ÁGUA LIMPA															GRANODIORITO ÁGUA AZUL												(Ms)Bt GrdP EDC 86					
	Anf-Bt TnlP						Bt-Anf GrdP					Ms-Bt GrdP				Ep-Anf-Bt TnlP			Ep-Anf-Bt GrdP					(Anf)-Ep-Bt MzGP									
	ADK 91	SE 45	SE 20A(a)	ADK 75	SE 17A	Média	ADK 83	ADK 70	MRS 41	DD 10	ADK 39	Média	⁽¹⁾ SE 22a	SE 34	EDC 52	SE 56a	SE 27	Média	EDC 76	SE 85	Média	SE 51	SE 08	SE 94	EDC 75	Média	SDA 01		EDC 77	EDC 74a	EDC 71	EDC 73	Média
SiO ₂ (%)	58,45	58,59	63,14	66,12	66,69	62,60	62,64	66,14	66,44	67,03	67,43	65,94	70,76	71,46	71,71	71,74	72,58	71,65	62,04	66,67	64,36	63,44	65,71	65,96	66,01	65,28	66,70	67,11	67,92	68,29	69,11	67,83	68,93
TiO ₂	0,63	0,61	0,47	0,40	0,35	0,49	0,47	0,38	0,35	0,34	0,32	0,37	0,25	0,30	0,22	0,26	0,15	0,24	0,45	0,35	0,40	0,36	0,38	0,38	0,30	0,36	0,35	0,32	0,29	0,30	0,27	0,31	0,28
Al ₂ O ₃	15,93	16,68	15,96	15,37	15,49	15,89	15,53	15,08	14,72	15,10	14,76	15,04	14,55	15,03	14,39	14,71	14,75	14,69	14,84	14,79	14,82	16,69	14,76	14,90	15,02	15,34	15,22	15,54	15,44	14,91	13,49	14,92	15,27
Fe ₂ O _{3t}	6,70	6,37	4,66	3,88	3,58	5,04	4,99	3,85	4,18	3,32	3,56	3,98	2,41	2,28	2,09	2,09	1,37	2,05	5,28	3,96	4,62	4,13	4,61	4,13	3,37	4,06	4,82	2,99	2,77	3,17	3,59	3,47	3,16
MnO	0,09	0,09	0,08	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,09	0,05	0,07	0,06	0,04	0,07	0,04	0,05	0,01	0,04	0,04	0,05	0,09	0,05	0,06
MgO	4,80	4,42	3,02	2,50	2,18	3,38	3,39	2,51	2,51	2,06	2,15	2,52	1,06	0,90	1,08	0,90	0,50	0,89	4,78	2,39	3,59	2,57	2,75	2,70	2,95	2,74	2,38	1,81	1,59	1,80	2,41	2,00	2,02
CaO	5,23	5,25	3,77	3,38	2,97	4,12	4,10	3,36	3,18	3,00	2,87	3,30	2,04	2,86	2,12	2,10	1,66	2,16	3,28	3,11	3,20	3,03	2,90	3,37	2,81	3,03	1,66	2,43	2,57	2,65	1,76	2,21	1,70
Na ₂ O	3,78	4,51	4,00	4,07	4,04	4,08	4,18	3,91	3,58	4,09	3,86	3,92	4,20	4,36	4,16	4,15	4,04	4,18	3,82	3,85	3,84	4,55	3,75	3,88	3,90	4,02	3,76	3,91	4,00	4,10	3,16	3,79	4,56
K ₂ O	2,86	2,20	3,22	3,00	3,67	2,99	2,91	3,51	3,98	3,42	3,84	3,53	3,17	2,10	3,05	3,38	4,28	3,20	2,96	3,70	3,33	3,74	3,61	3,57	3,84	3,69	3,81	3,98	4,01	3,34	4,32	3,89	3,01
P ₂ O ₅	0,24	0,24	0,19	0,15	0,16	0,20	0,18	0,14	0,14	0,12	0,12	0,14	0,09	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,14	0,14	0,14	0,11	0,15	0,15	0,11	0,13	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10
PF	0,90	0,60	1,10	0,60	0,40	0,72	1,20	0,70	0,60	1,10	0,70	0,86	1,10	0,40	0,80	0,30	0,58	0,86	2,00	0,70	1,35	1,00	1,00	0,60	1,30	0,98	0,90	1,40	0,90	1,00	1,40	1,12	0,70
Total	99,61	99,56	99,61	99,52	99,58	99,58	99,66	99,64	99,71	99,63	99,66	99,66	99,66	99,79	99,70	99,73	99,71	99,72	99,68	99,71	99,70	99,68	99,66	99,71	99,65	99,68	99,74	99,64	99,64	99,72	99,70	99,69	99,79
Ba (ppm)	1196	1121	1671	1966	1760	1543	1029	1286	925	1193	950	1077	935	519	1331	1108	1237	1026	855	796	825,5	1187	824	877	1193	1020	647	1458	1261	1095	1077	1108	634
Sr	833	912,1	644,3	710,7	773,5	775	696	684,5	483,7	687,9	618,6	634	481,7	310,5	550,7	483,2	519,1	469	477,6	540,4	509	645,8	506,8	581,7	611	586	301,3	577,9	657,5	656,6	355,1	510	432,4
Rb	102,1	76	89	85,8	97,3	90,0	127,1	115,3	152,2	148,2	140,8	137	111,5	75,6	89,8	98,7	113,8	97,9	127,9	152,1	140	113,7	144,5	134,7	94,9	122	205,7	128,3	134,5	119	147,8	147	103,1
Zr	164,6	171,9	140,2	139,9	132,1	150	148,8	122,4	118,4	112,4	112,6	123	121,8	143,4	101,3	97,9	179,6	129	156,6	127,9	142,25	146,1	129	110,3	115,9	125	118,6	126,2	133,5	129,4	101	122	108,9
Y	12,2	11,2	13,5	10,7	5,8	10,7	13,3	8,5	11,1	6,7	7,2	9,4	2,8	2,8	1,9	2	2,3	2,4	10,1	9,3	9,7	7,3	9,1	12,8	7	9,05	9,2	10,5	6,1	6,1	11,2	8,6	6,5
Nb	6,5	7,2	5,7	3,9	2,9	5,2	5,7	3,8	6,1	4,4	5,4	5,1	4,3	4,1	2,7	3	2,1	3,2	6,7	6	6,35	4,5	5,5	6,3	6	5,6	4,1	5,4	4,2	4,3	6,2	4,8	4,7
Ga	19,9	21,1	18,6	17,9	17,3	19,0	19,5	16,6	16,5	17,7	16,2	17,3	16,3	18	16,2	17,8	16,3	16,9	17,9	16,5	17,2	19,5	17,4	17,2	16,7	17,7	18,7	17,1	17,7	18,2	17,9	17,9	17,1
Th	5	2,8	3,9	5,4	6,1	4,6	4,9	13,6	23,1	13,3	19,8	14,9	15	4	6,9	14,8	37,6	15,7	11,4	20,5	15,95	12,4	19,6	16,4	17,3	16,4	9,5	14,3	13,8	17,7	15,5	14,2	18,6
Ni	56,7	59,9	42	33,6	32,7	45,0	42,5	32,6	41,1	28,1	28,2	34,5	20,2	12,1	18,1	15,4	7,6	14,7	117,3	37,1	77,2	45,1	46,6	39,9	65,4	49,3	31,7	33,2	26,8	32,1	38,1	32,4	30,7
Cr	260	239,5	157,4	123,2	109,5	178	184,7	136,8	143,7	102,6	123,2	138	40,1	20,5	54,7	41,1	13,7	34	383,2	130	257	123,2	150,5	157,4	232,6	166	109,5	95,8	75,3	88,9	88,9	91,7	88,9
Co	59,1	49,8	37,1	51,9	40,4	47,7	51	49,3	50	51,3	62,8	52,9	76,9	70,1	55,1	59,1	51,1	62,5	56,1	53,8	54,95	46,8	59,7	52,5	55,4	53,6	51,2	49,2	57,8	50,9	51,2	52,1	53,6
La (ppm)	31,3	35,5	38,2	34,4	34,5	34,8	35,7	48,8	57,8	28,8	26,9	39,6	29,2	27	30,1	30,7	37,1	30,8	31,3	47,5	39,4	25,6	38,9	35,7	28,7	32,2	43	39,9	32,1	32	44,1	38,2	27,4
Ce	60,1	69,5	69,2	56,4	57,4	62,5	58,3	69	97,6	49,2	66,3	68,1	60,6	43,8	43,7	46,3	66	52,1	58,8	80,5	69,65	46,4	68,6	57,9	54,5	56,9	77,2	53	50,2	60,7	74,5	63,1	50,5
Pr	7,47	7,73	8,15	6,69	6,36	7,3	7,31	8,66	11,11	5,44	6,01	7,7	6,11	4,9	4,88	5,32	6,2	5,5	6,51	8,5	7,505	5,23	7,42	8	5,88	6,6	8,01	6,72	5,88	6,21	8,96	7,2	5,42
Nd	28,2	30,2	31,2	24,9	23,1	27,5	29,9	31,4	40,6	19,7	19,5	28,2	20,8	16,2	15,5	18,2	18	17,7	23,9	28,3	26,1	19,7	26,2	27,7	19,5	23,3	27,3	23,9	22,2	21,1	33,1	25,5	19,6
Sm	4,74	4,79	5,4	4,02	3,16	4,4	4,75	4,05	5,49	3,03	3,29	4,1	2,69	2,02	1,76	1,93	2,63	2	3,77	3,8	3,785	3,18	3,82	4,83	2,97	3,7	4,11	3,46	2,81	3,04	4,8	3,6	2,79
Eu	1,1	1,15	1,02	0,97	0,85	1,0	0,99	0,96	1,45	0,75	0,7	1,0	0,56	0,64	0,62	0,63	0,67	0,6	0,73	0,81	0,77	0,88	0,89	1,1	0,75	0,9	1,09	0,93	0,85	0,81	1,3	1,0	0,67
Gd	3,18	3,37	3,97	2,95	1,91	3,1	3,22	2,55	3,78	2,08	2,08	2,7	1,26	1,25	0,96	1,08	1,13	1,1	2,78	2,41	2,595	2,18	2,5	3,25	2,1	2,5	2,88	2,87	1,87	1,91	3,28	2,6	1,85
Tb	0,44	0,45	0,54	0,4	0,25	0,4	0,45	0,34	0,48	0,26	0,3	0,4	0,14	0,14	0,09	0,11	0,12	0,1	0,39	0,34	0,365	0,29	0,34	0,47	0,28	0,4	0,38	0,36	0,22	0,24	0,43	0,4	0,24
Dy	2,24	2,17	2,44	1,98	1,31	2,0	2,27	1,69	2,38	1,23	1,37	1,8	0,57	0,6	0,38	0,44	0,49	0,5	2,03	1,6	1,815	1,63	1,6	2,4	1,34	1,7	1,85	1,64	1,01	1,16	2,05	1,5	1,32
Ho	0,46	0,4	0,44	0,42	0,2	0,4	0,44	0,3	0,41	0,22	0,27	0,3	0,07	0,09	0,08	0,07	0,07	0,1	0,38	0,3	0,34	0,27	0,33	0,46	0,24	0,3	0,27	0,29	0,2	0,21	0,36	0,3	0,25
Er	1,14	1,05	1,36	0,91	0,49	1,0	1,28	0,79	1,14	0,59	0,77	0,9	0,21	0,2	0,15	0,16	0,24	0,2	0,99	0,89	0,94	0,73	1	1,37	0,76	1,0	0,76	0,72	0,49	0,56	0,93	0,7	0,57
Tm	0,18	0,16	0,18	0,13	0,09	0,1	0,19	0,12	0,2	0,09	0,1	0,1	0,04	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,15	0,14	0,145	0,12	0,15	0,2	0,11	0,2	0,1	0,11	0,07	0,09	0,13	0,1	0,09
Yb	1,13	0,95	1,16	0,72	0,58	1,0	1,03	0,7	1,2	0,53	0,74	0,8	0,25	0,26	0,12	0,16	0,2	0,2	0,97	0,79	0,88	0,75	1,01	1,08	0,68	0,9	0,75	0,79	0,43	0,6	0,95	0,7	0,6
Lu	0,16	0,13	0,14	0,12	0,07	0,1	0,16	0,12	0,16	0,1	0,11	0,1	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,14	0,14	0,14	0,1	0,15	0,17	0,09	0,1	0,08	0,1	0,09	0,09	0,12	0,1	0,08
ΣETR	141,8	157,6	163,4	135	130,3	145,6	146	169,5	223,8	112	128,4	155,9	116,3																				

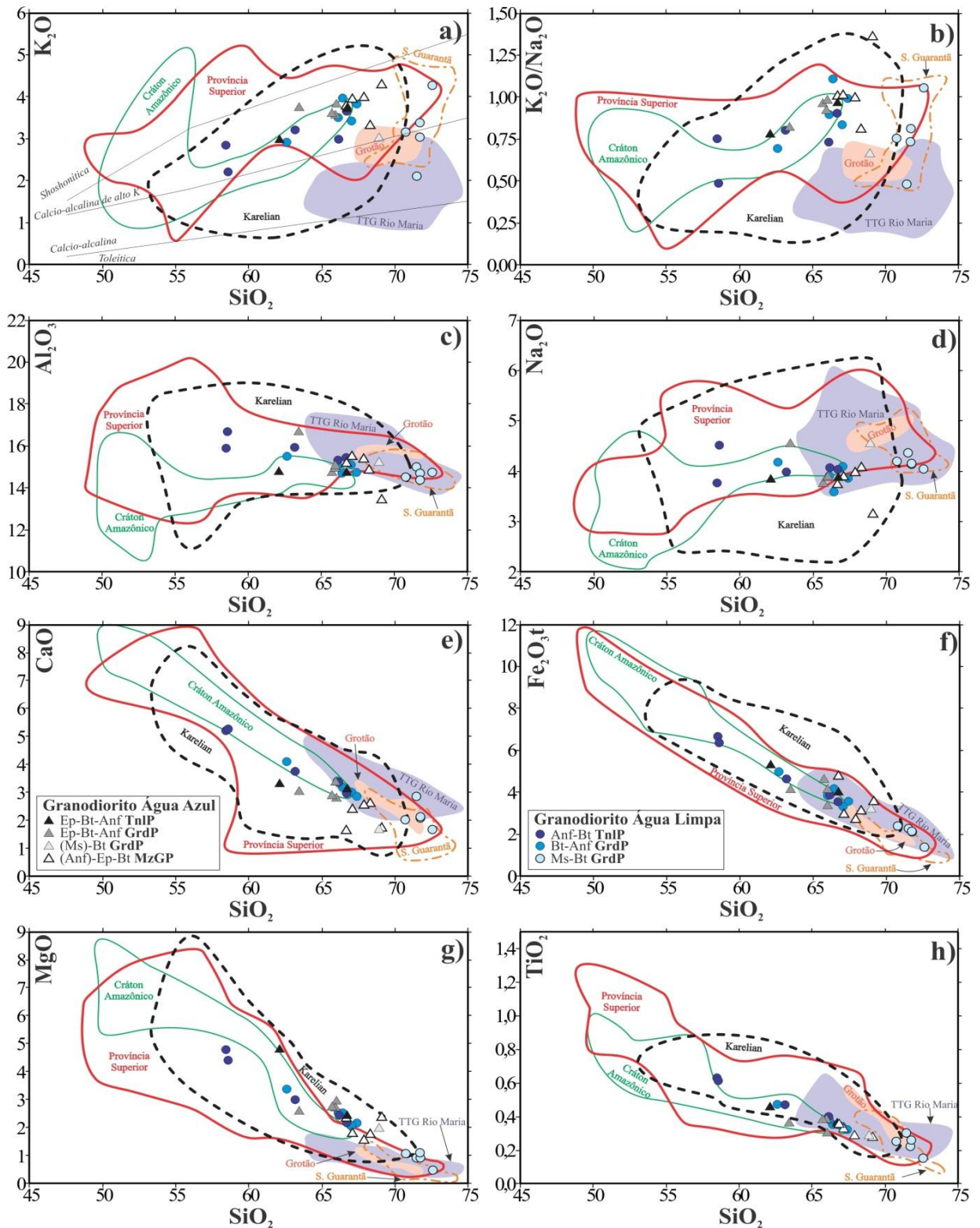


Figura 6 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa e das Suítes Sanukitoides da Província Superior (Stern *et al.* 1989, Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999), Província Karelian (Halla 2005, Heilimo *et al.* 2010) e Domínio Rio Maria (Oliveira 2005, Oliveira M.A. *et al.* 2009), além dos TTGs (Almeida 2010), leucogranodioritos da Suíte Guarantã (Granodioritos Azulona e Trairão; Almeida *et al.* 2008, Dias 2009) e Granodiorito Grotão (Guimarães 2009) do Domínio Rio Maria. Diagrama binário K_2O vs. SiO_2 (a) com os campos de Peccerillo & Taylor (1976).

Elementos traço

Em séries magmáticas, a variação dos elementos traços reflete a diferenciação e pode subsidiar a interpretação dos processos responsáveis pela sua evolução (Wedepohl 1970, Hanson 1978), uma vez que distribuição destes elementos é controlada pelas fases minerais fracionadas durante a gênese e cristalização do magma. O comportamento dos principais elementos traços nas variedades petrográficas formadoras tanto do GrdAL quanto do GrdAA pode ser visualizado nos diagramas de Harker da Figura 7. De modo geral Sr, Y e Zr (Figuras 7a, b, c) exibem correlação negativa com a sílica, comportando-se como elementos compatíveis ao longo da história evolutiva dessas rochas, embora o Zr exiba variações significativas nas variedades mais enriquecidas em SiO₂ (Figura 7c). Os teores médios desses elementos diminuem claramente das variedades tonalíticas e granodioríticas portadoras de anfibólio para as rochas desprovidas deste mineral e onde a biotita é amplamente dominante: GrdAL [Sr (657,5-301,3 ppm), Y (12,8-6,10 ppm), Zr (156,6-101 ppm)]; GrdAA [Sr (912-310 ppm), Y(13,5-1,9 ppm), Zr (171,9-97,9 ppm)]. Neste mesmo sentido, o Ba (Figura 7d) apresenta variação mais dispersa para as rochas do GrdAL (1966-519 ppm), enquanto que para o GrdAA, esta é mais discreta e um leve enriquecimento em direção às variedades mais evoluídas é observado (824-1107,6 ppm). Este comportamento faz com que a razão Sr/Ba (Figura 7e) apresente uma discreta correlação negativa com SiO₂.

O Rb (Figura 7f) para as amostras do GrdAL apresenta comportamento inicialmente incompatível com um aumento de seus teores médios da fácies Anf-Bt TnlP (90,04 ppm) para o Bt-Anf GrdP (136,72 ppm), e um posterior decréscimo em direção à variedade Ms-Bt GrdP (97,88 ppm), o que pode indicar mudança nas fases fracionadas. Este comportamento é similar ao descrito para o K₂O deste corpo (Figura 6a). Já para as amostras do GrdAA, o Rb apresenta variação bastante discreta em seus conteúdos médios, que decrescem da fácies Ep-Anf-Bt TnlP (140 ppm) para o Ep-Anf-Bt GrdP (121,95 ppm), e aumentam até a variedade (Anf)-Ep-Bt MzGP (147,06 ppm). Comportamento similar também é observado para a razão Rb/Sr (Figura 7g).

Comportamento dos elementos terras raras (ETR)

Os conteúdos dos ETR das rochas estudadas quando normalizadas em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978), fornecem padrões similares para as amostras do GrdAA e GrdAL, que são caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), em resposta a um moderado a forte fracionamento dos ETRP durante a formação de seus magmas (Figuras 8a,

b). Apesar do padrão de ETR coincidente entre os dois corpos, a variedade Ms-Bt GrdP pertencente ao GrdAL mostra claramente um fracionamento mais acentuado de ETRP, como observado nas razões La_n/Yb_n destas rochas (Tabela 3). No GrdAL esta razão varia significativamente, tendo as fácies menos evoluídas (Anf-Bt TnlP e Bt-Anf GrdP), razões La_n/Yb_n (18,70 - 47,06) inferiores aos Ms-Bt GrdP (70,09 - 169,31), que são as mais evoluídas e enriquecidas em SiO_2 . Algo semelhante ocorre para o GrdAA, porém com um grau menos acentuado de diferenciação entre as fácies menos evoluídas (Ep-Anf-Bt TnlP + Ep-Anf-Bt GrdP: $La_n/Yb_n = 21,78 - 40,58$) e as mais evoluídas [(Anf)-Ep-Bt MzGP + (Ms)-Bt GrdP: $La_n/Yb_n = 30,82 - 50,39$], conferindo assim um comportamento mais homogêneo para os padrões de ETR deste corpo.

As anomalias de Eu de modo geral são ausentes ou inexpressivas nas amostras do GrdAL ($Eu/Eu^* = 0,65 - 1,33$), assim como naquelas do GrdAA ($Eu/Eu^* = 0,66 - 1,07$). As altas razões La_n/Yb_n encontradas nas amostras da variedade mais enriquecida em SiO_2 do GrdAL (Ms-Bt GrdP), sugerem um grau mais acentuado de diferenciação magmática nos estágios finais de cristalização deste corpo, que poderia ser atribuído ao fracionamento de anfibólio. Os demais padrões de ETR descritos, tanto para o GrdAA, quanto para o GrdAL, apresentam comportamento semelhante aos padrões observados em algumas suítes sanukitoides, acima de tudo com aquela do Domínio Rio Maria (Figuras 9a, b).

Caracterização da série magmática

No diagrama Ab-An-Or (Figura 10a), os GrdAA e GrdAL ocupam claramente o campo dos granodioritos, com a variedade mais evoluída mostrando afinidades com aquelas situadas no campo dos granitos. Comportamento análogo é, de modo geral, também visualizado no diagrama P-Q (Figura 10b, Debon & LeFort 1983), porém neste, termos mais pobres em sílica possuem composição quartzo-monzodiorítica e os termos mais ricos em sílica são predominantemente granodioríticos no GrdAL e monzograníticos no GrdAA, consistentemente com o observado nas análises modais. Na relação $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]_{mol}$ vs. $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]_{mol}$ baseado no índice de Shand (Figura 10c), assim como no diagrama B-A (Figura 10d, Debon & LeFort 1983), é nítida a separação entre as variedades com anfibólio daquelas com muscovita e biotita, as quais mostram caráter metaluminoso e peraluminoso, respectivamente. Já as razões K_2O/Na_2O variam entre 0,48 - 1,44 e 0,66 - 1,37 para as rochas do GrdAL e GrdAA, respectivamente, e mostram tendência de aumento das fácies menos evoluídas para as mais evoluídas.

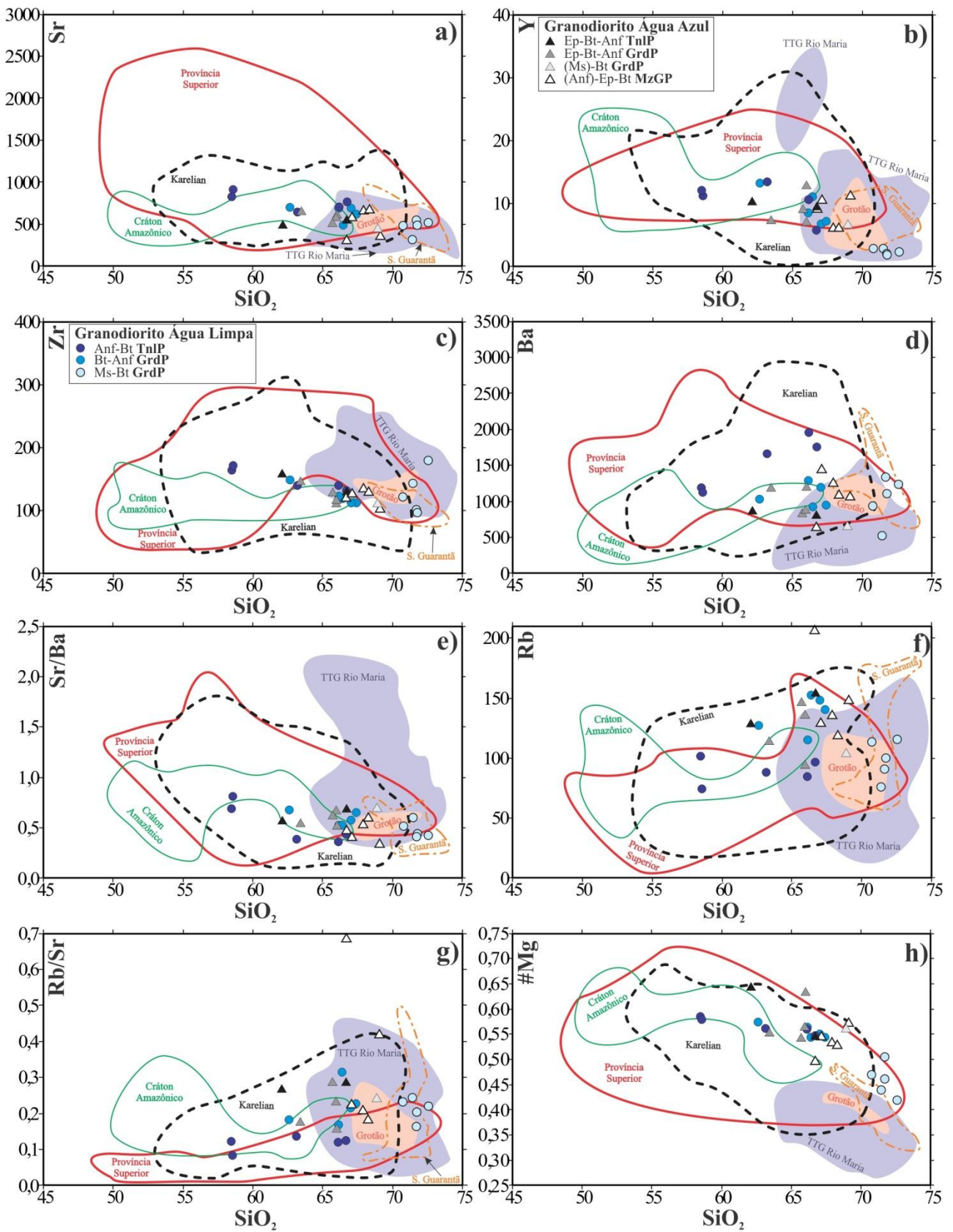


Figura 7 – Diagramas de Harker para os elementos traço e #Mg das amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa e das Suítes Sanukitoides da Provincia Superior, Provincia Karelian e Domínio Rio Maria, assim como os TTGs e leucogranodioritos de Rio Maria, conforme a Figura 6.

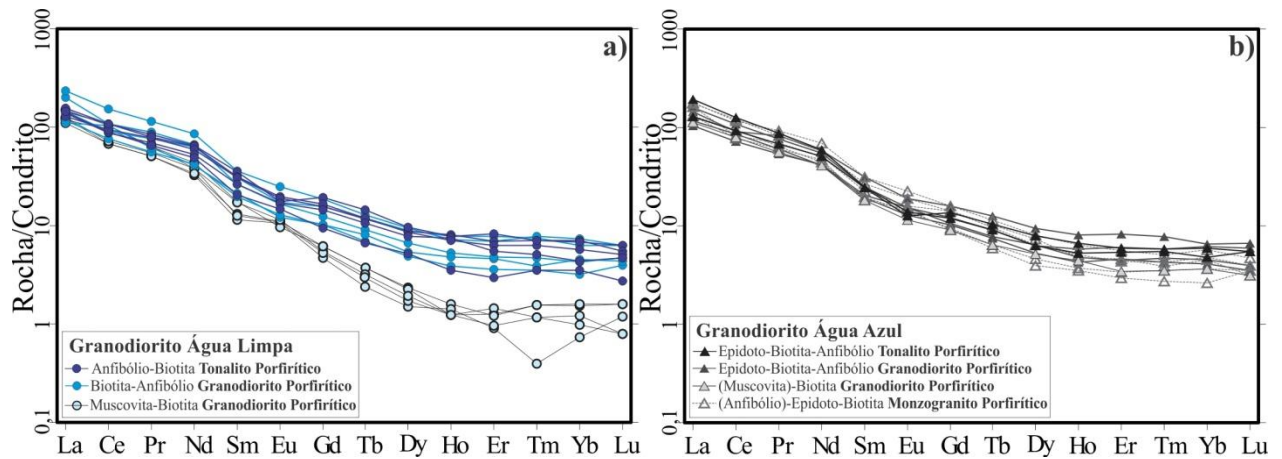


Figura 8 – Padrões de ETR para as amostras dos granodioritos a) Água Limpa b) Água Azul. Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978).

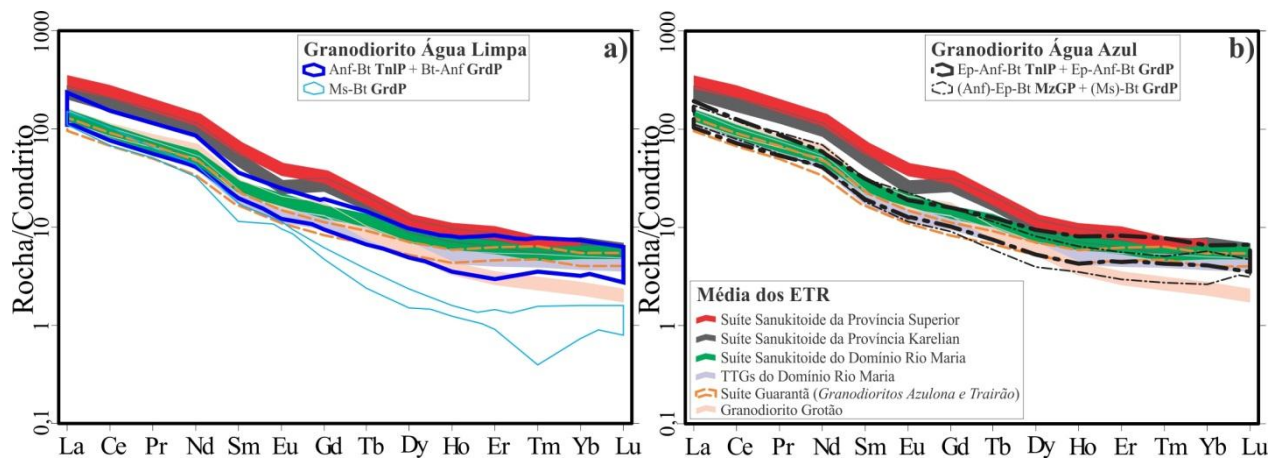


Figura 9 – Padrões de ETR para as amostras dos granodioritos a) Água Limpa e b) Água Azul, comparados às médias de ETR das Suítes Sanukitoides da Província Superior (Stevenson *et al.* 1999), Província Karelian (Halla 2005) e Domínio Rio Maria (Oliveira 2005), assim como TTGs (Almeida 2010), leucogranodioritos da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2008) e Granodiorito Grotão (Guimarães 2009). Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978).

Estas rochas seguem o *trend* das séries cálcio-alcálicas nos diagramas AFM, K-Na-Ca e P-Q (Figuras 10b, e, f) e ocupam o campo das cálcio-alcálicas de alto K no diagrama K_2O vs. SiO_2 (Figura 6d). Os dados geoquímicos apresentados neste trabalho quando comparados com aqueles dos demais granitoides arqueanos do Domínio Rio Maria (Figuras 6 e 7), mostram que os granitoides de Água Azul do Norte possuem, quando comparados com os TTGs, leucogranodioritos arqueanos da Suíte Guarantã de Almeida (2010) e Granodiorito Grotão, de modo geral, além de termos mais pobres em SiO_2 , valores mais elevados de MgO, Cr e Ni, e ligeiramente mais baixos de Na_2O e Al_2O_3 . Soma-se a isso, o fato de as suítes TTGs mostrarem ainda valores mais baixos de K_2O , Ba e K_2O/Na_2O , mais altos de Zr e Sr/Ba e Rb/Sr.

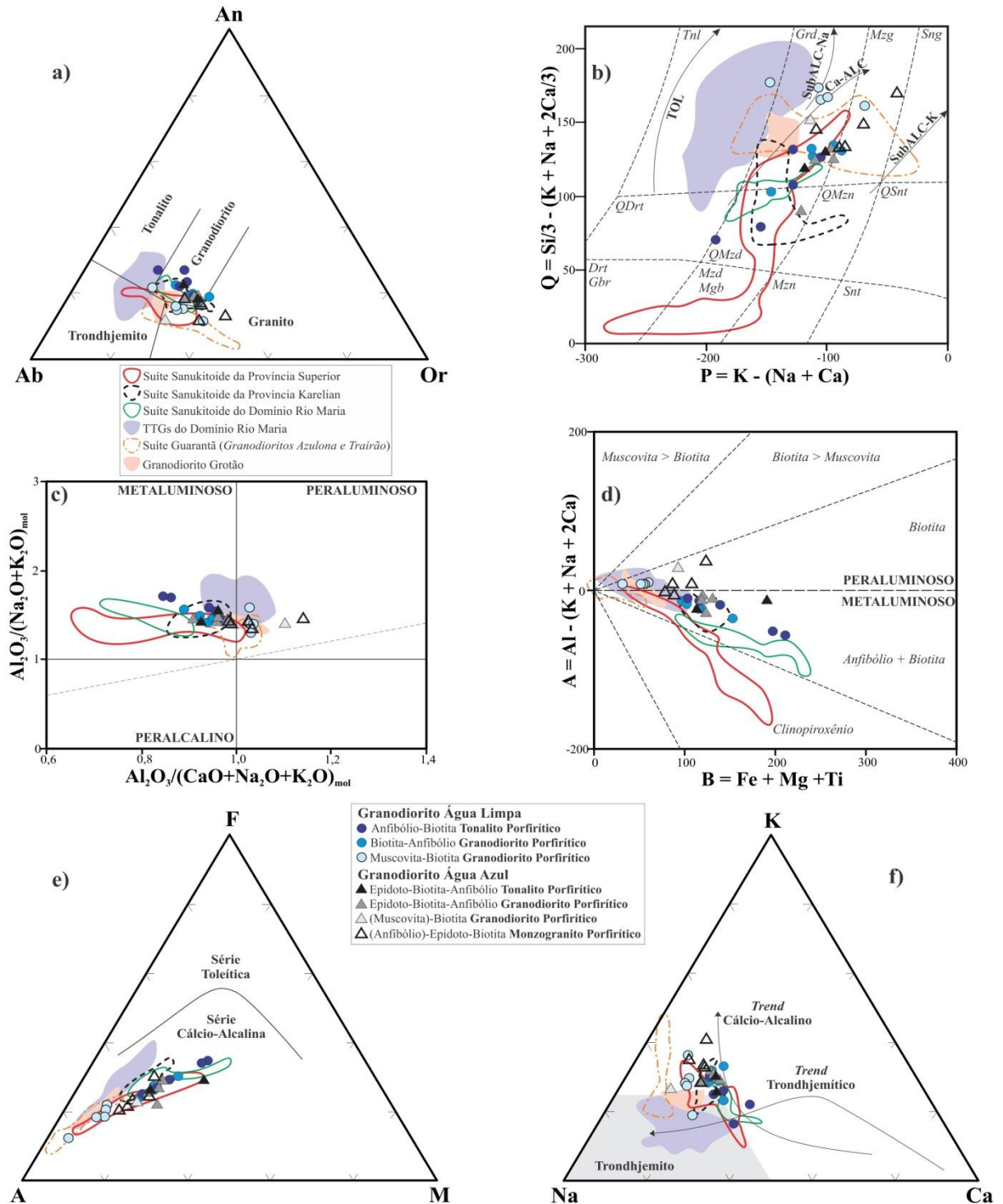


Figura 10 – Diagramas geoquímicos mostrando a distribuição de amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa juntamente com os campos de amostras dos sanukitoides da Província Superior (Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999), Província Karelian (Halla 2005) e Domínio Rio Maria (Oliveira 2005), assim como TTGs (Almeida 2010), leucogranodioritos Guarantã (Almeida *et al.* 2010) e Grotão (Guimarães 2009) de Rio Maria. a) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965 com campos de Barker 1979); b) diagrama P-Q (Debon & Le Fort 1983); c) diagrama ACNK x ANK (Shand 1950); d) diagrama B-A (Debon & Le Fort 1983); e) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + 0,9 * Fe_2O_3$; $M = MgO$); f) Diagrama K-Na-Ca, com o *trend* cálcio-alcalino definido por Nockolds & Allen (1953) e *trend* e campo trondhjemítico definidos por Barker & Arth (1976).

Já os leucogranodioritos cálcio-alcálicos são ligeiramente enriquecidos em K_2O , Rb e Ba, e fortemente empobrecidos em CaO, quando comparados com os granitoides de Água Azul do Norte. Os altos valores de MgO resultam em número de magnésio [#Mg = razão molecular $Mg/(Mg+Fe)$] mais elevados tanto para amostras do GrdAL (0,42-0,59), quanto para aquelas do GrdAA (0,49-0,64), como mostra a Figura 7h.

O caráter mais evoluído da variedade Ms-Bt GrdP do GrdAL faz com que suas composições se sobreponham com as dos leucogranodioritos da Suíte Guarantã em muitos dos diagramas apresentados acima. Porém, os primeiros são notoriamente mais enriquecidos em MgO (fornecendo #Mg mais elevados) e Cr (Figura 11a), empobrecidos em Y (Figura 7c), além de mostrar maior fracionamento de ETRP (Figura 9a) refletido em razões La_n/Yb_n mais altas (Tabela 3). Por outro lado, apesar de não terem sido identificados até o momento amostras tanto do GrdAL, quanto do GrdAA com valores abaixo de 58% de SiO_2 , as rochas formadoras dos corpos aqui estudados possuem fortes afinidades composicionais com aquelas das suítes Sanukitoides do Domínio Rio Maria (Oliveira M.A. *et al.* 2009, 2011), Província Karelian do Escudo Báltico (Halla 2005, Heilimo *et al.* 2010) e Província Superior do Canadá (Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999), como pode ser visualizado nos diversos diagramas geoquímicos apresentados (Figuras 6 a 11).

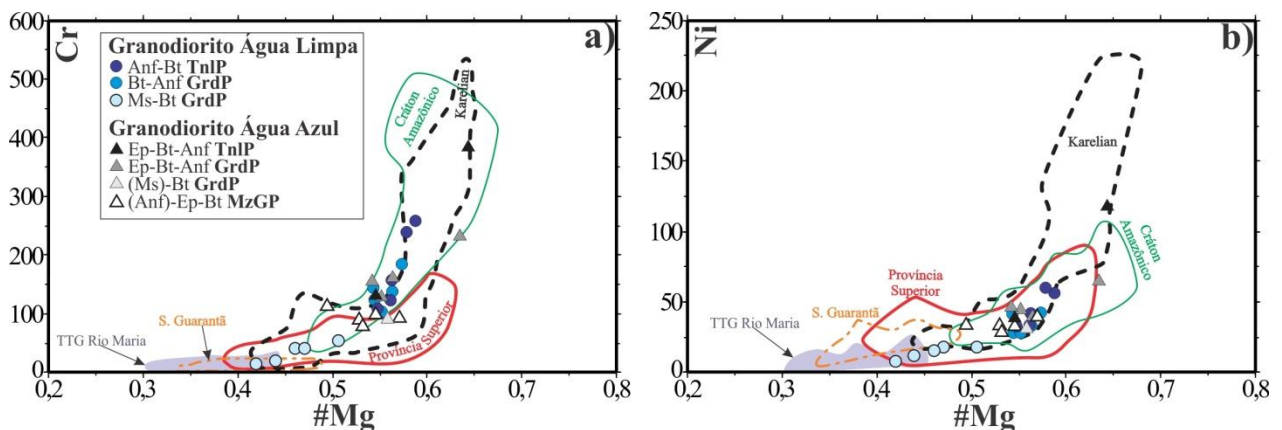


Figura 11 – Diagramas Cr e Ni (ppm) vs. número de magnésio (#Mg) para as amostras dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, com os campos das composições das Suítes Sanukitoides da Província Superior (Stern & Hanson 1991, Stevenson *et al.* 1999), Província Karelian (Halla 2005, Heilimo *et al.* 2010) e Domínio Rio Maria (Oliveira 2005), assim como TTGs (Almeida 2010) e leucogranodioritos (Almeida *et al.* 2010) de Rio Maria.

COMPARAÇÕES ENTRE O GrdAA E GrdAL

Apesar das semelhanças na idade de formação (2,88 Ga), aspectos petrográficos e estruturais, além dos comportamentos geoquímicos afins que inicialmente enquadram estas rochas em uma mesma suíte magmática, os dois corpos granitoides de alto magnésio da região

de Água Azul do Norte apresentam certas particularidades que justificam a denominação individual para suas ocorrências. Além da separação geográfica, petrograficamente o GrdAL mostra ser mais enriquecido em minerais máficos, anfibólio e plagioclásio do que o GrdAA, que por sua vez contém valores mais elevados de K-feldspatos, biotita e epidoto magmático. Algumas diferenças na composição química dessas rochas refletem acima de tudo as variações mineralógicas encontradas nas mesmas. O GrdAL é mais enriquecido em CaO e Ba, enquanto que no GrdAA os teores de K₂O e os valores da razão Rb/Sr são ligeiramente mais elevados. Além disso, nota-se no GrdAL uma variação mais ampla nos teores de SiO₂ (58,45-72,58%) em relação às rochas do GrdAA (62,04-69,11%), reflexo da ocorrência significativa de rochas mais enriquecidas em quartzo (Ms-Bt GrdP) e do aspecto mais evoluído do GrdAL, sugerindo que este possa ter sofrido maior grau de diferenciação magmática com importante fracionamento de anfibólio e biotita, haja vista o aumento significativo da razão La_n/Yb_n e o decréscimo acentuado de Rb nestas rochas em relação às demais fácies. Tais aspectos podem sugerir que estes corpos são provenientes de magmas similares, porém distintos, que evoluíram sob condições semelhantes de cristalização.

CONSIDERAÇÕES SOBRE OS MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

Tendo como base as feições microestruturais descritas nas principais fases minerais dos granitoides aqui estudados, foi possível caracterizar os mecanismos de deformação que atuaram durante a instalação das zonas de cisalhamento dúctil. A evolução microestrutural destes granitoides parece ter sido controlada pelos mesmos mecanismos nos diferentes minerais, porém, com uma diferença no tempo em que cada mineral respondeu aos esforços, refletindo assim, no surgimento das várias feições deformacionais, as quais permitiram caracterizar as seguintes etapas de evolução microestrutural: 1) extinção ondulante; 2) bandas de deformação; 3) subgrãos; 4) novos grãos (neoblastos) e 5) extinção ondulante em novos grãos. Esta sequência pode ser melhor observada nos cristais de quartzo, que são menos resistentes a deformação, enquanto que os cristais de feldspatos e anfibólios apresentam-se aparentemente menos afetados.

Os mecanismos de deformação que atuaram durante os estágios 1 e 2 foram os processos de recuperação no sentido de diminuir a quantidade de deslocamento (*dislocations*), controlados por mecanismos de *climb* que facilitaram a movimentação do deslocamento. A partir do estágio 3, a recristalização torna-se predominante e os mecanismos de deformação que operaram foram a rotação dos limites de grãos e migração dos limites de grãos, que juntos possibilitam o comportamento dúctil total da rocha. Em muitas das amostras estudadas é

possível encontrar neoblastos poligonais em junções tríplices formando agregados orientados, evidenciando a importância da recristalização estática gerada por mecanismos de deslizamento de limites de grãos. A foliação do GrdAA e GrdAL mostra ser um elemento estrutural penetrativo na escala dos dois corpos e o seu maior desenvolvimento está diretamente relacionado às proximidades das zonas de cisalhamento que cortam estas rochas, fazendo com que as mesmas ganhem aspecto milonítico típico, onde atuaram mecanismos de recuperação e recristalização dando origem a uma matriz de granulação mais fina que engloba os porfiroclastos.

Os dados disponíveis para os corpos estudados são ainda insuficientes para uma discussão mais precisa sobre os cenários de colocação dos mesmos. Mesmo assim, as condições reológicas discutidas acima, aliadas às feições estruturais em escala de afloramento dos dois corpos, permitiram definir pelo menos duas fases principais de deformação: (i) a primeira é marcada pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa (milonítica) com variados graus de recristalização no estado sólido, geometricamente similar, sobretudo no GrdAA, àquela dos xistos do Grupo Sapucaia, juntamente com o desenvolvimento de lineações de estiramento mineral. Esta fase também foi responsável pela geração de uma foliação de fluxo magmático, raramente preservada, associada a movimentos transcorrentes sinistrais com inversão local da cinemática, marcada por estruturas de contração (arrasto) e rotação de porfiroclastos/*enclaves*; (ii) a segunda fase de deformação foi responsável pela geração de clivagem de crenulação associada com bandas de cisalhamento e *boudinage*, relacionada provavelmente a um evento extensional tardi- a pós-magmático. Tais aspectos divergem claramente do que é descrito para os sanukitoides mesoarqueanos do Domínio Rio Maria, o que implicaria em diferenças significativas em termos deformacionais entre os dois domínios tectônicos.

CONCLUSÕES

Os granitoides de alto magnésio da região de Água Azul do Norte são intrusivos nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia. Seu posicionamento estratigráfico em relação aos trondhjemitos e leucogranodioritos que separam as duas ocorrências não foi definido, admitindo-se que tenham idades similares. Os granodioritos estudados ocorrem como dois corpos deformados e alongados em padrão estrutural E-W. Os mecanismos de deformação atuantes sobre estas rochas foram o de recuperação e recristalização, os quais deram origem a uma foliação penetrativa realçada nas zonas de cisalhamento dúctil, gerando rochas tipicamente miloníticas. Já a relação espacial entre estes corpos e as principais zonas de

cisalhamento da área, juntamente com a forma alongadas dos corpos graníticos, bem como o quadro cinemático similar observado nos granitoides estudados e nos xistos encaixantes (Grupo Sapucaia), são indicativos de que tanto o GrdAA quanto o GrdAL são sintectônicos à primeira fase de deformação e sua colocação foi controlada por zonas de cisalhamento transcorrentes.

Os corpos estudados são em geral formados por sucessivas intrusões pré a sin-cinemáticas que variam composicionalmente desde tonalitos até granodioritos, e mais restritamente monzogranitos. Os granodioritos são mais expressivos, frequentemente apresentam típica textura porfírica com fenocristais de feldspatos e possuem anfibólio, biotita e epidoto magmático como principais fases ferromagnesianas. De modo geral estes granitoides delineiam *trend* de evolução marcado pelo decréscimo de CaO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e Al₂O₃, paralelamente ao aumento de SiO₂, que por sua vez é acompanhado pelo aumento de K₂O e da razão K₂O/Na₂O a partir das variedades tonalíticas, passando pelos granodioritos ricos em anfibólio, em direção às fácies em que a biotita é o principal mineral ferromagnesiano (mais evoluídas). Sr, Y, Zr, #Mg, Ni, Cr e a razão Sr/Ba decrescem, enquanto que Rb, Ba e a razão Rb/Sr aumentam no sentido da evolução dessas rochas. Os padrões de ETR são bastante similares entre as diversas variedades, porém as altas razões La_n/Yb_n encontradas nas rochas mais enriquecida em SiO₂ do GrdAL (Ms-Bt GrdP), sugerem um grau mais acentuado de diferenciação magmática nos estágios finais de cristalização deste corpo, que poderia ser atribuído ao fracionamento de anfibólio, assim como de biotita, haja vista o decréscimo acentuado de Rb e K nestas rochas. Por outro lado, para as demais variedades petrográficas destes corpos, o anfibólio não deve ter sido uma fase fracionante importante, como é indicado pelo fracionamento menos acentuado de ETR levando à ausência da concavidade nos padrões de ETR.

As rochas estudadas são predominantemente metaluminosas e plotam em sua maioria no campo dos granodioritos no diagrama Ab-An-Or mostrando comportamento distinto dos TTGs e leucogranodioritos de Rio Maria. No diagrama K-Na-Ca, tanto o GrdAL quanto o GrdAA, fogem ao *trend* trondhjemítico, com enriquecimento em K em relação aos TTGs e alinhamento conforme o *trend* das séries cálcio-alcálicas, porém com conteúdos mais baixos de CaO. Entretanto, o GrdAA e o GrdAL apresentam altos valores de #Mg, Cr, Ni, que os distinguem das séries cálcio-alcálicas de margens continentais, e os aproximam dos granodioritos arqueanos ricos em Mg de outros crátons. Tais aspectos também diferenciam claramente estas rochas daquelas relacionadas ao TTGs e leucogranodioritos arqueanos do Domínio Rio Maria, embora seus padrões de ETR sejam similares, com altos conteúdos de

ETRL e um forte a moderado fracionamento de ETRP (alta razão La_n/Yb_n), associado à inexpressiva anomalia de Eu. As afinidades petrográficas e geoquímicas existentes entre as rochas estudadas neste trabalho e as principais ocorrências de granitoides de alto-Mg, em especial aquelas de Rio Maria, sugerem que tanto o GrdAA quanto o GrdAL possam fazer parte de uma suíte magmática análoga, até então não identificada nesta parte da Província Carajás, mais especificamente, na porção sul do Domínio Carajás.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq por concessão de bolsa de mestrado ao primeiro autor e de produtividade em pesquisa ao segundo autor e pelo apoio financeiro (Processo nº 476444/2008 0); ao Instituto de Geociências (IG-UFGA) pelo suporte técnico; ao professor do IG-UFGA Carlos Marcello Dias Fernandes pelo apoio na etapa de campo; aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-IG-UFGA) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; aos revisores pelas críticas que levaram ao aperfeiçoamento do artigo; à FAPESPA (Processo nº 133/2008 0), ao convênio Vale-FAPESPA (Edital 001/2010 – ICAAF 053/2011) e INCT/Geociam (Processo nº 573733/2008-2) pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Almeida J.A.C., Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Borges R.M.K. 2008. Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-ZC V). Programa Geobrasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 147p.
- Almeida J.A.C. 2010, Geologia, Geoquímica, Geocronologia e Petrogênese das suítes TTGs e dos leucogranitos arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 208p.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorito-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, 120:235-257.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In*: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Anais, Belém, p.324-338.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correio Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):454-460.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, 4:596-600.

- Barker F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. *In*: F. BARKER (Ed.) Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier. p.1-12.
- Cassidy K.F., Barley M.E., Groves D.I., Perring C.S., Hallberg J.A. 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids of the late- Archaean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research*, 51:51–83.
- Dall’Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.
- Dall’Agnol R., Souza Z.S., Althoff F. J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. *In*: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Excution guide, Salvador, p.135-161.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Soc. Edinb-Earth Sci.*, 73:135-149.
- Dias S.B. 2009. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito–greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p.11-59.
- Evans O.C. & Hanson G.N. 1997. Late- to post-kinematic Archean granitoids of the S.W. Superior Province: derivation through direct mantle melting. *In*: M.J. de WIT & L.D. ASHWAL (Eds.) Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 25, Oxford University Press, p.280–295.
- Evensen N.M., Hamilton P.T., O’Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 39:55–64.
- Feio G.R.L. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 190p.
- Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010a. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás, *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, CDrom.
- Gabriel E.O., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B. 2010b. Caracterização geológica, petrográfica e geocronológica de ortopiroxênio-trondhjemitos (leucoenderbitos) da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.

- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:182-193.
- Guimarães F.V. 2009. Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemito Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito–greenstone de Rio Maria - SE do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102p.
- Halla J. 2005. Late archean high-mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust mantle interactions. *Lithos*, 79:161-178.
- Hanson G.N. 1978. The application of trace elements in the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:26-43.
- Harker A. 1965. The natural history of igneous rocks. New York. Macmillan, 384p.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 115:27-39.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Anais, Belém, p.100-110.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Boletim de Resumos Expandidos, v.1, Manaus, p.463-466.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 8:523-547.
- Kampunzu A.B., Tombale A.R., Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M.P. 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71:431-460.
- Koto B. 1916. On the volcanoes of Japan, (V). *Journal Geological Society Tokyo*, 23:95-127.
- Kovalenko A.V., Clemens J.D., Savatenkov V.M. 2005. Petrogenetic constraints for the genesis of archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield. *Lithos* 79:147-160.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: International Geological Congress*, 31, Abstracts, Rio de Janeiro, CDrom.

- Le Maitre R W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193p.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V., Kovalenko A.V., Bogomolov E.S. 2000. Late archean high-mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia. *In*: A. Kremenetsky, B. Lehmann, R. Seltmann, (Edit.) Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. IMGRE, Moscow, Russia.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S. Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789-811.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Peucat J.J. 2003. Magmatism during the accretion of the late Archaean Dharwar Craton (South India): sanukitoids and related rocks in their geological context. *In*: European Geophysical Society, Abstracts of the Contributions of the EGSAGU- EUG Joint Assembly, Geophysical Research Abstracts, vol.5, Nice, France.
- Nascimento F.G.C. 2006. Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177p.
- Nockolds S.R. & Aleen R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 4:105-142.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, 525B:79-84.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Oliveira M.A. 2005. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Sanukitoide Arqueano Rio Maria e Rochas Máficas Associadas, Leste de Bannach-PA. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 141p.
- Oliveira M.A. Dall'Agnol R. Althoff F.J. Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:146-160.

- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121–2148.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2011. Petrology of the Mesozoic Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos*, 127:192-209.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 289p.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom.*
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de vila Sedere III, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.*
- Rodrigues D.S. 2011. *Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Boa Sorte, município de Água Azul do Norte – Província Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso. Marabá: Universidade Federal do Pará. Faculdade de Geologia. 88p.*
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the amazon craton based on integration of field mapping and u-pb and sm-nd geochronology. *Gondwana Research*, 3:453-488.
- Santos P.A. 2010. *Petrografia, Suscetibilidade Magnética, Geoquímica e Geocronologia do Granito Rio Branco – Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Universidade Federal do Pará. Faculdade de Geologia. Instituto de Geociências. 87p.*
- Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais, Curitiba, p.535.*
- Santos R.D., Galarza M.A, Oliveira D.C. 2012. Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium - Província Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, CDrom.*
- Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais, CDrom.*

- Sarvothaman H. 2001. Archaean high-Mg granitoids of mantle origin in the eastern Dharwar Craton of Andhra Pradesh. *Journal of the Geological Society of India*, 58:261–268.
- Shand S.J. 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. 4ed., London, 488p.
- Shirey S.B. & Hanson G.N. 1984. Mantle-derived archean monzodiorites e trachyandesites. *Nature*, 310:222-224.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Guimarães G., Issler R.S. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Anais, Porto Alegre, v.4, p.137-141.
- Smithies R.H. & Champion D.C. 2000. The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology*, 41:1653-1671.
- Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) - PMC. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Steenfelt A., Garde A.A., Moyen J.F. 2005. Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean gray gneisses in W. Greenland. *Lithos*, 79:207-228.
- Stern A.L. & Hanson G. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivate of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, 32:201-238.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, lile-enriched archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26:1688–1712.
- Stevens R.E., Nell S.T., Roberson C.E. 1960. Gravimetric conversion factors, and other data used in interpreting analyses of rocks, minerals and waters. *GeoTimes*, v. 4, n° 7, p.41.
- Stevenson R., Henry P., Gariépy C. 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canadá. *Precambrian Research*, 96:83-99.
- Tassinari C.G. E Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tatsumi Y. & Ishizaka K. 1982. Origin of high-magnesian andesitos in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, (I). Petrographical and Chemical Characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60:293–304.
- Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J., 2010. Atlas of mylonites and related microstructures. Berlin, Springer Verlag, 322pp

- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 329p.
- Wedepohl K.H. 1970. Rubidium, Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag, p.37B-37N.
- Wiendenbeck M. & Watkins K.P. 1993. A time scale for granitoid emplacement in the Archean Murchison Province, Western Australia, by single zircon geochronology. Precambrian Research, 61:1-26.

CAPÍTULO III

3 PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANODIORITOS ÁGUA AZUL E ÁGUA LIMPA, PORÇÃO SUL DO DOMÍNIO CARAJÁS - PARÁ

Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2} (eleilson@ufpa.br) e Davis Carvalho de Oliveira^{2,3} (davis@ufpa.br)

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA), Caixa Postal 8608, CEP. 66075-900 – Belém/Pará.

²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – IG/UFPA

³Faculdade de Geologia de Marabá (FAGEO/Marabá) – Campus II da UFPA – Folha 17, Quadra 4, Lote Especial, Nova Marabá, CEP. 680505-080 – Marabá/Pará.

RESUMO

Os granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL) afloram na porção NE do município de Água Azul do Norte, extremo sul do Domínio Carajás. Estes granitoides foram inicialmente inseridos no contexto geológico do Complexo Xingu e ocorrem como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W. O GrdAL é formado essencialmente por biotita-anfibólio granodioritos e muscovita-biotita granodioritos, além de anfibólio-biotita tonalitos subordinados. No GrdAA epidoto-anfibólio-biotita granodioritos são dominantes e epidoto-anfibólio-biotita tonalitos e (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranitos subordinados. Apresentam textura porfirítica e foliação penetrativa de alto ângulo. O estudo de suscetibilidade magnética (SM) mostrou valores relativamente baixos para GrdAL (média $17,54 \times 10^{-4}$ SIv) e GrdAA (média $4,19 \times 10^{-4}$ SIv). Os estudos dos minerais opacos mostraram que magnetita e hematita são as fases comuns e que a ilmenita está ausente nestas rochas. O GrdAL contém titanita associada à magnetita, enquanto o GrdAA contém pirita, calcopirita e goethita. No GrdAL, a magnetita é mais abundante e desenvolvida que no GrdAA, justificando assim sua SM mais elevada. A martitização da magnetita e a oxidação dos sulfetos, gerando goethita, ocorreram a baixas temperaturas. A correlação positiva entre os valores de SM e os conteúdos modais de opacos, anfibólio, epidoto + allanita e quartzo + K-feldspato, assim como a correlação negativa de SM com biotita e máficos observadas nestas unidades, denunciam uma tendência no aumento de SM no sentido anfibólio tonalitos/anfibólio granodioritos → biotita granodioritos/biotita monzogranitos. Os dados

geoquímicos corroboram este comportamento, com correlação negativa entre os valores de SM e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, FeO e MgO, refletindo para as duas unidades, uma tendência de aumento nos valores de SM paralelamente à diferenciação magmática. As afinidades geoquímicas e mineralógicas entre estas rochas e os sanukitoides de Rio Maria sugerem condições de fO_2 entre os tampões HM e FMQ para os granitoides de alto-Mg de Água Azul do Norte.

Palavras-chaves: Granitoides, Arqueano, Magnetita, Carajás, Petrologia Magnética.

ABSTRACT

MAGNETIC PETROLOGY OF THE ÁGUA AZUL AND ÁGUA LIMPA GRANODIORITES, SOUTHERN PORTION OF THE CARAJÁS DOMAIN - PARÁ. The Água Azul and Água Limpa granodiorites (AAGR and ALGR) outcrop in the NE portion of the Água Azul do Norte area, southern of the Carajás Domain. These granitoids were previously included in the Xingu Complex and occur as two elongated bodies following the EW regional trend. The ALGR consists mainly of amphibole-biotite granodiorite and muscovite-biotite granodiorite, with subordinate amphibole-biotite tonalite. The AAGR contains dominant epidote-amphibole-biotite granodiorite, epidote-amphibole-biotite tonalite and restricted (amphibole)-epidote-biotite monzogranite. These rocks show porphyritic texture and penetrative foliation. The magnetic susceptibility (MS) values obtained in the ALGR (average 17.54×10^{-4} SIv) and AAGR (average 4.19×10^{-4} SIv) are relatively low. The main opaque minerals are magnetite and hematite, and ilmenite is lacking. The ALGR contain also titanite associated with magnetite, while the AAGR contains pyrite, chalcopyrite, and goethite. In the ALGR, magnetite is more developed and large than in the AAGR, justifying your highest values of MS. The oxidation of magnetite (martitization) and the alteration of pyrite to goethite, are subsolvus low temperatures processes. The positive correlation between the values of MS and the modal content of opaque, amphibole, epidote+allanite and quartz+K-feldspar, as well as the negative correlation of MS with biotite and mafic observed in these units, reveal a tendency of MS increasing amphibole tonalites/amphibole granodiorites from biotite granodiorites/biotite monzogranites. There is a negative correlation between the values of MS and $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, FeO, and MgO, reflecting for the two units an upward trend in values of MS parallel to magmatic differentiation. The geochemistry and mineralogical affinities between these rocks and sanukitoids of the Rio Maria Domain suggest conditions of the fO_2 between HM and FMQ buffers for the granitoids of the Água Azul do Norte.

Keywords: Granitoids, Archaean, Magnetite, Carajás, Magnetic Petrology.

INTRODUÇÃO

A região de Água Azul do Norte, localizada na porção sul do Domínio Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), é marcada pela ocorrência expressiva de granitoides variavelmente deformados e recristalizados, de naturezas distintas e gerados no Mesoarqueanos (~2,88 Ga) e Neoarqueano (~2,75 Ga), dentre os quais se destacam as associações tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG) e leucogranitos (Oliveira D.C. *et al.* 2010a, Feio 2011). Grande parte dessas rochas ainda está enquadrado no Complexo Xingu (Vasquez *et al.* 2008), o qual agrupa granitoides indiferenciados de origens e idades distintas e ainda indefinidas. Apesar dos diversos trabalhos realizados nesta porção do Cráton, este complexo continua sendo a unidade de maior expressão areal. Em trabalhos recentes de mapeamento geológico das rochas do Complexo Xingu que afloram na região compreendida entre a cidade de Água Azul do Norte e a Vila Nova Canadá, foi identificado grande variedade de granodioritos e tonalitos, com a ocorrência expressiva de granitoides porfiríticos ricos em anfibólio que diferem em termos composicionais daqueles já descritos no Domínio Carajás (Gabriel & Oliveira em preparação, Oliveira D.C. *et al.* 2010a). A área de ocorrência desses granitoides é delimitada a sul pela faixa de *greenstone belts* de Sapucaia e a nordeste pelas rochas máficas do Diopsídio-Norito Pium e aquelas associadas a Suíte Plaqué.

O termo Petrologia Magnética vem sendo utilizado para integrar estudos de propriedades magnéticas de rochas aliados aqueles da mineralogia e petrologia clássicas, com o intuito de definir os processos que originam e modificam os minerais magnéticos (Wasillewski & Warner 1988, Frost 1991, Clark 1999), bem como avaliar as condições geológicas que controlam as propriedades magnéticas de uma rocha, tais como: estado de oxidação do magma, alteração hidrotermal e metamorfismo. A assinatura magnética de uma rocha está diretamente relacionada à composição, tamanho e conteúdo dos óxidos. Ela é controlada principalmente pela distribuição dos íons de Fe entre as fases silicatos e óxidos, fortemente influenciada pelo grau de oxidação do magma. A partir da determinação da natureza e dos fatores que controlam o equilíbrio das fases minerais opacas (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1981, Spencer & Lindsley 1981), nas quais se inclui a magnetita, principal mineral ferromagnético, pode-se procurar definir a evolução dos oxidação dos óxidos de Fe e Ti durante a cristalização magmática.

O Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides vem desenvolvendo durante as últimas duas décadas diversos trabalhos nesta linha de pesquisa, envolvendo dados de suscetibilidade magnética (SM) e de minerais opacos em rochas graníticas da Província Carajás (Magalhães & Dall'Agnol 1992, Dall'Agnol *et al.* 1997a, 1999, 2005, Nascimento 2006, Almeida *et al.*

2007, Oliveira D.C. *et al.* 2010b). Estas considerações são baseadas no contraste entre as assinaturas e propriedades magnéticas dos minerais óxidos de Fe e Ti e contribuíram para a definição da tipologia e das condições de fugacidade de oxigênio nas quais evoluíram diversos granitoides arqueanos e proterozoicos. Tais estudos procuraram verificar as relações entre as variações petrográficas e geoquímicas observadas em vários complexos granitoides e as mudanças no conteúdo e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti e, por sua vez, com as variações de SM. Esta, assim como o conteúdo de minerais opacos, tende a decrescer com a diferenciação magmática.

Este trabalho tem como objetivo principal definir a partir dos dados de SM e estudos dos minerais óxidos de Fe e Ti, confrontados com os dados petrográficos e geoquímicos, as relações entre o comportamento magnético e os processos magmáticos e pós-magmáticos que atuaram nos granitoides de alto magnésio identificados na região de Água Azul do Norte (Gabriel & Oliveira em preparação) denominados de granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL). Tais informações serão utilizadas ainda para discutir as condições de fO_2 reinantes nos diferentes estágios de cristalização dessas rochas, assim como para avaliar os efeitos dos processos deformacionais e hidrotermais que os afetaram. Estudos comparativos com granitoides análogos já estudados em outras porções da província também serão realizados com o intuito de estabelecer possíveis afinidades petrológicas.

GEOLOGIA REGIONAL

A região NE de Água Azul do Norte está inserida no segmento situado entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás (Figura 1b), definido informalmente como Domínio de Transição por Dall’Agnol *et al.* (1997b). Vasquez *et al.* (2008), ao revisarem a geologia do estado do Pará, dividiram a Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria, tal como fora proposto anteriormente por Santos (2003). Isto fez com que o Domínio de Transição fosse redefinido como Subdomínio de Transição, integrante da porção sul do Domínio Carajás (Feio 2011). Este subdomínio se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás até Sapucaia e prolongando-se lateralmente para Tucumã e São Félix do Xingu e sendo limitado a leste pelas sequências supracrustais do Cinturão Araguaia e a oeste pelas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

O conhecimento sobre este terreno é limitado, sendo que o mesmo veio receber estudos detalhados somente a partir desta última década. A região de Canaã dos Carajás em especial foi alvo de uma série de estudos petrológicos, geocronológicos, metalogenéticos e tectono-estruturais que recentemente contribuíram para o melhor entendimento deste

segmento do Domínio Carajás. Com um cenário geológico atualizado, a porção sul deste domínio é formada por: 1) metavulcânicas máficas afins dos *greenstone belts*; 2) rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008) juntamente com as rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium (Hirata *et al.* 1982; Ricci & Carvalho 2006; Santos *et al.* 2008) que representam, de acordo com as idades obtidas por Pidgeon *et al.* (2000), o embasamento mesoarqueano de 3,0 Ga metamorfisado em 2,8 Ga. No entanto, Santos *et al.* (2012) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 2746 ± 1 Ma que foi considerada como de cristalização das rochas do Diopsídio-Norito Pium, sugerindo a formação simultânea entre estas rochas e as suítes magmáticas neoarqueanas do Domínio Carajás, fazendo com que a origem metamórfica ou ígnea do Pium seja atualmente um assunto controverso; 3) associações de granitoides mesoarqueanos cujas idades variam entre 2,96 e 2,83 Ga e por ordem de formação, são representados pelo Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2011), Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemitó Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde e Granitos Cruzadão, Bom Jesus, Serra Dourada (Nascimento 2006, Feio *et al.* 2012) e Boa Sorte (Rodrigues *et al.* 2010) e, por fim, os ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu de 2,97 a 2,85 Ga (Silva *et al.* 1974, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999); 4) granitoides neoarqueanos com idades de 2,75 a 2,73 Ga das suítes Plaqué (Araújo *et al.* 1988, Avelar *et al.* 1999), Planalto (Huhn *et al.* 1999, Oliveira 2003) e Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2012) além de granitoides da série charnockítica (Gabriel *et al.* 2010, Feio 2011); 5) complexos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté (Macambira & Vale 1997, Lafon *et al.* 2000) e 6) granito anorogênico paleoproterozoico Rio Branco (Dall'Agnol *et al.* 2005, Santos 2010) e enxame de diques de composição predominantemente máfica.

GEOLOGIA DA ÁREA

Oliveira D.C. *et al.* (2010a) descrevem a presença de pelo menos dois períodos distintos de geração de rochas para a porção nordeste do município de Água Azul do Norte: 1) granitoides mesoarqueanos de 2,88 a 2,85 Ga, representados por biotita-anfibólio granodioritos porfiríticos, associações tonalítica/trondhjemiticas, biotita granitos e leucogranitos e 2) granitoides neoarqueanos de 2,75 a 2,73 Ga, representados por biotita granodioritos heterogranulares e hiperstênio trondhjemitos pertencentes à série charnockítica. Tais rochas foram individualizadas do Complexo Xingu, sendo que na presente pesquisa conseguiu-se avançar no conhecimento das rochas desta área, utilizando-se para isso de novos dados de campo, petrográficos e geoquímicos, aliados aqueles de susceptibilidade magnética e

estudo de minerais opacos. Com isso, foram individualizados os *plútons* dos granodioritos Água Azul e Água Limpa, além de ocorrências significativas de trondhjemitos, leucogranodioritos e leucogranitos indiferenciados que não são tratados neste trabalho (Figura 1c).

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

PETROGRAFIA

O GrdAA e GrdAL exibem textura porfirítica e foliação milonítica caracterizada pela presença de porfiroclastos de feldspatos grossos a médios rotacionados e imersos em uma matriz quartzo-feldspática, fina a média, recristalizada e rica em minerais máficos, tendo a biotita e anfibólio como as principais fases ferromagnesianas. As fases acessórias primárias são representadas por epidoto magmático, titanita, minerais opacos, muscovita, allanita, apatita, zircão e, mais restritamente, turmalina, enquanto que clorita, carbonatos, escapolita, assim como mica branca, epidoto (Ep₂), opacos (Opc₂) e titanita (Tit₂) formam as fases secundárias. As variedades tonalíticas desenvolvem bandamento composicional acompanhado de altas taxas de recristalização. Estas rochas comumente exibem *enclaves* máficos associados, de tamanhos decimétricos a centimétricos, formas alongadas e ocorrem dispostos ao longo dos planos de foliação da rocha.

Apesar das semelhanças texturais, existem significativas diferenças composicionais entre estas unidades. O GrdAL é formado essencialmente por granodioritos com tonalitos subordinados (Figura 2). Com base nas variações texturais e mineralógicas (Tabela 1), foram identificadas três grandes variedades petrográficas: i) anfibólio-biotita tonalito porfirítico (Anf-Bt TnP); ii) biotita-anfibólio granodiorito porfirítico (Bt-Anf GrdP) e iii) muscovita-biotita granodiorito porfirítico (Ms-Bt GrdP).

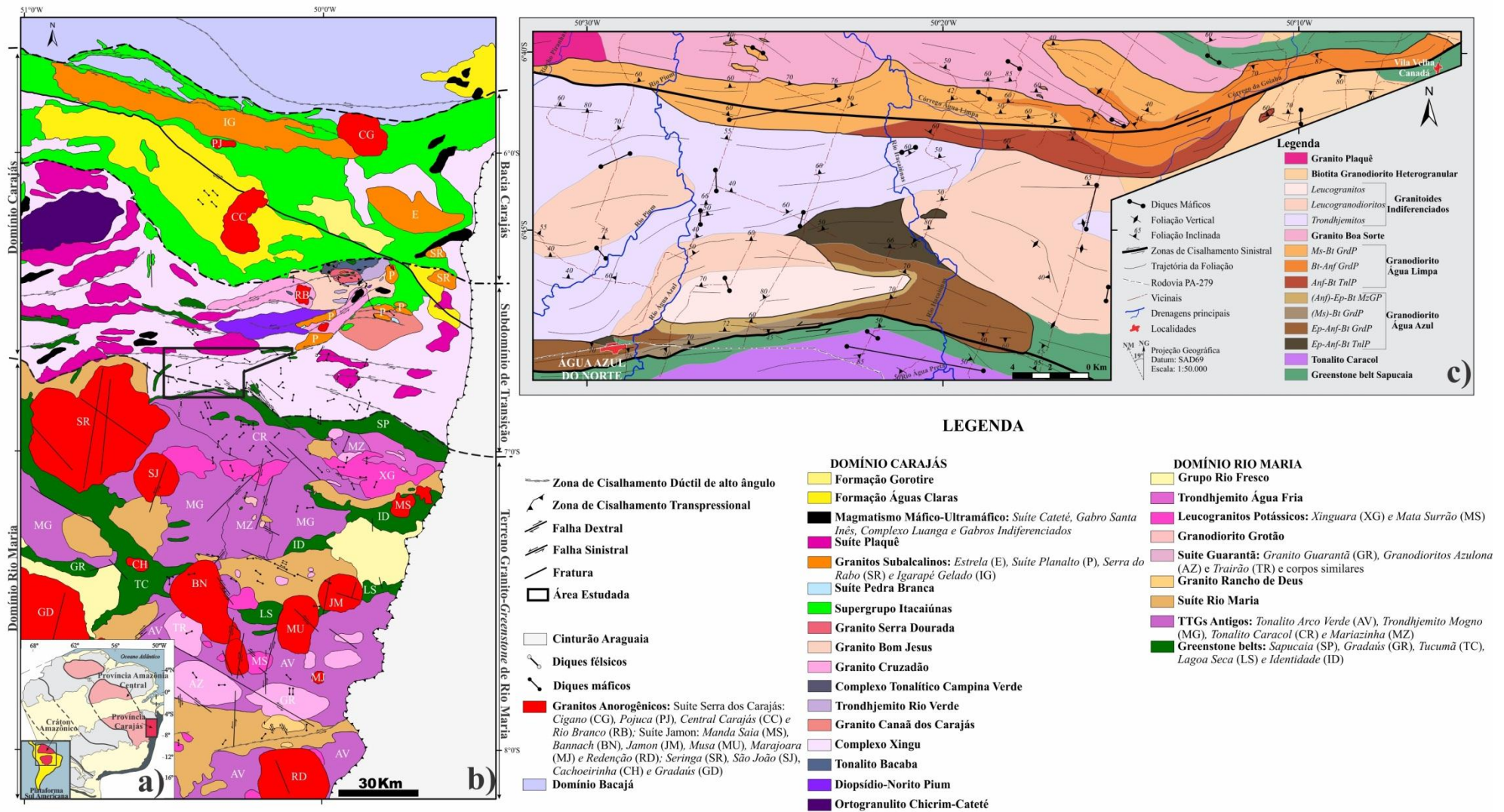


Figura 1 – a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999); b) Mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Almeida (2010) e Feio (2011); c) Mapa geológico da porção nordeste de Água Azul do Norte (Gabriel & Oliveira em preparação).

Já o GrdAA, além de granodioritos e tonalitos, contém ainda monzogranitos restritos (Figura 2). Nestas rochas o epidoto magmático (Ep₁) tem maior representatividade, chegando a constituir fase varietal (>1%, ver Tabela 1). Seguindo os mesmos critérios petrográficos utilizados anteriormente, foram identificados no GrdAA quatro variedades: i) epidoto-anfibólio-biotita tonalito porfirítico (Ep-Anf-Bt TnlP); ii) epidoto-anfibólio-biotita granodiorito porfirítico (Ep-Anf-Bt GrdP); iii) (muscovita)-biotita granodiorito porfirítico [(Ms)-Bt GrdP] e iv) (anfibólio)-epidoto-biotita monzogranito porfirítico [(Anf)-Ep-Bt MzGP].

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

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

Abreviações: () número de amostras analisadas; - = mineral não observado; tr = mineral traço com contagem modal média <0,1%; **Anf** = anfibólio; **Bt** = biotita; **Ms** = muscovita; **Ep** = epidoto magmático; **Apt** = apatita; **Zr** = zircão; **Tnl** = tonalito; **Grd** = granodiorito; **MzG** = monzogranito; **P** = porfirítico; Contagem média de 2000 pontos por amostra.

O diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 2) mostra que estes granitoides apresentam conteúdos modais de minerais máficos (M') relativamente elevados. Somente a fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL possui caráter mais leucocrático. De acordo com a Tabela 1, nas duas unidades os tonalitos e granodioritos com anfibólio são os que contêm os maiores valores

médios de M' , entre 23 e 28%, seguidos pelos (Anf)-Ep-Bt MzGP (21,5%) e (Ms)-Bt GrdP (19,9%) do GrdAA, ao passo que os Ms-Bt GrdP do GrdAL apresentam os valores mais baixos de M' (10,9%). Apesar da superposição de algumas amostras de variedades petrográficas distintas, este comportamento indica que os minerais ferromagnesianos possuem papel importante na evolução do(s) magma(s) gerador(es) dessas rochas, haja vista o aumento no conteúdo modal de quartzo em sentido inverso ao do aumento de M' .

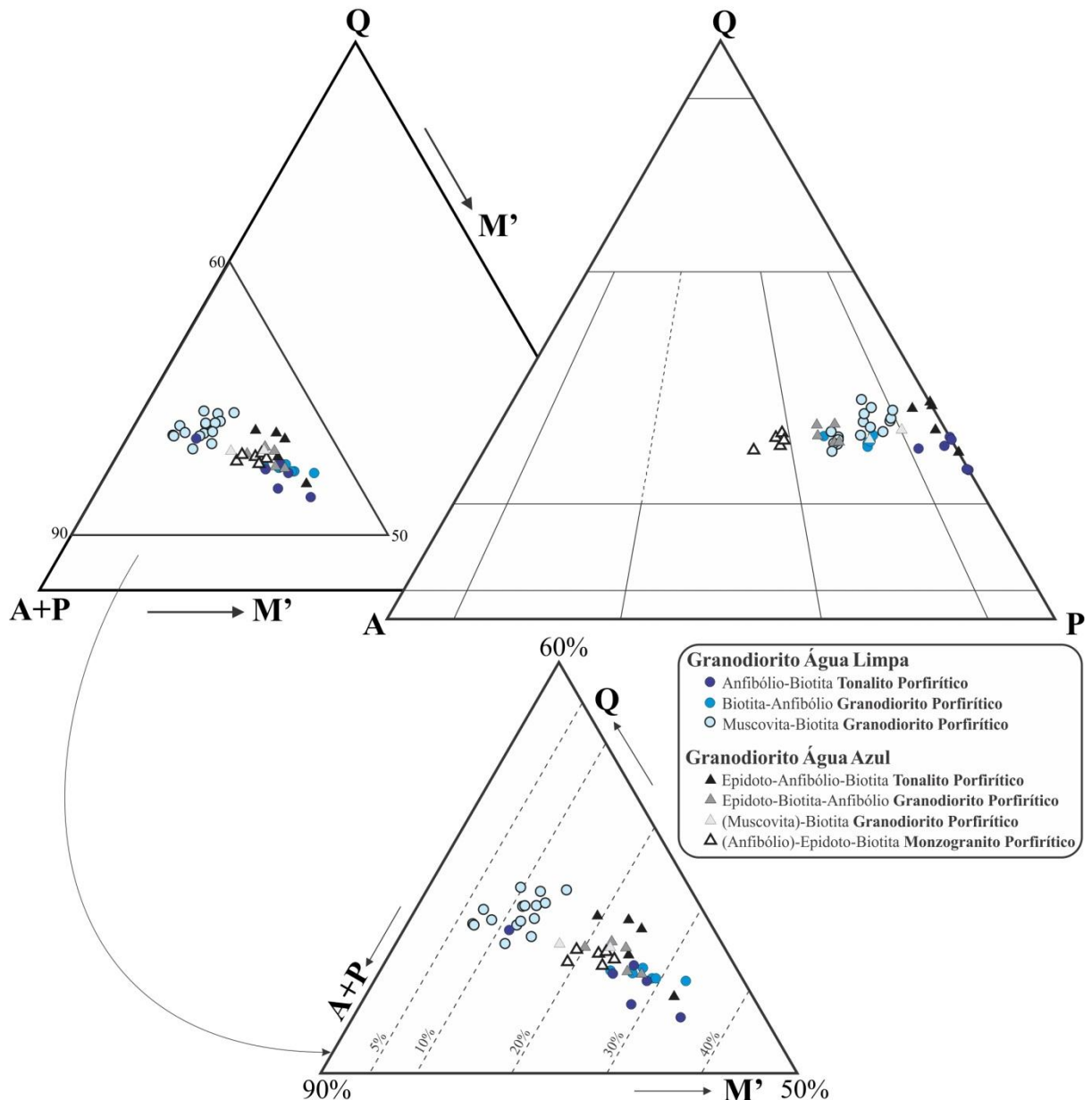


Figura 2 – Diagramas modais Q-A-P (Le Maitre, 2002) e Q-(A+P)- M' para as variedades dos granodioritos Água Azul e Água Limpa.

Os conteúdos modais de minerais opacos primários (Opc_1) são geralmente baixos e pouco variados nas duas unidades. Em ambas, o conteúdo destes minerais não ultrapassa 0,8% da rocha total. As rochas do GrdAL são as que apresentam as maiores concentrações

médias de Opc_1 ($<0,3\%$), enquanto que o GrdAA contém concentrações médias de Opc_1 mais baixas ($<0,1\%$). No GrdAL os Ms-Bt GrdP tendem a conter as maiores concentrações de Opc_1 (média de $0,3\%$), ocorrendo algo de semelhante no (Anf)-Ep-Bt MzGP (média de $0,1\%$), fácies mais rica em sílica do GrdAA. Os tonalitos e granodioritos com anfibólio tendem a apresentar as concentrações mais baixas de opacos nestas duas unidades ($\leq 0,1\%$).

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Métodos de trabalho

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

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

Apresentação dos dados

Os valores de SM do GrdAL variam entre $0,3356 \times 10^{-4}$ e $92,2556 \times 10^{-4}$ SI-emu (SIv) (Tabela 2), com média de $17,5410 \times 10^{-4}$ SIv. Estes dados quando analisados em histogramas e polígonos de frequência (Figura 3a), mostraram que a distribuição das amostras neste corpo é bimodal, com picos distintos nos valores de log $-3,37$ ($4,2657 \times 10^{-4}$ SIv) e $-2,62$ ($23,9883 \times 10^{-4}$ SIv), sendo que 49% das amostras concentram-se nos intervalos entre log $-4,00$ (1×10^{-4} SIv) e $-3,00$ (10×10^{-4} SIv), enquanto que 39% concentram-se nos intervalos entre log $-2,75$ ($17,7828 \times 10^{-4}$ SIv) e $-2,00$ (100×10^{-4} SIv). Recorrendo-se ao gráfico de probabilidade normal (Figura 3b) foi possível separar cinco populações magnéticas denominadas A, B, C, D e E,

que foram definidas a partir de diferentes segmentos de reta os quais cobrem intervalos distintos de SM (Tabelas 2 e 3), partindo dos menores para os maiores valores de SM.

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

Tabela 2 – Dados de suscetibilidade magnética (SM) dos granodioritos Água Azul e Água Limpa. Abreviações de acordo com Tabela 1.

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

Relação entre SM e as variedades petrográficas

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

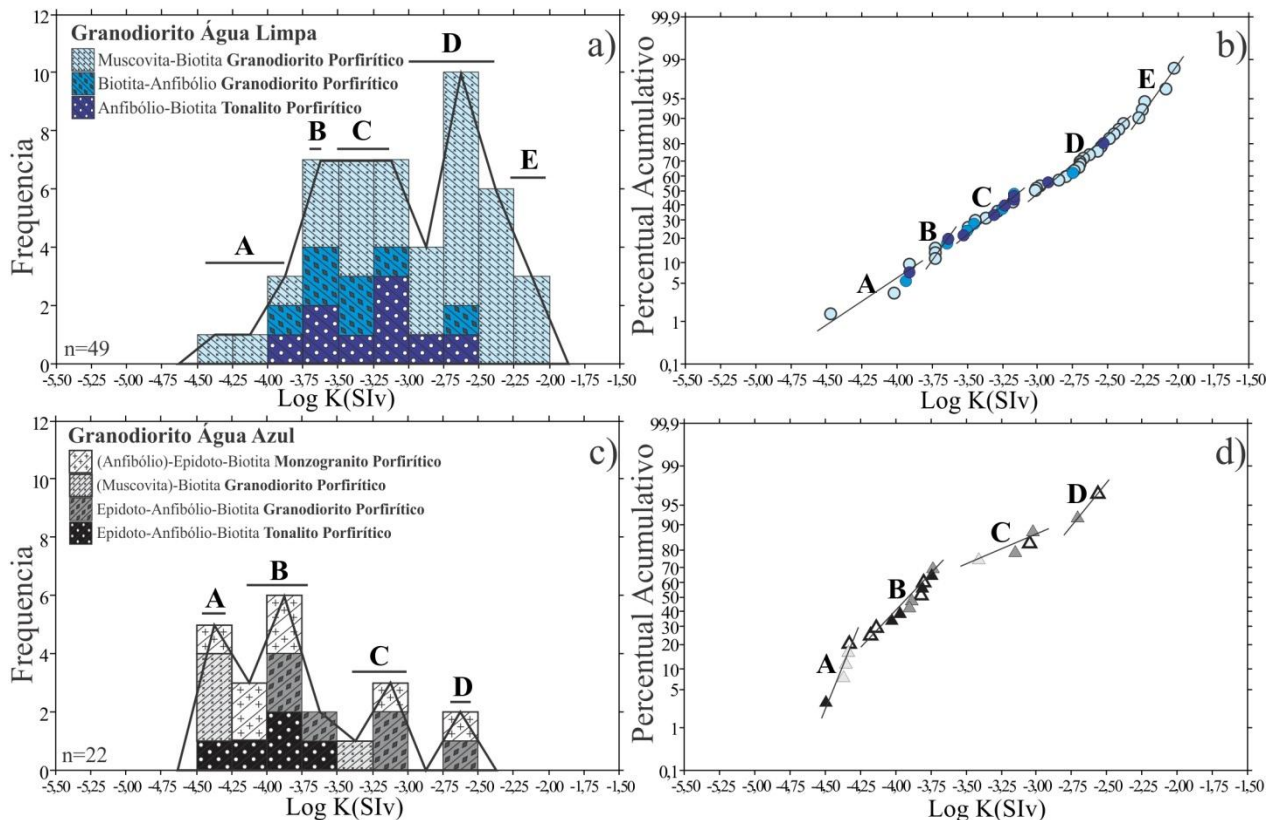


Figura 3 – Histogramas e polígonos de frequência exibindo a distribuição das principais associações de fácies dos granodioritos: a) Água Limpa e c) Água Azul. Gráficos de probabilidade referentes aos dados de SM dos granodioritos: b) Água Limpa e d) Água Azul. Simbologia conforme Figura 2.

O GrdAA e GrdAL mostram comportamentos magnéticos ligeiramente distintos entre suas variedades petrográficas (Figura 3). No GrdAL os valores mais elevados de SM relacionam-se claramente aos Ms-Bt GrdP (Figura 3a, b), que exibem a maior concentração de minerais opacos, enquanto que os valores mais baixos de SM estão ligados às variedades portadoras de anfibólio (Anf-Bt TnIP e Anf-Bt GrdP) que, apesar de serem mais enriquecidas

em minerais máficos, apresentam conteúdos mais baixos de minerais opacos. Já no GrdAA, os valores de SM mostram distribuição mais homogênea devido às suas baixas concentrações de minerais opacos. O (Anf)-Ep-Bt MzGP e o Ep-Anf-Bt GrdP fazem parte do grupo de rochas mais magnéticas, enquanto que o (Ms)-Bt GrdP e, principalmente, o Ep-Anf-Bt TnIP, são restritos às populações menos magnéticas (Figuras 3c, d). A distribuição no histograma e polígono de frequência das variedades petrográficas citadas acima, mostra de modo geral que aquelas pertencentes ao GrdAL possuem magnetismo mais elevado do que aquelas que formam o GrdAA, resultando em um valor médio de SM mais alto para o primeiro ($17,5410 \times 10^{-4}$ SIv) e significativamente mais baixo para o último ($4,1819 \times 10^{-4}$ SIv). O comportamento magnético das variedades petrográficas estudadas pode ser resumido da seguinte maneira:

1 - No GrdAL, a população A representa 10,2% do total das amostras e define os menores valores de SM do conjunto estudado, variando entre $0,3356 \times 10^{-4}$ e $1,2200 \times 10^{-4}$ SIv com valor médio de $0,9720 \times 10^{-4}$ SIv. O Ms-Bt GrdP é quem predomina nesta população (60%), acompanhada pelo Bt-Anf GrdP (20%) e Anf-Bt TnIP (20%), porém se considerarmos a representatividade de amostras medidas de cada variedade, onde 67% pertencem à fácies Ms-Bt GrdP, 18% foram de Anf-Bt TnIP e 14% de Bt-Anf GrdP, pode-se concluir que nesta população as três fácies estão representadas de maneira proporcional. No GrdAA, esta população compreende amostras com valores de SM entre $0,3189 \times 10^{-4}$ e $0,4656 \times 10^{-4}$ SIv (média de $0,4224 \times 10^{-4}$ SIv), perfazendo 22,7% do total estudado. O (Ms)-Bt GrdP predomina nesta população (60%), seguido pelo (Anf)-Ep-Bt MzGP (20%) e Ep-Anf-Bt TnIP (20%). De modo geral, o comportamento magnético deste grupo indica um conteúdo modal bastante reduzido a nulo de minerais opacos (magnetita) nas suas amostras, sendo os minerais paramagnéticos responsáveis pela sua suscetibilidade.

2 - A população B do GrdAL detém 10,2% das amostras e é definida pelo intervalo de SM entre $1,8522 \times 10^{-4}$ e $2,3156 \times 10^{-4}$ SIv, com média de $2,0322 \times 10^{-4}$ SIv. A distribuição das variedades petrográficas dentro desta população é idêntica à anterior (A), tendo as rochas com anfibólio os maiores valores de SM. Já no GrdAA, esta população engloba a grande maioria das amostras estudadas (50%), as quais pertencem ao intervalo de SM entre $0,6622 \times 10^{-4}$ e $1,8444 \times 10^{-4}$ SIv e fornecem valor médio de $1,2910 \times 10^{-4}$ SIv. As rochas com anfibólio são predominantes, acima de 60% (Tabela 3).

3 - A população C no GrdAL corresponde a uma variação de SM entre $2,9567 \times 10^{-4}$ e $6,7356 \times 10^{-4}$ SIv com média de $4,9121 \times 10^{-4}$ SIv. Esta representa 28,6% das amostras deste corpo e abrangem as três variedades em proporções muito próximas, sendo que essa aparente

igualdade indica maior concentração de amostras das fácies portadoras de anfibólio nesta população, haja vista o maior número de medidas em amostras da fácies Ms-Bt GrdP (67%). Já no GrdAA, esta população é mais restrita e envolve apenas 18,2% das amostras estudadas. Possui intervalo de SM entre $3,8478 \times 10^{-4}$ e $9,3789 \times 10^{-4}$ SIv e média de $7,3024 \times 10^{-4}$ SIv, distribuindo aproximadamente 50% das amostras entre as fácies com e sem anfibólio modal.

4 - A população D no GrdAL possui amplo intervalo de SM, que varia de $9,5856 \times 10^{-4}$ a $40,4556 \times 10^{-4}$ SIv e média de $21,9336 \times 10^{-4}$ SIv. Representa cerca de 40% do total das amostras estudadas e é formada principalmente pela variedade Ms-Bt GrdP, com a participação bastante reduzida das rochas com anfibólio (Tabela 3). No GrdAA esta população reúne apenas 9,1% das amostras, com intervalo restrito de SM que varia entre $19,5333 \times 10^{-4}$ e $26,9444 \times 10^{-4}$ SIv com média de $23,2389 \times 10^{-4}$ SIv. As duas amostras que representam esta população pertencem às variedades (Anf)-Ep-Bt MzGP e Ep-Anf-Bt GrdP.

5 - A população E ocorre somente no GrdAL e representa 10,2% do total das amostras. Possui os valores mais altos de SM, com amplo intervalo que varia entre $51,6333 \times 10^{-4}$ e $92,2556 \times 10^{-4}$ SIv, e um valor médio de $67,4089 \times 10^{-4}$ SIv. É formada exclusivamente pela variedade Ms-Bt GrdP, a qual possui os conteúdos mais expressivos de minerais opacos e magnetita.

Tabela 3 – Participação de cada variedade litológica do Granodiorito Água Azul e Água Limpa nas várias populações de suscetibilidade magnética e seus valores médios de SM. Abreviações de acordo com Tabela 1.

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

As relações entre os dados magnéticos e a distribuição das diferentes fácies no GrdAA e GrdAL são apresentadas em um mapa de variação de SM (Figura 4), o qual permite visualizar o comportamento magnético nos dois corpos estudados. No GrdAL, fica evidente no mapa a relação entre os valores mais elevados de SM e as fácies Ms-Bt GrdP, que se estende desde a porção central até o extremo oeste do corpo, enquanto que nos granodioritos e tonalitos com anfibólio percebe-se grande variação na distribuição dos valores de SM, com os tonalitos localizando-se na porção centro-sul e os granodioritos nas porções central e leste.

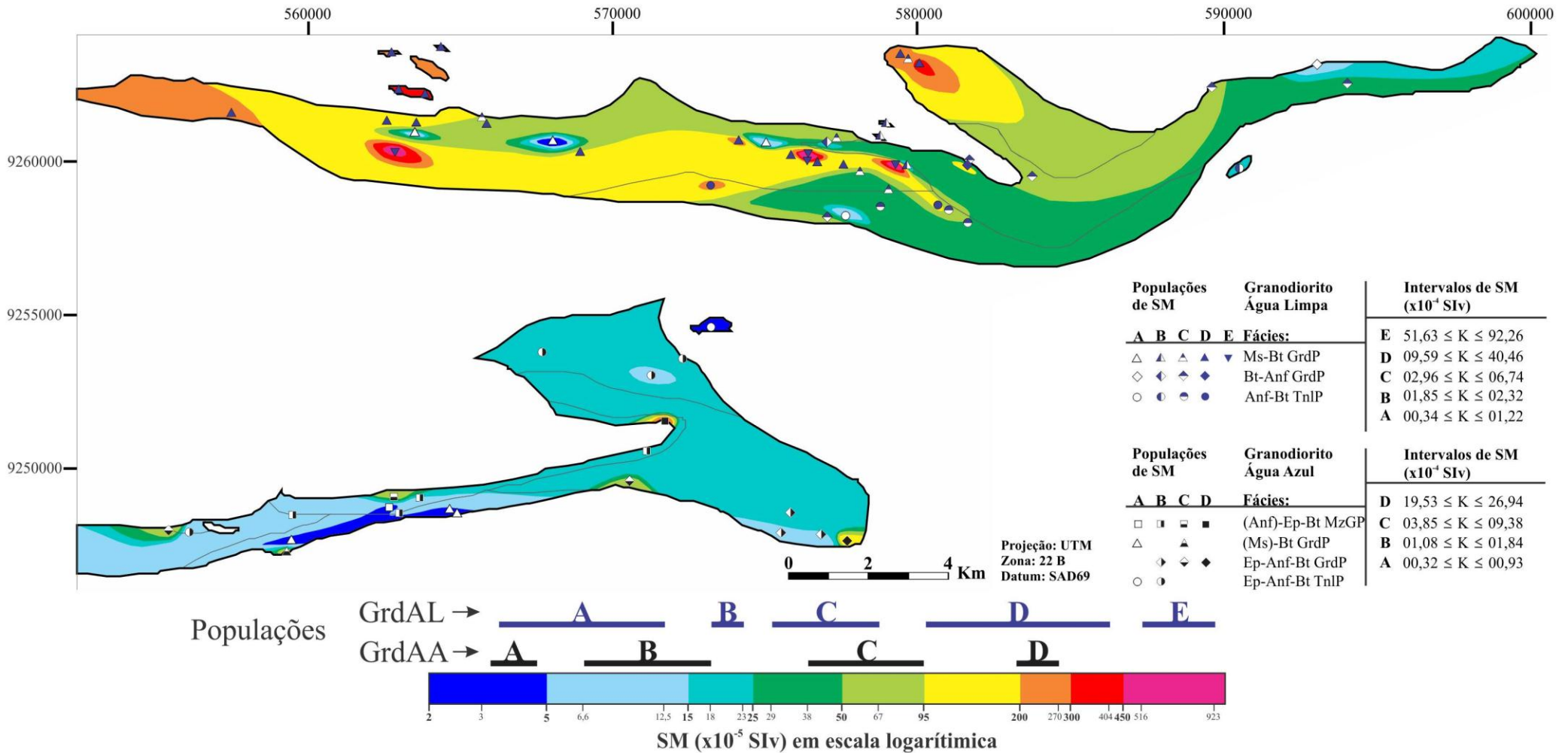


Figura 4 - Mapa de contorno de suscetibilidade magnética (SM) dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL) juntamente com os limites das fácies de cada corpo (linha cinza mais fina). Notar a predominância dos maiores valores de SM do GrdAL quando comparado ao GrdAA, além de maior coerência na distribuição dos valores de SM com suas fácies. Limites de fácies de acordo com a Figura 1c.

Por outro lado, no GrdAA os valores de SM são predominantemente mais baixos e distribuem-se heterogeneamente entre os vários litotipos. Apesar disso, é possível observar a distribuição de amostras tanto do (Anf)-Ep-Bt MzGP quanto do Ep-Anf-Bt GrdP dentre as populações mais magnéticas e do (Ms)-Bt GrdP dentre à população menos magnética.

Relação entre SM e o conteúdo mineral

O conteúdo de minerais opacos no GrdAL é pouco expressivo, e menos ainda no GrdAA (Tabela 1), chegando até mesmo a estarem ausentes em algumas amostras. Cerca de 40% das amostras do GrdAL exibem valores modais $\geq 0,3\%$, sendo a grande maioria delas pertencentes à variedade Ms-Bt GrdP. Por outro lado, 33% das amostras apresentam conteúdos inexpressivos ($\leq 0,1\%$) destes minerais, com grande maioria pertencente à fácies Bt-Anf GrdP, enquanto que 26% apresentam conteúdos modais nulos de minerais opacos, o que é mostrado pela maioria das amostras de composição tonalítica. Já no GrdAA, tem-se apenas 11% das amostras com valores modais $\geq 0,3\%$, ao passo que 50% são de amostras com conteúdos inexpressivos e 39% de amostras desprovidas de minerais opacos, também pertencem em sua grande maioria à variedade tonalítica. Dessa forma, nota-se tanto no GrdAL quanto no GrdAA, uma tendência geral na diminuição dos conteúdos modais de minerais opacos no sentido das fácies menos evoluídas e com anfibólio. A relação do conteúdo modal de minerais opacos da variedade petrográfica Ms-Bt GrdP do GrdAL com os valores médios de SM de suas amostras (Figura 5a), exhibe correlação positiva, enquanto que nas demais variedades, o aumento do valor de SM não é acompanhado pelo de opacos modais. Isso sugere, no caso específico das amostras com baixos conteúdos modais de opacos, possíveis variações na natureza dos opacos com algumas amostras contendo magnetita, ainda que em baixíssimas proporções.

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

Para o GrdAL, as Figuras 5c e 5d mostram em geral correlação negativa entre os valores de SM e os conteúdos modais de minerais máficos e de biotita, respectivamente. Tais

comportamentos reforçam o que foi observado anteriormente, onde o conteúdo de minerais opacos primários, em especial a magnetita, é extremamente reduzido nas variedades mais enriquecidas em minerais ferromagnesianos, sobretudo naquelas onde o anfibólio ocorre como fase varietal. Este comportamento é bem mais discreto para as rochas do GrdAA, devido sobretudo aos seus baixos conteúdos de minerais opacos e aqueles muito próximos de minerais máficos entre suas diferentes variedades petrográficas.

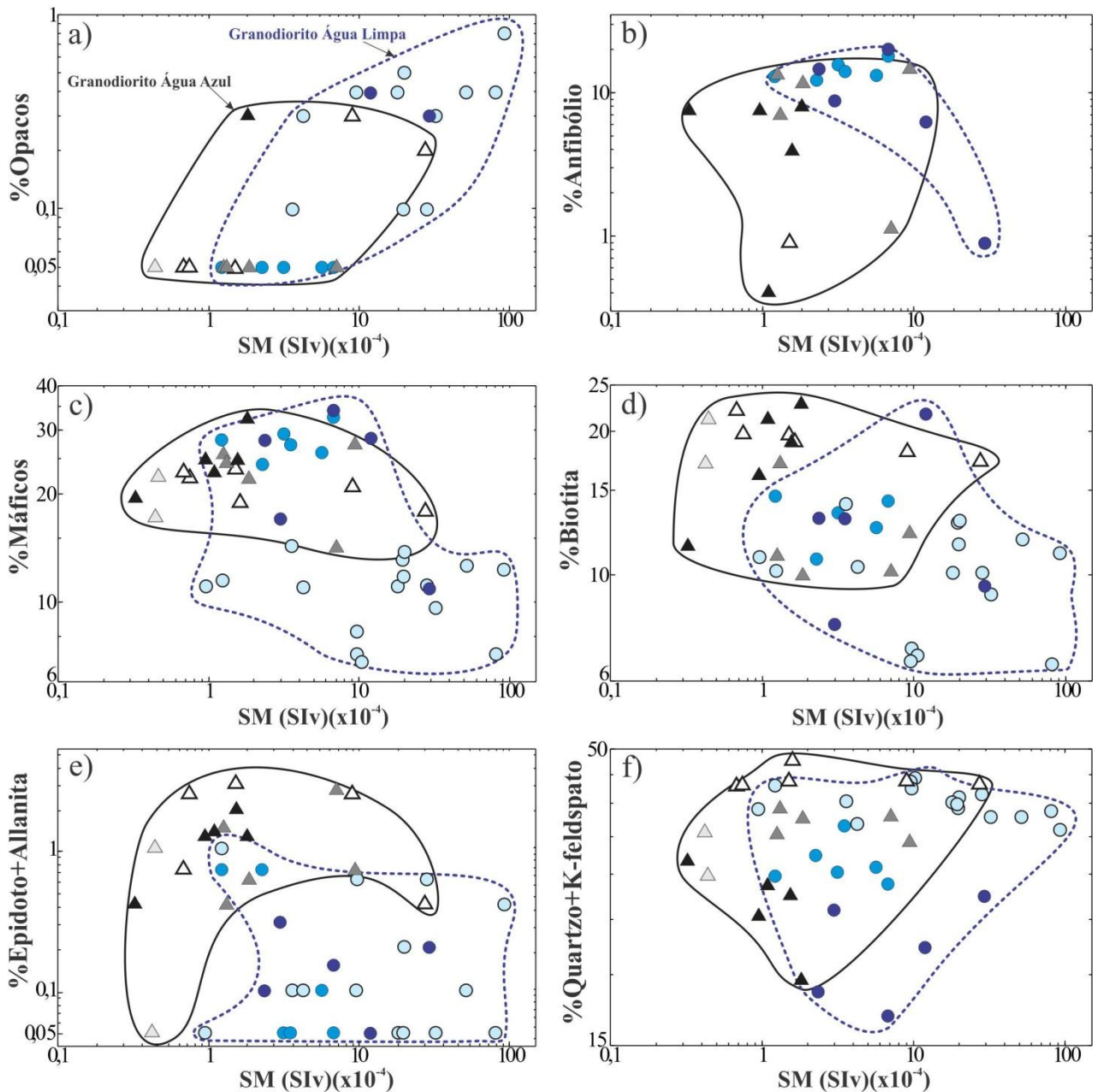


Figura 5 – Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e os conteúdos modais de: a) minerais opacos; b) anfibólio; c) máficos; d) biotita; e) soma de epidoto magmático e allanita e f) soma de quartzo e feldspato potássico. Simbologia conforme Figura 2.

Por outro lado, analisando de forma isolada o comportamento das variedades com anfibólio varietal destes corpos, nota-se tendência à correlação positiva entre valores de SM e conteúdo de minerais ferromagnesianos, que pode nos indicar que os minerais paramagnéticos são responsáveis pelo aumento da suscetibilidade nestas variedades, uma vez que o conteúdo de magnetita nas mesmas é bastante reduzido. Isto é corroborado claramente pelo comportamento do anfibólio, que quando correlacionado com os valores de SM (Figura 5b), mostra relação levemente positiva.

Algumas amostras que fogem a esta tendência, e que apresentam baixa concentração de anfibólio e altos valores de SM, estão associadas à neoformação de finos cristais de magnetita, sobretudo aquelas que ocorrem próximo às zonas de cisalhamento e que conseqüentemente sofreram intenso processo de recristalização, aumentando de maneira anômala o conteúdo modal de minerais opacos em algumas amostras das variedades tonalíticas.

Também foi observado correlação positiva entre os valores de SM e a somatória de epidoto magmático e allanita (Figura 5e) para as rochas do GrdAA, onde estes últimos chegam a constituir fases varietais (>1%), sugerindo comportamento análogo ao que foi discutido para a relação entre SM e anfibólio. Já para o GrdAL, onde estes minerais ocorrem em concentrações muito reduzidas (<1%), essa relação não é tão clara, porém observa-se leve correlação negativa entre estas variáveis, ou variações expressivas de SM não são acompanhadas por aumentos nos conteúdos modais de epidoto+allanita. Os principais aspectos texturais destes minerais os caracterizam como de origem magmática (cristais de epidoto com núcleos de allanita, maclados, contatos retos com biotita e faces desestabilizadas nos contatos com cristais de quartzo e feldspatos, ver Gabriel & Oliveira em preparação). A Figura 5f sugere no geral uma correlação levemente positiva entre a somatória do conteúdo modal de quartzo e K-feldspato e o valor de SM do conjunto de amostras de cada corpo. Porém não se observa uma relação clara para a fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL, ao passo que parece existir uma leve correlação negativa para as fácies portadoras de anfibólio. A somatória desses dois minerais funciona como indicador de diferenciação magmática para corpos graníticos (Almeida *et al.* 2007; Oliveira D.C. *et al.* 2002, 2010b), porém no caso do GrdAA e GrdAL, o *trend* (Anf-Bt Tnl + Anf-Bt Grd) → (Bt Grd + Bt MzG), que seria acompanhado por um aumento gradual nos valores de SM, não seria tão claro nesse caso, devido provavelmente aos eventos deformacionais que afetaram estes corpos já nos estágios tardi a pós-magmático.

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

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

Abreviações: () número de amostras analisadas; **Anf** = anfibólio; **Bt** = biotita; **Ms** = muscovita; **Ep** = epidoto magmático; **Tnl** = tonalito; **Grd** = granodiorito; **MzG** = monzogranito; **P** = porfirítico.

Relação entre SM e as composições químicas

As composições químicas médias para elementos maiores das rochas estudadas podem ser vistas na Tabela 4. Nota-se para as rochas do GrdAL, correlação negativa entre os valores de SM e aqueles dos óxidos Fe₂O_{3t}, FeO, MgO e CaO (Figuras 6a, b, c, d), de modo geral, com crescimento gradual nos valores de SM paralelamente ao decréscimo destes óxidos. Estas correlações deixam clara a relação existente entre as variações de SM e os conteúdos de óxidos constituintes dos minerais máficos, confirmando o indicado pelos dados modais. Ainda para as amostras do GrdAL, estes óxidos permitem separar claramente as variedades Anf-Bt TnlP e Bt-Anf GrdP do Ms-Bt GrdP, onde os dois primeiros possuem sempre conteúdos mais elevados destes óxidos. Já para as amostras do GrdAA, a relação de SM com estes óxidos, excetuando-se o CaO, mostra correlação negativa muito mais sutil do que aquela observada para o GrdAL (Figura 6). Esta relação quase que constante entre estas variáveis, reflete o conteúdo equivalente de minerais ferromagnesianos nas variedades petrográficas do GrdAA.

Contrariamente ao que se observa para as amostras do GrdAL, a relação entre SM e CaO mostra correlação positiva para o GrdAA (Figura 6d), reforçando o que foi mostrado pelos dados modais (Figuras 5b, e), onde os valores mais elevados de SM estão ligados às amostras com conteúdos mais expressivos de anfibólio e/ou epidoto magmático.

Tais observações sugerem que para o GrdAL, houve um aumento dos valores de SM com o aumento do grau de oxidação, verificado no sentido das variedades com anfibólio, menos evoluídas, para os biotita-granodioritos, mais evoluídos, onde foi favorecido a

formação da magnetita. Por outro lado, de modo geral, não foram atingidas durante a formação do GrdAA condições oxidantes que permitissem o equilíbrio entre minerais opacos e anfibólio/epidoto ainda no estágio magmático.

MINERAIS ÓXIDOS

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

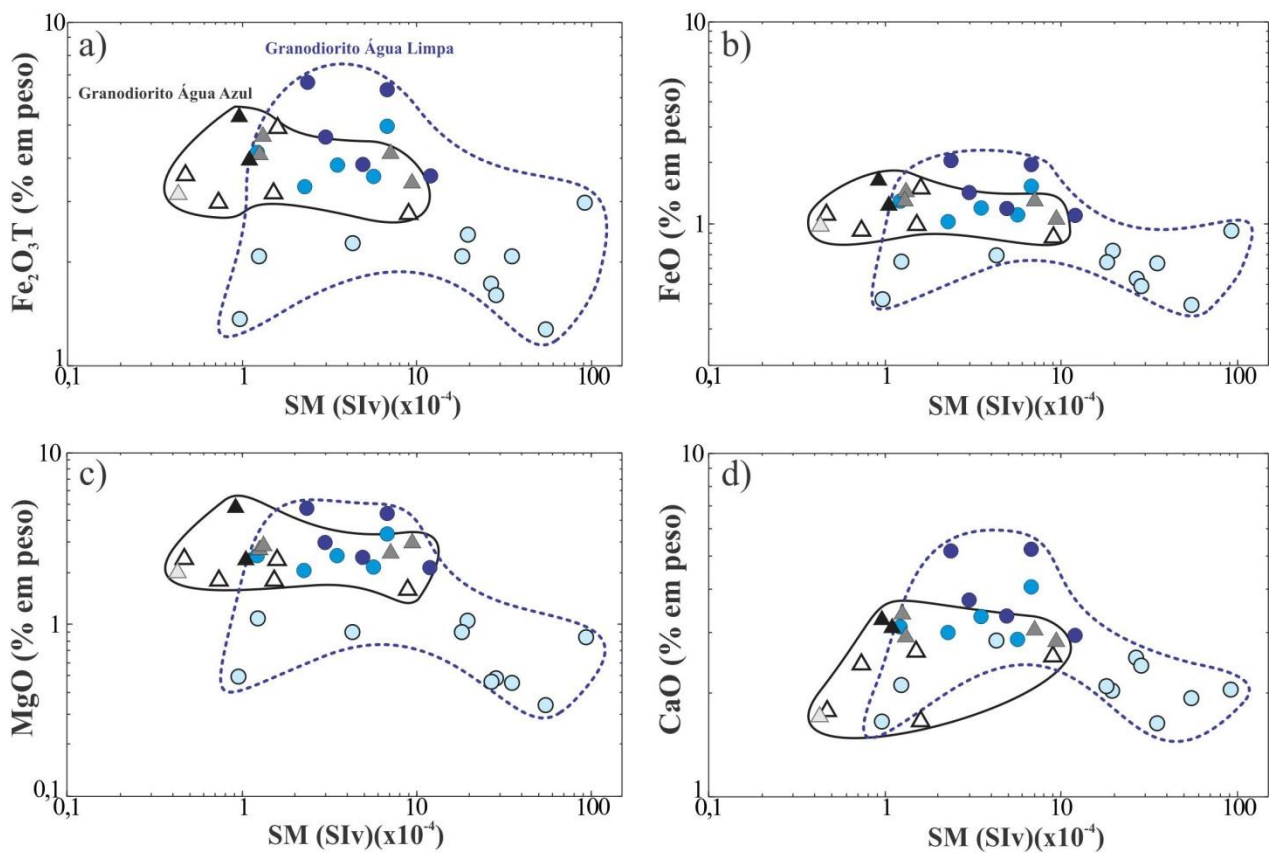


Figura 6 – Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e a concentração de: a) $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$; b) FeO ; c) MgO e d) CaO . Simbologia conforme Figura 2.

A magnetita ocorre predominantemente como cristais subautomórficos, associados principalmente à biotita e variavelmente martitizados (Figura 7). É a principal fase mineral opaca, sendo mais abundante nos muscovita-biotita granodioritos e (anfíbólio)-epidoto-biotita monzogranitos pertencentes ao GrdAA e GrdAL, respectivamente. Foram identificadas duas gerações distintas, sendo uma de cristalização magmática (Figura 7a,e) e outra gerada a partir dos minerais ferromagnesianos em estágio pós-magmático (Figura 7d,h). A magnetita primária exibe formas subautomórficas a automórficas (Figura 7a), é mais desenvolvida e é mais frequente no GrdAL, enquanto que no GrdAA a mesma é menos comum e exibe formas subautomórficas a xenomórficas (Figura 7e).

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

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

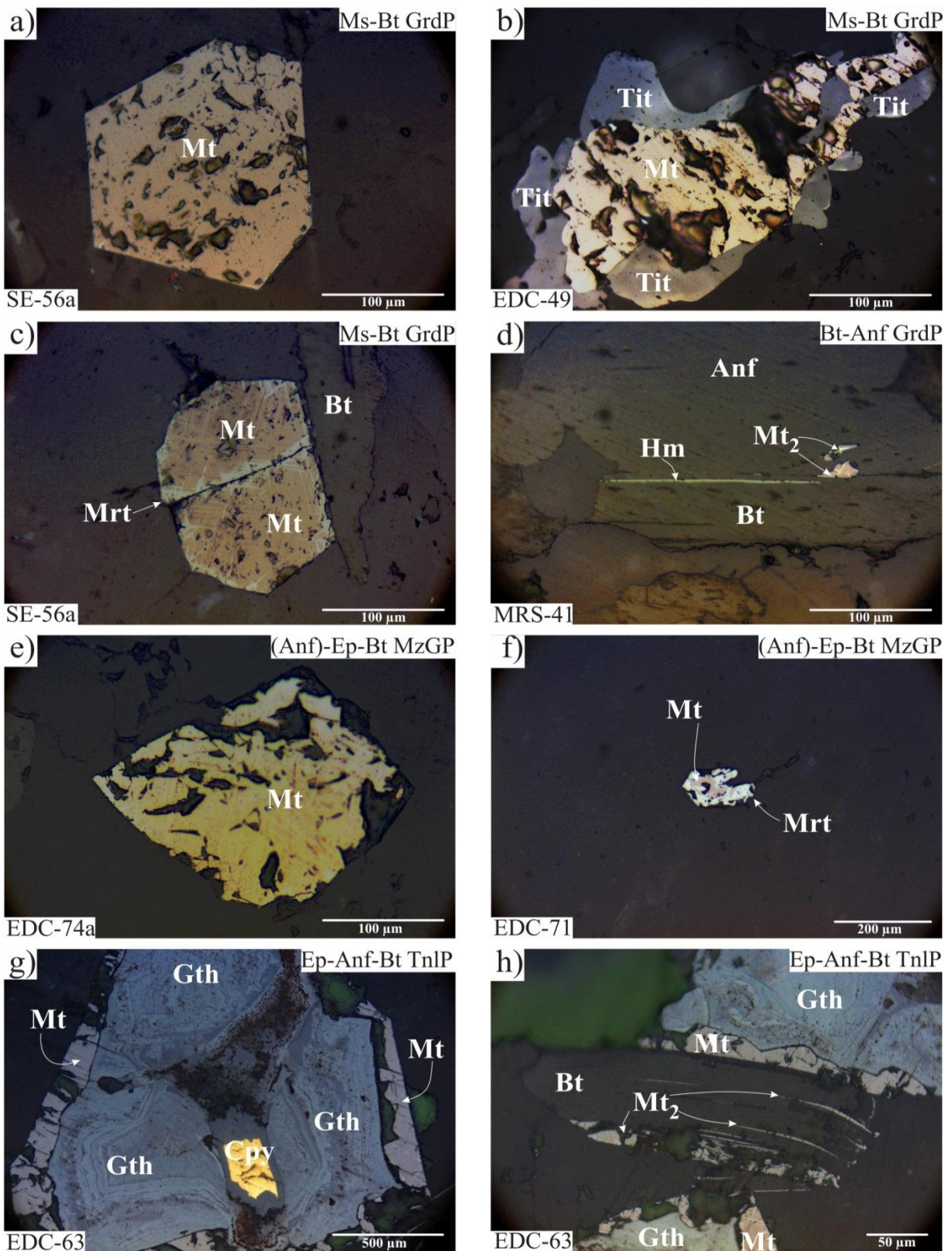


Figura 7 – Fotomicrografia (luz refletida e nicóis paralelos) dos minerais óxidos dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL), exibindo seus principais aspectos texturais: a) magnetita (Mt) automórfica inclusa em feldspato, GrdAL; b) magnetita (Mt) com coroas de titanita (Tit) e contatos regulares a levemente reentrantes sugerindo “interação” entre os mesmos, GrdAL; c) magnetita (Mt) subautomórfica e fraturada exibindo alteração para martita (Mrt), GrdAL; d) forma de ocorrência de magnetita secundária (Mt₂) e Hematita (Hm) oriundas da alteração dos minerais ferromagnesianos, GrdAL; e) ocorrência restrita de magnetita (Mt) subautomórfica no GrdAA; f) diminuto cristal de magnetita (Mt) martitizada (Mrt), GrdAA; g) magnetita (Mt) secundária bordejando goethita (Gth) associada à calcopirita (Cpy), GrdAA; h) forma de ocorrência da magnetita secundária (Mt₂) associada a alteração da biotita, GrdAA.

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

A goethita ocorre em quantidades modais muito reduzidas e está presente somente nas amostras do GrdAA, sobretudo naquelas que foram bastante afetadas por processos pós-magmáticos. Encontra-se comumente substituindo a borda de sulfetos (pirita e calcopirita), onde ainda é possível encontrar magnetita secundária associada (Figura 7g,h). A formação da goethita nestas rochas é resultado da oxi-hidratação de sulfetos.

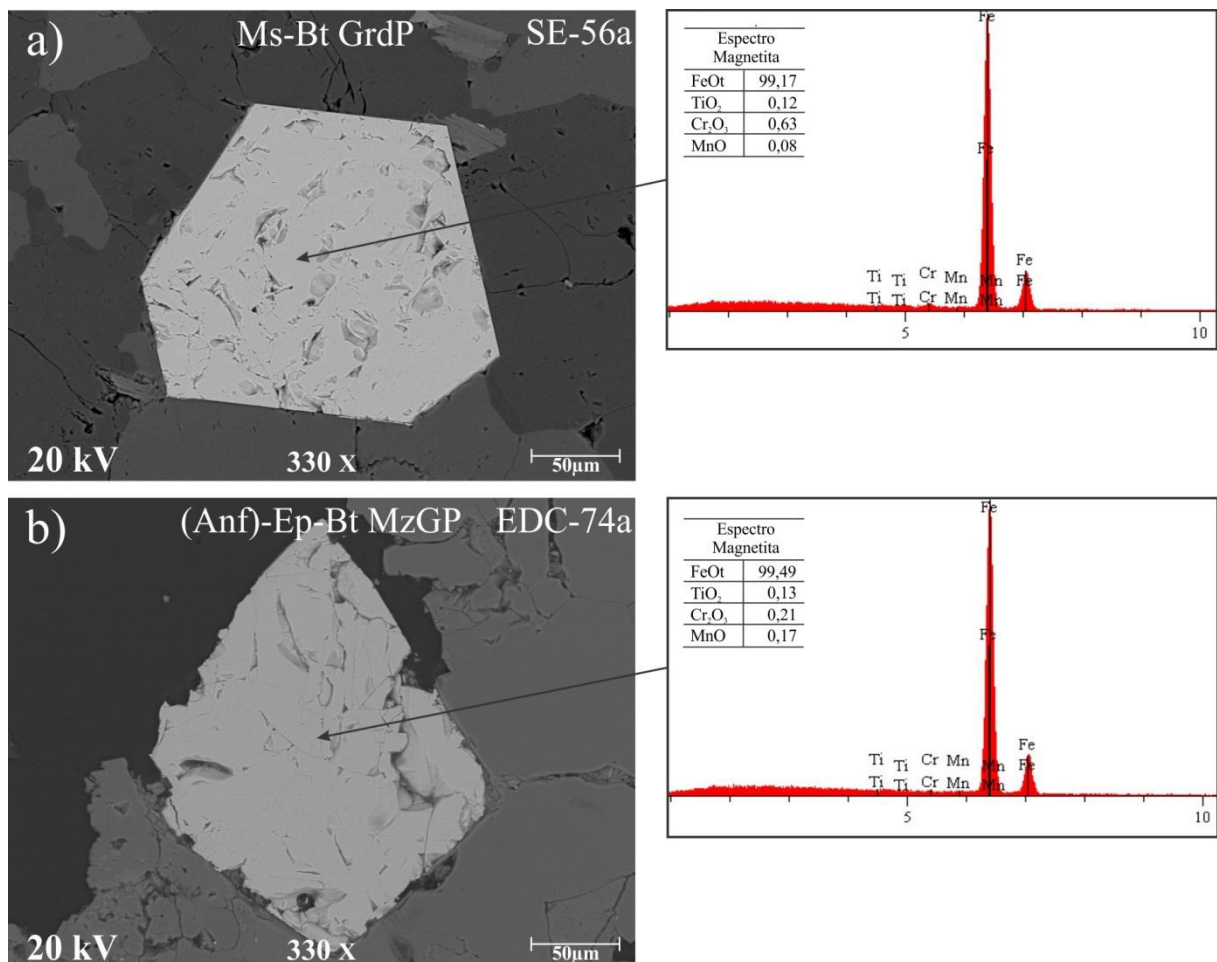


Figura 8 – Imagens de microscópio eletrônico de varredura e espectros de análise EDS semi-quantitativa das magnetitas dos granodioritos: a) Água Limpa e b) Água Azul. Notar a composição semelhante destas magnetitas pobres em titânio nas duas unidades.

Sequência de formação

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

1 - Magmático: as evidências texturais indicam que a titanomagnetita é a fase mais precoce. Esta pode ser encontrada inclusive no anfibólio, biotita, plagioclásio e em alguns casos, na microclina. O fato de que não foram encontradas evidências de inclusões na magnetita e de estar sempre associada aos demais acessórios primários, sugere que a titanomagnetita tenha cristalizado em temperaturas muito próximas daquelas de formação do zircão e apatita.

2 - Tardi-magmático: foram encontradas evidências deste estágio somente nas rochas do GrdAL, sendo marcado pelo desenvolvimento das coroas de titanita na magnetita. Tal relação sugere a desestabilização da magnetita e sua substituição parcial com a utilização de titânio para a formação de titanita. O cálcio e o silício, necessários à sua formação, podem ser provenientes da desestabilização do anfibólio (Dall’Agnol *et al.* 1999, Oliveira D.C. *et al.* 2002) ou do próprio líquido magmático.

3 - Pós-magmático: este estágio é caracterizado inicialmente pela formação dos cristais de magnetita neoformados durante os processos de recristalização (deformação dúctil) e alteração hidrotermal que afetaram estas rochas. Nas variedades menos evoluídas e mais enriquecidas em máficos, a magnetita secundária é formada a partir da desestabilização de minerais ferromagnesianos e está presente comumente ao longo dos planos de clivagem da biotita e anfibólio. Em mais baixas temperaturas, deu-se a substituição da magnetita pela martita. Admite-se que a formação da martita ocorra em temperaturas inferiores a 620°C e, portanto, também em condições *subsolidus* (Almeida *et al.* 2007). No GrdAA ocorre a substituição de sulfetos pela goethita. O momento de cristalização dos sulfetos (calcopirita e pirita) no GrdAA não pôde ser determinado, mas provavelmente corresponde a fases *subsolidus*.

As relações texturais indicam que a associação de minerais opacos primários tanto do GrdAA quanto do GrdAL seja formada exclusivamente pela magnetita. A associação de minerais secundários é representada por magnetita secundária e hematita (martita), além da

goethita no GrdAA. Com base nestas observações propõe-se a seguinte sequência de formação e evolução dos minerais opacos (Figura 9):

1) cristalização precoce de titanomagnetita; 2) no GrdAL, desestabilização parcial da magnetita mais rica em Ti dando origem à titanita; 3) neoformação de magnetita e hematita secundárias a partir da desestabilização dos ferromagnesianos; 4) oxidação da magnetita gerando martita, e no GrdAA a oxi-hidratação de sulfetos gerando goethita.

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

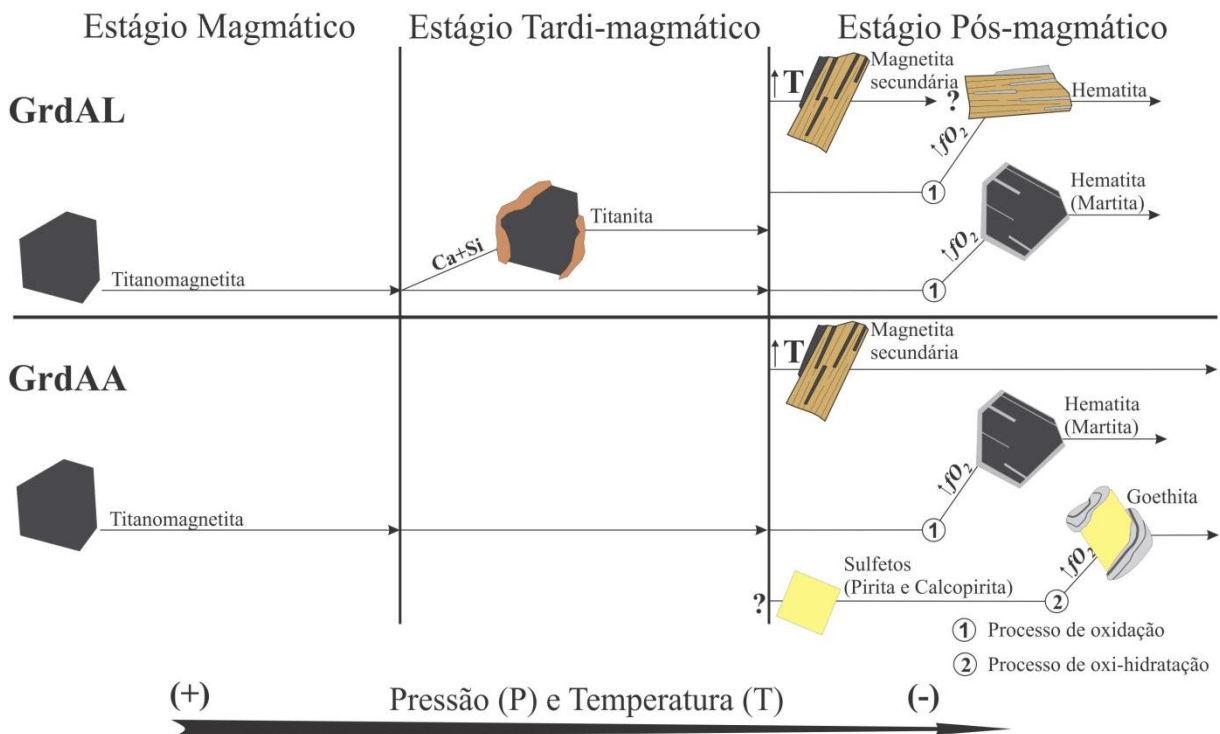


Figura 9 - Ordem de cristalização dos minerais opacos dos granodioritos Água Azul (GrdAA) e Água Limpa (GrdAL).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Embora as rochas formadoras dos GrdAA e GrdAL estejam afetadas por processos de deformação e recristalização tardi a pós-magmáticos, foi possível ainda descrever com base nos dados de SM e de minerais óxidos, relações importantes entre o comportamento magnético e a tendência de evolução magmática destes corpos, assim como importantes diferenças magnéticas entre os mesmos. O GrdAL apresenta os maiores valores de SM (média $17,54 \times 10^{-4}$ SIv), sendo formado por cinco populações magnéticas, as quais exibem boa

correlação com as suas variedades petrográficas, com a SM aumentando no sentido das rochas mais enriquecidas em anfibólio e máficos totais em direção aquelas de caráter mais evoluído (Anf-Bt Tnl + Bt-Anf Grd \rightarrow Ms-Bt Grd). Os valores de SM mais altos são fornecidos em sua grande maioria pelos biotita granodioritos (populações D e E), ao passo que as rochas formadas precocemente, anfibólio tonalitos e anfibólio granodioritos se superpõem e associam-se aos valores mais baixos de SM, concentrando-se nas populações A, B e C. A forte correlação positiva observada entre os valores de SM e o conteúdo modal de minerais opacos, indica que a magnetita seja o principal mineral responsável pelo magnetismo nas variedades petrográficas do GrdAL. Já para o GrdAA que detém os valores mais baixos de SM (média $4,19 \times 10^{-4}$ SIv), distribuídos em quatro populações magnéticas, este comportamento é bem mais discreto, devido sobretudo aos seus conteúdos reduzidos de magnetita e conteúdos muito próximos de minerais ferromagnesianos, reforçado pela relação de SM com os óxidos de Fe_2O_3 , FeO, MgO que mostram correlação negativa muito mais sutil do que aquela observada para as rochas do GrdAL. Por outro lado, a correlação positiva entre o conteúdo de minerais ferromagnesianos e os valores de SM dentre rochas portadoras de anfibólio varietal, indica que os minerais paramagnéticos são responsáveis pelo aumento da suscetibilidade nestas unidades, sobretudo nas rochas do GrdAA, onde o conteúdo de magnetita é bastante reduzido ou nulo. Isto é claramente corroborado pelo crescimento gradual no conteúdo de CaO paralelamente ao aumento nos valores de SM no GrdAA, sendo uma tendência das amostras mais magnéticas terem conteúdos mais expressivos de anfibólio e/ou epidoto magmático.

O principal mineral óxido formado durante o estágio precoce de cristalização magmática nas rochas estudadas seria a titanomagnetita, originando por processos oxidação a magnetita pobre em titânio. No GrdAL esta é comumente bem formada, mais abundante nas fácies mais evoluídas onde ocorre inclusive nas principais fases minerais ou associada aos minerais ferromagnesianos precoces, enquanto que no GrdAA estes cristais são raros e bem menos desenvolvidos. Em condições mais oxidantes a magnetita é afetada pelo processo de martitização dando origem à hematita, sendo este processo mais comum no GrdAL, enquanto no GrdAA é possível ainda encontrar goethita em geral associada à alteração de sulfetos (pirita e calcopirita). A magnetita de origem tardia tem pouca representatividade e está restrita às rochas afetadas por zonas de cisalhamento.

A comparação dos dados de SM (Figura 10) e minerais óxidos de Fe e Ti dos GrdAA e GrdAL com aqueles do Granodiorito Rio Maria (GDrm), integrante da Suíte Sanukitoide do

Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Magalhães 1991, Soares 1996, Oliveira M.A. *et al.* 2010), mostrou que tanto o GrdAA quanto o GrdAL apresentam, de modo geral, semelhanças no comportamento magnético e mineralógico com o GDrm, ratificando suas afinidades geoquímicas (Gabriel & Oliveira, em preparação). O GDrm da área tipo (Magalhães 1991) exibe dois comportamentos magnéticos distintos (Figura 10): grupo de alta SM, representativo das rochas que sofreram metamorfismo de contato próximo às intrusões dos granitos paleoproterozoicos Musa e Jamon; grupo de baixa SM, formado por amostras que ocorrem distantes destas intrusões. As amostras de alta SM são portadoras de magnetita neoformada a partir da recristalização do plagioclásio saussuritizado (Soares 1996). Já as amostras de baixa SM caracterizam os valores mais representativos das rochas que constituem o GDrm, que são coincidentes em grande parte com os intervalos obtidos nas rochas estudadas (Figura 10).

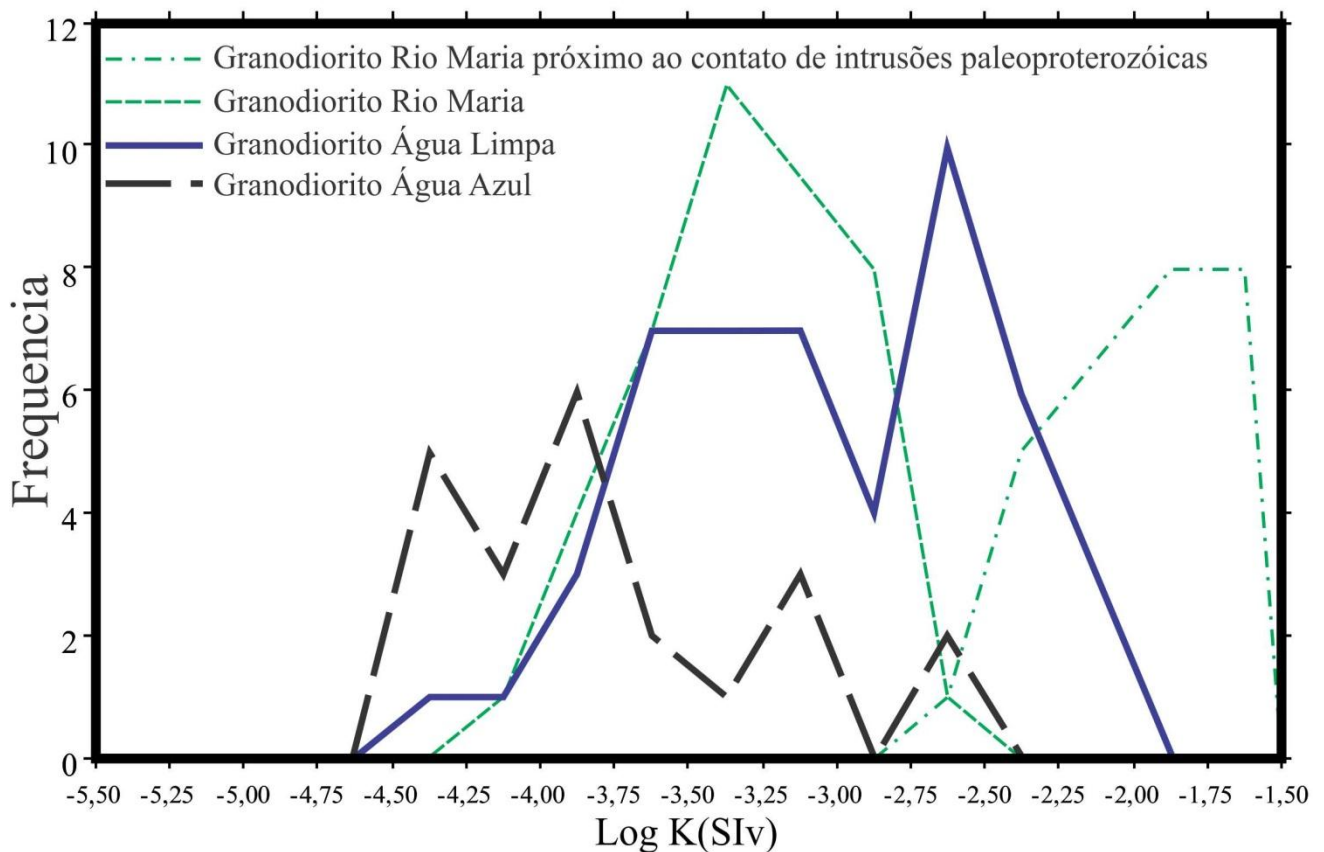


Figura 10 – Polígonos de frequência referentes aos dados de SM (K) do Granodiorito Rio Maria da área tipo (modificado de Magalhães 1991) comparados aos granodioritos Água Azul e Água Limpa. Destacam-se as amostras do Granodiorito Rio Maria próximas do contato das intrusões dos granitos paleoproterozoicos.

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

Oliveira M.A. *et al.* (2010) estabeleceram condições de cristalização para a Suíte Sanukitoide do Domínio Rio Maria a partir de estudos comparativos entre as suas assembleias minerais naturais com as obtidas em estudos experimentais em rochas geoquimicamente similares, demonstrando que as mesmas se formaram a partir de magmas ricos em água (mais de 7% de H₂O dissolvida) e condições de fO_2 variando entre NNO+0,5 e NNO+2,5, apontando altas concentrações de água e condições oxidantes para estes magmas sanukitoides. Neste contexto, a escassez de magnetita nas rochas desta suíte foi atribuída à sua substituição por epidoto durante a cristalização magmática, favorecida pelas altas concentrações de H₂O dissolvida nos mesmos. Devido às afinidades composicionais e semelhanças mineralógicas entre esta suíte e os granitoides de alto magnésio de Água Azul do Norte (Gabriel & Oliveira em preparação), pode-se admitir condições de fO_2 semelhantes, onde acredita-se que estas rochas se formaram entre os tampões HM e FMQ. Para o GrdAA, onde o epidoto magmático é bastante expressivo, esta reação de substituição da magnetita por epidoto poderia explicar as baixas concentrações de minerais opacos e de magnetita nestas rochas e, conseqüentemente, os seus mais baixos valores de SM. Por outro lado, podemos admitir que os valores mais elevados de SM atribuídos à fácies Ms-Bt GrdP do GrdAL, estariam relacionados à formação da magnetita, em parte substituindo o epidoto magmático, durante o evento de deformação e recristalização. Isto contrapõe a hipótese de aumento de fO_2 durante a evolução magmática do GrdAL, o que seria inconsistente com a diminuição dos valores de SM e do conteúdo de magnetita durante a diferenciação de magmas granitoides (Dall'Agno *et al.* 1997a, Oliveira D. C. *et al.* 2010b). Neste sentido, as condições oxidantes que permitiram o equilíbrio entre minerais opacos e anfíbólio/epidoto ainda no estágio magmático, não foram atingidas durante a formação do GrdAA.

A transformação pós-magmática mais expressivas dos minerais óxidos foram a martitização da magnetita, sendo esta marcante no GrdAL, sugerindo aumento da fugacidade

de oxigênio durante o estágio *subsolidus*, talvez por conta do crescimento do teor de voláteis, muito provavelmente pelos altos teores de H₂O. Tais transformações indicam que condições acima do tampão HM foram atingidas localmente para justificar a martitização da magnetita que afeta inclusive a biotita em casos extremos.

AGRADECIMENTOS

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

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Almeida J.A.C. 2010, Geologia, geoquímica, geocronologia e petrogênese das suítes TTGs e dos leucogranitos arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 208p.
- Almeida J.A.C., Guimarães F.V., Dall’Agnol R. 2007. Petrologia Magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:17-36.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia*, 7, Anais, Belém, p.324-338.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correio Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):454-460.
- Buddington A.F. & Lindsley D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2):310-357.
- Carmichel R.S. 1982. Magnetic properties of minerals and rocks. *In: R.S. CARMICHEL (Ed.) Handbook of physical properties of rocks*. 2nd ed., CRC Press, 2:229-287.

- Clark D. A. 1999. Magnetic Petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30:5-26.
- Dall'Agnol R., Pichavant, M. Champenois M. 1997a. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(3):325-347.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F. J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997b. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 2, Excution guide, Salvador, p.135-161.
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11):1673-1698.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenetic Province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p.11-59.
- Feio G.R. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 190p.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.
- Frost B.R. 1991. Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. *In: D.H. Lindsley (Ed.) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Washington, D. C., Mineralogical Society of America. p.433-468 (433-441). (Reviews in mineralogy, 25).
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geocronológica de ortopiroxênio-trondhjemitos (leucoenderbitos) da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Gabriel E.O. & Oliveira D.C. em preparação. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás. *In: E.O. Gabriel. Geologia, Geoquímica e Petrologia Magnética dos granitoides arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte (PA) – Província Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 108p.

- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Haggerty S.E. 1981. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. *In*: D.Rumble III (ed.) Oxide minerals. 2nd ed., Washington D.C., Miner. Soc. Am., p.Hg1-Hg99. (Short course notes).
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *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. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus, v.1, p.463-466.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In*: International Geological Congress, 31, Abstract, Rio de Janeiro, CDrom.
- Le Maitre R W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193p.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- Magalhães M.S. 1991. Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitoides da Amazônia Oriental: Implicações petrológicas. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 274p.
- Magalhães M.S & Dall'Agnol R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:2.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S. Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789-811.

- Nascimento F.G.C. 2006. Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177p.
- Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Barros C.E.M., Figueiredo M.A.B.M. 2002. Petrologia magnética do Granito Paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico. *In*: E.L Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, Belém, vol.3, p.115-132.
- 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. 2010a. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Oliveira D.C., Neves S.P., Trindade R.I.F., Dall’Agnol R., Mariano G., Correia B.C. 2010b. Magnetic anisotropy of the Redenção Granite, Eastern Amazonian Craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics*, 493:27-41.
- Oliveira M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121-2148.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *In*: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de vila Sedere III, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Santos J.O.S. 2003. 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. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p.169-226.

- Santos P.A. 2010. Petrografia, Suscetibilidade Magnética, Geoquímica e Geocronologia do Granito Rio Branco – Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Universidade Federal do Pará. Faculdade de Geologia. Instituto de Geociências. 87p.
- Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 44, Curitiba. Anais, SBGeo, p.535.
- Santos R.D., Galarza M.A, Oliveira D.C. 2012. Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium - Província Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos-SP, CDrom.
- Sardinha A.S., Dall’Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, Anais, CDrom.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Guimarães G., Issler R.S. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Anais, Porto Alegre. v.4, p.137-141.
- Soares C.M. 1996. Estudo das relações de contato do granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com diques do proterozoico. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 165p.
- Spencer K.J. & Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66:1189-1201.
- Stevens R.E., Nell S.T., Roberson C.E. 1960. Gravimetric conversion factors, and other data used in interpreting analyses of rocks, minerals and waters. *GeoTimes*, v. 4, nº 7, p.41.
- Tassinari C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. 329p.
- Wasilewski P. & Warner R. 1988. Magnetic petrology of deep crustal rock – Ivrea Zone, Italy. *Earth Plan. Sci. Letters*, 87:347-361.

CAPÍTULO IV

4 TRONDHJEMITOS, LEUCOGRANODIORITOS E LEUCOGRANITOS DA PORÇÃO NORDESTE DE ÁGUA AZUL DO NORTE

4.1 INTRODUÇÃO

Localizada no extremo sul do Domínio Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), a porção nordeste do município de Água Azul do Norte é, segundo Oliveira D.C. *et al.* (2010), uma região marcada pela ocorrência expressiva de granitoides de naturezas distintas e variavelmente deformados e recristalizados, gerados no Meso (~2,88 Ga) e Neoarqueano (~2,75 Ga). A maioria destas rochas estava até então inserida no contexto geológico do Complexo Xingu de Silva *et al.* (1974), o qual continua sendo, apesar dos diversos trabalhos realizados na Província Carajás, a unidade de maior expressão areal desta parte do Cráton. Os trabalhos de mapeamento geológico das rochas deste complexo que afloram entre a cidade de Água Azul do Norte e a Vila Nova Canadá, tidos como um dos objetivos desta dissertação, permitiram individualizar os granodioritos Água Azul e Água Limpa (granitoides de alto-Mg com afinidade sanukitoide), além de diversas intrusões de trondhjemitos, leucogranodioritos e leucogranitos (Oliviera *et al.* 2010, Gabriel & Oliveira em preparação). Estas últimas unidades ainda permanecem carentes de estudos mais aprofundados que permitam a caracterização de suas principais variedades petrográficas e consequente individualização. Dessa forma, neste capítulo será abordado o estudo geológico, petrográfico e geoquímico dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da porção NE de Água Azul do Norte, visando definir a natureza dessas rochas, bem como um estudo comparativo com aquelas afins já estudadas em outros domínios da Província Carajás, contribuindo assim para o melhor entendimento do quadro geológico da região.

4.2 CARACTERIZAÇÃO

4.2.1 Geologia

O mapeamento geológico na escala de 1:50.000 feito na área estudada permitiu identificar pelo menos três variedades de granitoides hololeucocráticos, cujo posicionamento estratigráfico em relação aos granitoides de alto-Mg não foi definido com clareza, admitindo-se que tenham idades similares (~2,88 Ga). Os Trondhjemitos afloram na porção centro-oeste da área e são seccionados por três *stocks* de Leucogranodioritos e um de Leucogranito, dispostos em *trend* E-W ocupando a porção central da área estudada (Figura 1). O

Trondhjemito e os Leucogranodioritos são as variedades mais abundantes e afloram em blocos e/ou lajeiros de pequeno porte de coloração cinza esbranquiçada, enquanto o pequeno *stock* de Leucogranito exhibe sempre blocos de rochas de coloração esbranquiçada, bem característica, devido a forte alteração sericítica.

A foliação de modo geral é moderadamente desenvolvida nestas rochas, é definida pela orientação dos minerais máficos e exibem intensidade variável. O Trondhjemito contém foliação mais desenvolvida e chega a apresentar bandamento composicional (Figura 2a) que denotam deformação sin-magmática, principalmente nas zonas de maior deformação do *plúton*, marcada pela alternância de níveis trondhjemítico e tonalíticos de espessura centimétrica. Os Leucogranodioritos exibem foliação menos desenvolvida, tendendo a tornar-se mais proeminente nas zonas de contato com as rochas encaixantes. A pequena intrusão de Leucogranito contém poucas feições deformacionais, denunciadas pela presença de incipiente foliação, desenvolvimento de microfaturas em feldspatos e fraca extinção ondulante dos cristais de quartzo, que por vezes exhibe aspecto isotrópico aparente (Figuras 2b, f). Os Trondhjemitos apresentam *enclaves* máficos concordantes com a foliação da rocha e, além disso, podem mostrar pequenas bandas de cisalhamento que truncam sua foliação nas zonas de contato e onde estão presentes dobras de pequeno porte e dobras intrafoliais. A foliação nestes granitoides é marcada pela orientação dos cristais de biotita e oscila em torno do *trend* E-W, que pode variar localmente para N-S no Trondhjemito, com mergulhos moderados a subverticalizados (40° - 89°) e caimento em sua maioria, para norte.

Há localmente *enclaves* tonalíticos no *stock* leucogranodiorítico que aflora no oeste da área, indicando que estes *stocks* sejam as rochas relativamente mais jovens. Já o pequeno corpo de Leucogranito não exhibe relações diretas de intrusão com as outras duas unidades, porém, o fato deste apresentar foliação incipiente e aparente caráter isotrópico, sugere que seja a unidade mais jovem dentre as estudadas. Dentre as ocorrências leucogranodioríticas, apenas uma amostra localizada na porção mais a leste da área foi datada pelo método Pb-Pb em monocristais de zircão, fornecendo idade de 2747 ± 2 Ma (Sousa *et al.* 2010). Caso esta idade seja representativa deste tipo de magmatismo, as relações de campo descritas acima podem sugerir que somente as rochas trondhjemíticas não fazem parte do magmatismo neoarqueano da Província Carajás, sendo, portanto mais antigas e aquelas leucograníticas, as mais jovens.

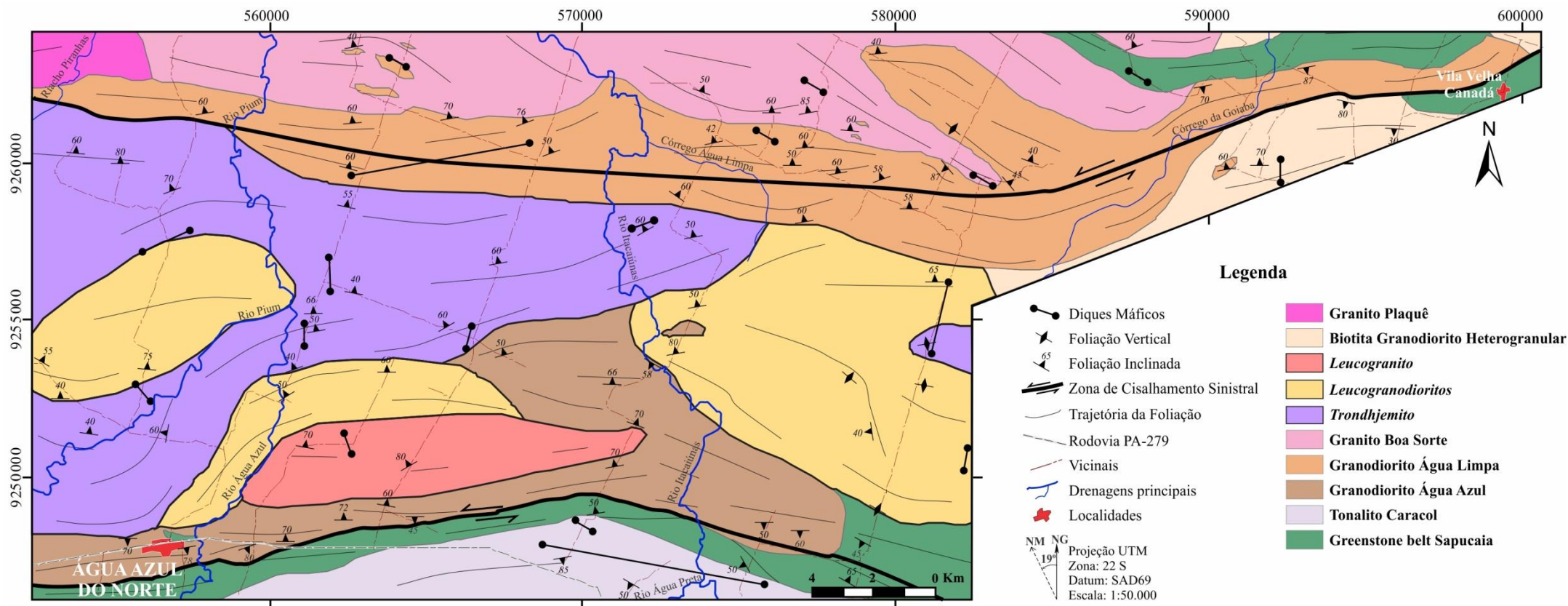


Figura 1 – Mapa geológico da porção nordeste de Água Azul do Norte. Modificado de Gabriel & Oliveira (em preparação).

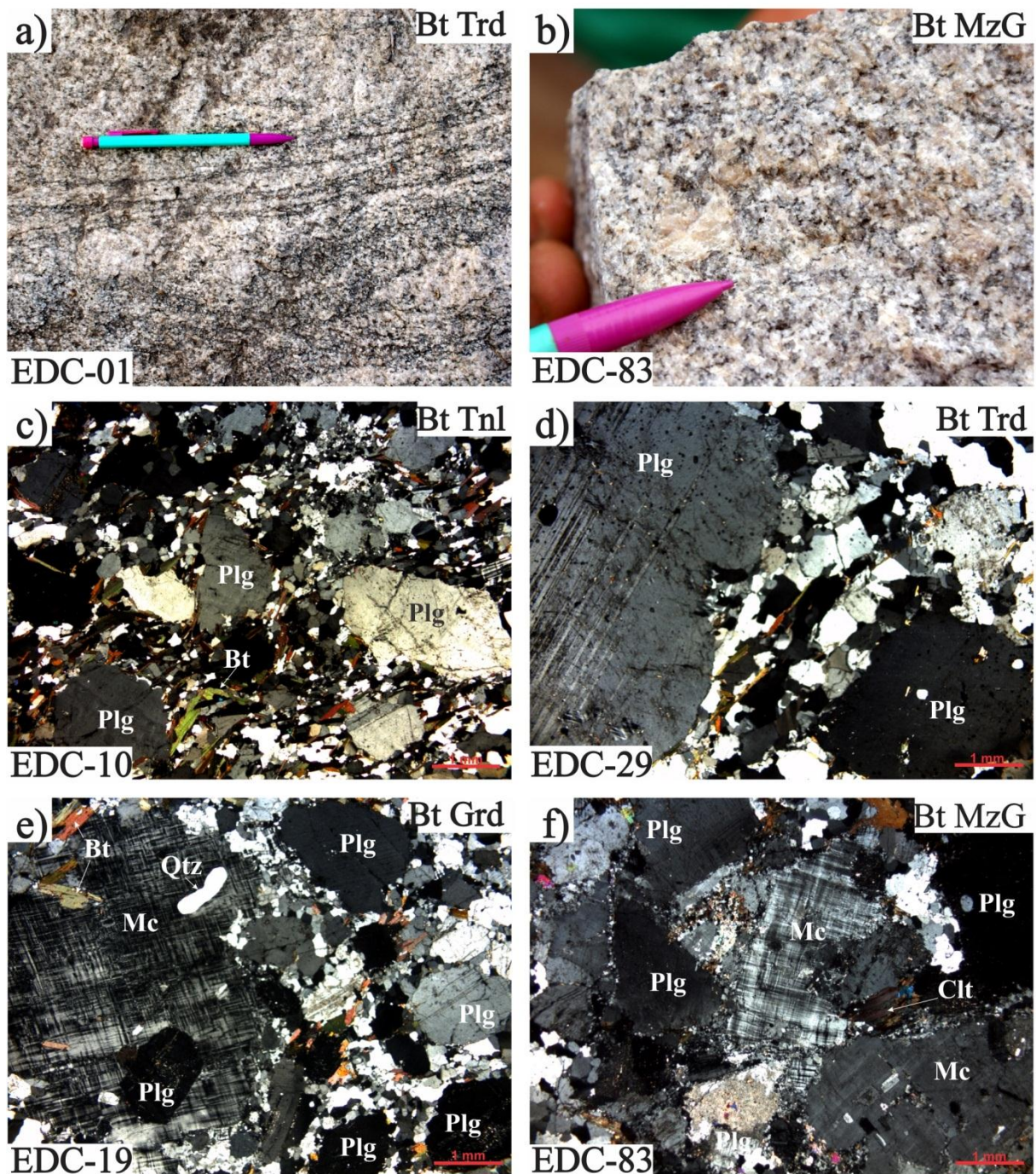


Figura 2 – Aspectos texturais das rochas estudadas. Aspectos macroscópicos: a) de amostra de Trondhjemito onde é possível observar bandamento composicional (Bt Trd); b) aspecto isotrópico aparente em amostra de Leucogranito. Fotomicrografias em nicóis cruzados: c) textura heterogranular e aspecto microscópico da anisotropia presente no Trondhjemito que é caracterizada pela orientação da biotita (Bt) e de cristais mais finos de quartzo e feldspatos (Bt Tnl); d) aspecto microscópico de textura seriada presente no Trondhjemito onde é possível encontrar cristais de plagioclásio (Plg) com granulações que variam desde fina a grossa (Bt Trd); e) textura seriada em amostra de Leucogranodiorito onde é comum a microclina (Mc) desenvolver cristais grossos com textura poiquilítica; f) aspecto microscópico da textura equigranular hipidiomórfica média encontrada nas amostras do Leucogranito.

Estes granitoides apresentam ainda fraturas de orientações N-S, NW-SE e NE-SW, com mergulhos subverticalizados, coincidindo com a direção dos enxames de diques máficos que comumente cortam as demais unidades da região.

4.2.2 Petrografia

Os Trondhjemitos e Leucogranodioritos são caracterizados pela predominância da textura heterogranular média a fina (Figura 2c) e podem evoluir para textura seriada com o desenvolvimento de cristais grossos (Figura 2d) ou mais restritamente podem apresentar textura equigranular fina. Os Trondhjemitos apresentam em geral coloração cinza esbranquiçada (Figura 2a), que tendem a escurecer pela concentração de biotita, enquanto os Leucogranodioritos tendem a assumir coloração levemente rosada. Os Leucogranitos mostram textura equigranular média hipidiomórfica (Figuras 2b, f) e suas rochas podem ser facilmente distinguíveis pela coloração esbranquiçada, intensificada pelo intemperismo.

Devido às semelhanças texturais entre as amostras do Trondhjemitos e as ocorrências dos Leucogranodioritos e Leucogranito, os aspectos petrográficos destas unidades serão apresentados em conjunto.

Os Leucogranodioritos, Leucogranitos e Trondhjemitos foram classificados de acordo com as suas composições modais plotadas no diagrama Q-A-P (Le Maitre 2002) e as variações dos minerais máficos no diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 3). Estas rochas foram subdivididas em fácies de acordo com a proporção modal de minerais máficos e posteriormente com base na natureza destas fases (Tabela 1). Desta forma, foi possível identificar as seguintes variedades no Trondhjemitos: i) biotita tonalitos (Bt Tnl) e ii) biotita trondhjemitos (Bt Trd). Já os Leucogranodioritos e Leucogranitos, são caracterizados petrograficamente como biotita granodioritos (Bt Grd) e biotita monzogranitos (Bt MzG), respectivamente.

Estas rochas possuem quartzo, plagioclásio e microclina como minerais essenciais (Figuras 2c, d, e, f), sendo que nos Trondhjemitos o K-feldspato é encontrado como cristais finos intersticiais (Figura 2c), muitas vezes substituindo as bordas de plagioclásio. Nos Leucogranodioritos o K-feldspato é mais desenvolvido (Figura 2e) chegando a formar cristais grossos (8 mm) e subautomórficos. A biotita é fina e subautomórfica, podendo associar-se à muscovita e ao epidoto magmático, com quem mantém contatos retos. Titanita, minerais opacos, allanita, apatita e zircão compõem os minerais acessórios primários. Clorita carbonatos, mica branca, epidoto (Ep₂), opacos (Opc₂) e titanita (Tit₂), todos de origem tardia e de alteração dos minerais primários, representam as fases secundárias, sempre ocorrendo

como cristais finos e xenomórficos. As rochas que constituem o *plúton* leucogranítico diferem daquelas dos demais corpos pela presença de plagioclásio intensamente sericitizado.

No diagrama Q-(A+P)-M' da Figura 3, percebe-se que os conteúdos médios de minerais máficos (M') dos Trondhjemitos e Leucogranodioritos são bastante similares. Os Bt Tnl são identificados pelos seus elevados conteúdos de M' (>10%), mais expressivos que aqueles do Bt Trd que por sua vez são mais enriquecidos em quartzo. Os tonalitos não ocorrem agrupados, dificultando sua individualização em mapa. Os Leucogranitos distinguem-se das demais unidades por apresentarem valores de M' muito baixos (3,25%) e razões K-feldspato/plagioclásio bem superior às demais.

As feições microestruturais observadas no conjunto das rochas estudadas são menos comuns do que aquelas identificadas nos granodioritos Água Azul e Água Limpa (Capítulo 2). Estas são mais intensas e frequentes nos Trondhjemitos, especialmente nas rochas localizadas próximo aos contatos do corpo, onde há zonas de cisalhamento. O quartzo pode apresentar extinção ondulante fraca à moderada e bandas de deformação nas rochas mais deformadas, sendo possível encontrar neoblastos em agregados poligonizados, bordejando os cristais maiores. Os feldspatos apresentam incipiente recristalização em suas bordas e desenvolvem porfiroclastos de plagioclásio nos Trondhjemitos e de microclina nos Leucogranodioritos mais deformados.

4.2.3 Geoquímica

Foram realizadas análises geoquímicas em 12 amostras de trondhjemito, 4 amostras de leucogranodiorito e 2 amostras de leucogranito sem alteração expressiva (Tabela 2). As análises foram realizadas pela ACME ANALITICAL LABORATORIES LTD. Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES e os elementos traço, incluindo os terras raras, por ICP-MS, utilizando-se para isso os pacotes analíticos 4A e 4B. Os métodos empregados e seus limites de detecção podem ser encontrados no site do laboratório.

4.2.3.1 Elementos maiores e menores

Os Trondhjemitos apresentam a maior variação nos conteúdos de sílica ($68,94\% < \text{SiO}_2 < 76,27\%$), sendo os valores mais baixos associados à fácies Bt Tnl (Tabela 2). Nos Leucogranodioritos, os valores de SiO_2 variam entre 70,06% e 72,56%, enquanto que nos Leucogranitos variam entre 70,43 e 72,89%. Os conteúdos de Al_2O_3 nos Trondhjemitos variam mais amplamente (13,43 a 16,86%) do que nos Leucogranodioritos (14,38 a 15,70%) e Leucogranitos (14,65 a 15,49%).

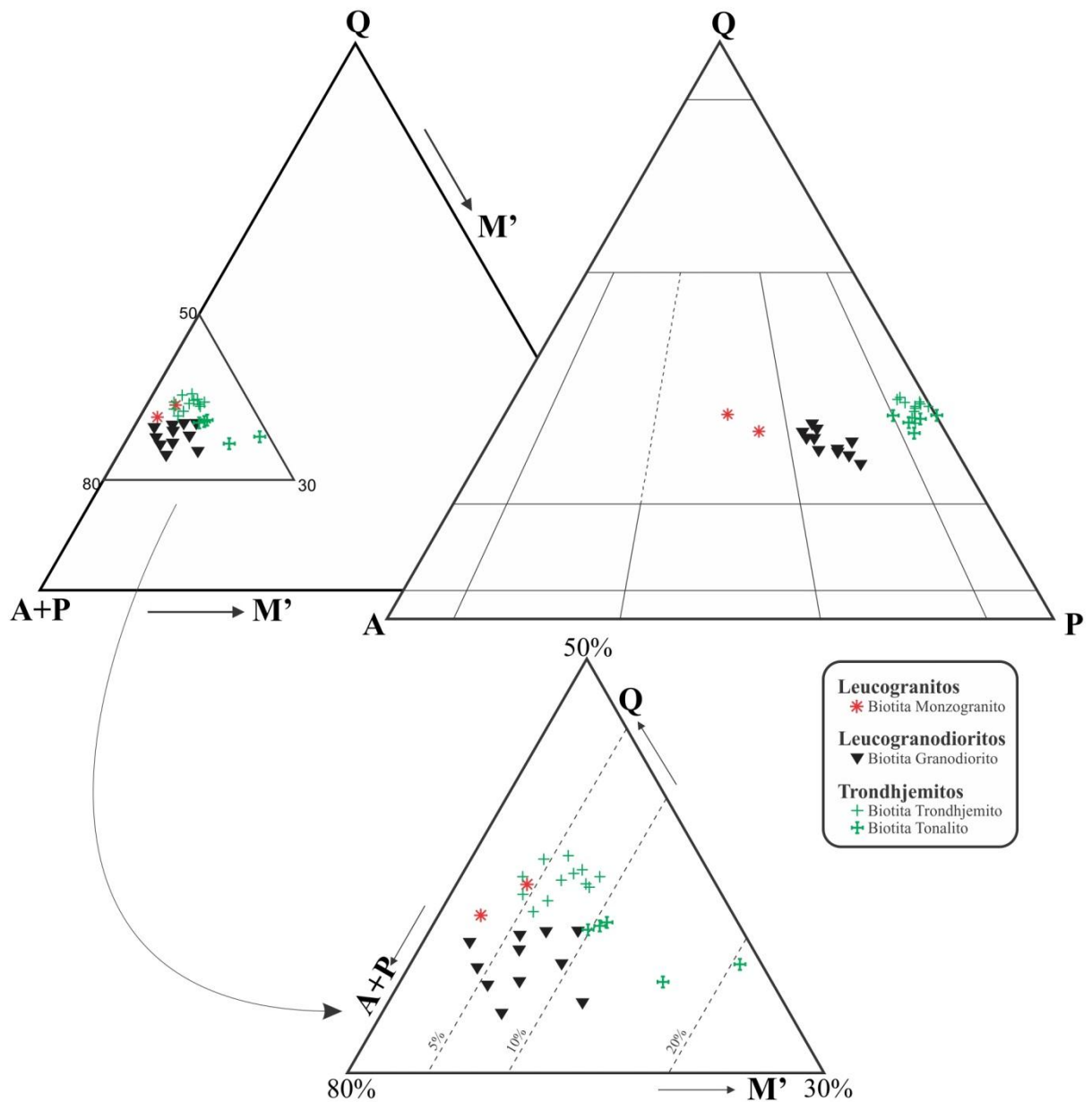


Figura 3 – Diagramas modais Q-A-P (Le Maitre, 2002) e Q-(A+P)-M' para os Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da porção nordeste de Água Azul do Norte.

Os Trondhjemitos apresentam valores médios da razão K_2O/Na_2O de 0,46 e 0,38 para as variedades Bt Tnl e Bt Trd, respectivamente. Estes são bem inferiores aos apresentados pelos Leucogranodioritos (0,87) e Leucogranitos (0,91). Ainda para a unidade trondhjemítica, o conteúdo médio de CaO é de 2,84 para a variedade Bt Tnl e 2,43% para o Bt Trd, enquanto que para os Leucogranodioritos o teor médio de CaO é de 2,02% e nos Leucogranitos de 1,66%. A proporção média de Na_2O dos Trondhjemitos é de 4,93 (Bt Tnl) e 5,16% (Bt Trd), ligeiramente superior ao valor médio de 4,34% obtido tanto para os Leucogranodioritos quanto para os Leucogranitos.

Já o conteúdo médio de K_2O dos Trondhjemitos (2,21% no Bt Tnl e 1,88% no Bt Trd), é significativamente inferior aos das amostras leucogranodioríticas (3,51%) e leucograníticas (3,94%). MgO , Fe_2O_3 e TiO_2 apresentam comportamentos muito similares nas rochas estudadas. Nesta ordem, a variedade mais enriquecida nestes elementos é o Bt Tnl (0,84%; 2,57%; 0,26%) e a mais empobrecida o Bt Trd (0,34%; 1,28%; 0,12%), ambas pertencentes à unidade trondhjemítica. Os Leucogranodioritos (0,56%; 2,20%; 0,25%) e Leucogranitos (0,43%; 1,33%; 0,19%) fornecem valores intermediários.

Os diagramas de Harker (Figura 4) revelam em geral, decréscimo dos conteúdos de Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 e CaO paralelamente ao aumento da sílica. Já as relações entre SiO_2 e os conteúdos de K_2O e Na_2O para essas rochas não são tão claras, haja vista a forte dispersão, embora aquelas que definem a unidade trondhjemítica tendem a mostrar correlação negativa com a sílica (Figuras 4g, h). É possível observar ainda que nestes diagramas os Leucogranodioritos e Leucogranitos diferem dos Trondhjemitos pelos teores mais elevados de Al_2O_3 , CaO e Na_2O neste último, assim como mais baixos de K_2O e P_2O_5 .

Os Trondhjemitos ocupam em sua grande maioria o campo dos trondhjemitos no diagrama normativo Ab-An-Or (Figura 5a), os Leucogranitos incidem no campo dos granitos, enquanto os Leucogranodioritos distribuem-se entre os campos dos trondhjemitos e granitos neste mesmo diagrama. Classificação similar pode ser obtida no diagrama PQ (Figura 5b; Debon & Le Fort 1983), onde os Trondhjemitos incidem predominantemente no campo dos tonalitos, com leve dispersão para aquele dos granodioritos, enquanto os Leucogranodioritos exibem larga variação composicional com as amostras plotando em campos distintos, desde o limite tonalito-granodiorito até aquele do monzogranito (amostras SDA-02b e EDC-18a). As duas amostras dos Leucogranitos incidem nas proximidades dos limites dos campos do granodiorito e monzogranito.

No diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ baseado no índice de Shand, tendo os óxidos expressos em proporção molecular, observa-se que as três unidades incidem no campo peraluminoso (Figura 5c), como observado no diagrama BA (Figura 5d, Debon & Le Fort 1983), que mostra ainda que boa parte das amostras analisadas caem no campo das rochas com biotita dominante e raras no campo das rochas com biotita + muscovita. No diagrama AFM (Figura 5e) estas variedades seguem o *trend* das séries cálcio-alcalinas.

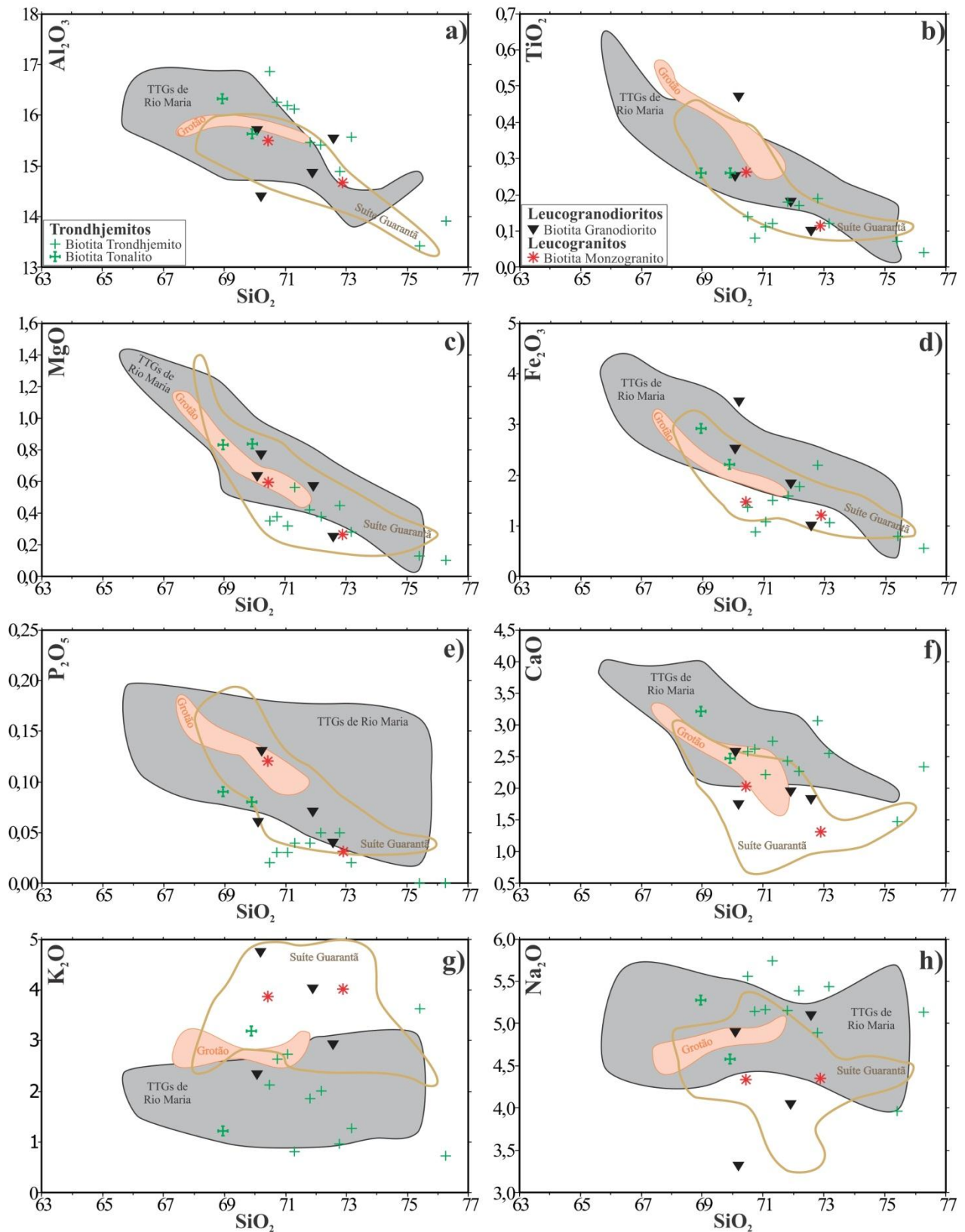


Figura 4 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos, além dos TTGs (Tonalito Mariazinha, Trondhjemito Mogno e Trondhjemito Água Fria; Leite 2001, Guimarães *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2010), Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2008, Dias 2009) e Granodiorito Grotão (Guimarães 2009) de Rio Maria.

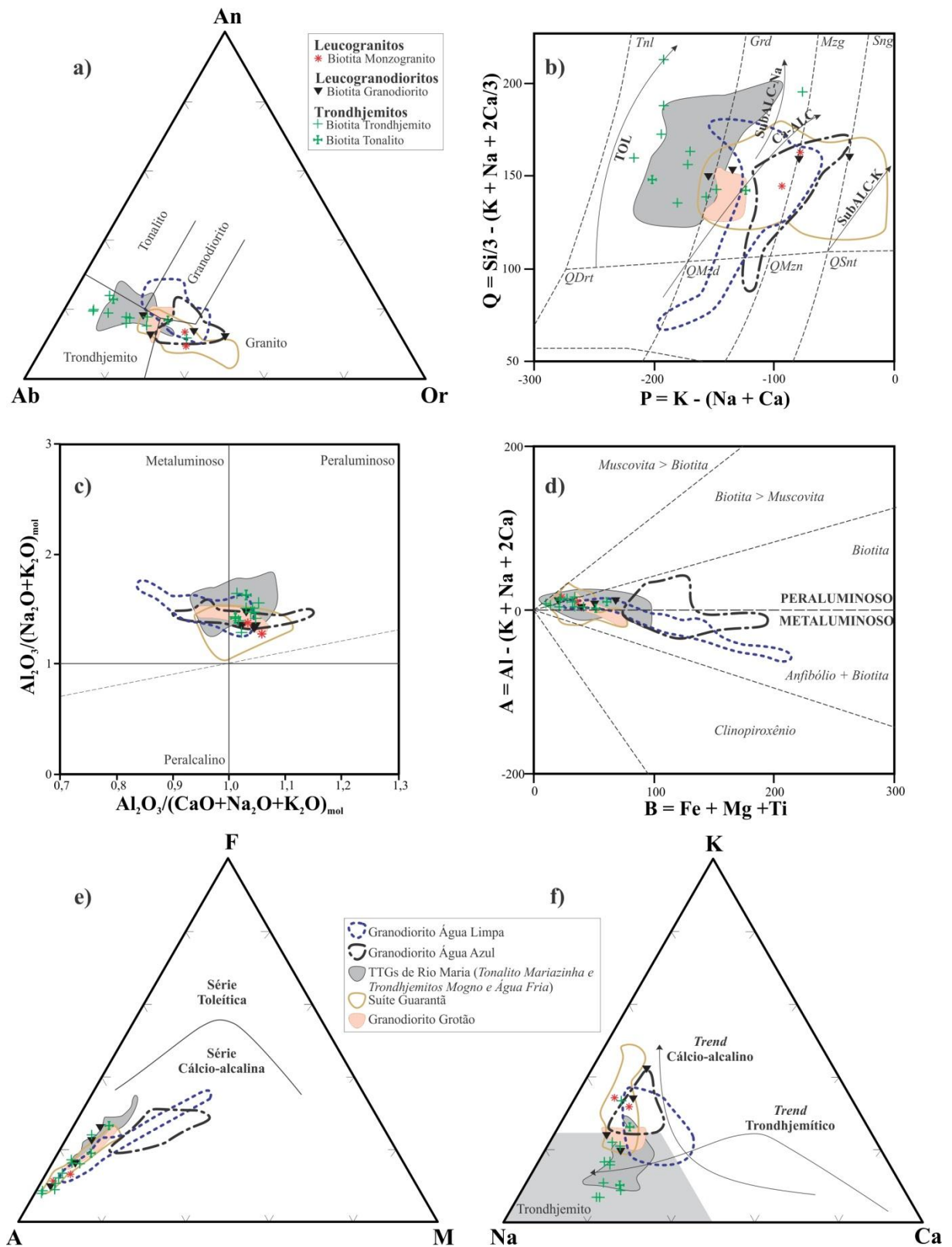


Figura 5 – Diagramas geoquímicos mostrando a distribuição de amostras dos granitoides estudados, assim como dos granodioritos Água Azul e Água Limpa (Gabriel & Oliveira em preparação) e os TTGs, Suíte Guarantã e Granodiorito Grotão de Rio Maria. a) Diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor 1965 com campos de Barker 1979); b) diagrama PQ (Debon & Le Fort 1983) com o *trend* toleítico (TOL), cálcio-alcálico (Ca-ALC), subcalcínico potássico (SubALC-K) e subcalcínico sódico (SubALC-Na), campos tonalito (Tnl), granodiorito (Grd), monzogranito (Mzg), sienogranito (Sng), quartzo-diorito (QDrt), quartzo-monozodiorito (QMzd), quartzo-monzonito (QMzn) e quartzo-sienito (QSnt); c) Diagrama ACNK x ANK (Shand 1950); d) diagrama BA (Debon & Le Fort 1983); e) Diagrama AFM (Irvine e Baragar 1971) e f) Diagrama K-Na-Ca, com o *trend* cálcio-alcálico definido por Nockolds & Allen (1953) e *trend* e campo trondhjemítico definidos por Barker & Arth (1976).

No diagrama K-Na-Ca (Figura 5f), grande parte das amostras dos Trondhjemitos se posiciona no campo dos trondhjemitos arqueanos (Martin 1994), exibindo certo paralelismo com o *trend* cálcio-alcálico (Nockolds & Allen 1953, Barker & Arth 1976), enquanto que as duas outras unidades seguem este mesmo *trend*. Estes granitoides exibem números de magnésio (#Mg) similares (Tabela 2), sendo que nos Trondhjemitos o #Mg varia entre 0,25 e 0,46, nos Leucogranodioritos entre 0,31 e 0,38 enquanto nos Leucogranitos varia entre 0,30 e 0,44. Estes são significativamente inferiores àqueles atribuídos aos granitoides de alto-Mg que ocorrem na região de Água Azul do Norte, cujos valores médios variam de 0,42 a 0,64 (ver Capítulo 2).

4.2.3.2 Elementos traços

Nos Trondhjemitos, Rb, Sr e Zr mostram correlação negativa com a sílica (Figuras 6a, b, d), já Ba, Y e Yb não apresentam nítida correlação com SiO₂ (Figuras 6c, e, f), da mesma forma do que é observado para Rb/Sr e Sr/Ba (Figuras 6g, h). O número limitado de amostras analisadas dos demais granitoides não permite definir com clareza o comportamento destes elementos em relação à sílica. Por outro lado, os Leucogranodioritos e Leucogranitos são claramente mais ricos em Rb, Ba, Y, Yb e possuem Rb/Sr mais elevada do que os Trondhjemitos, que, por sua vez, apresentam valores mais elevados de Sr e Sr/Ba do que os demais granitoides (Figuras 6b, h).

4.2.3.3 Elementos terras raras (ETR)

Os resultados analíticos foram normalizados pelos valores do condrito (Evensen *et al.* 1978). Os padrões de ETR dos Trondhjemitos de modo geral mostram acentuado enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados (Figura 7a), indicando importante fracionamento destes últimos durante a formação e/ou evolução destes magmas, sobretudo da variedade Bt Trd que mostra forte empobrecimento em ETR intermediários e que detém os valores mais baixos de ETR. Duas amostras desta variedade (EDC-21 e EDC-47) fogem a este padrão, e apresentam baixas razões La_n/Yb_n (11,92 e 16,25) devido ao acentuado enriquecimento em ETR pesados.

Os comportamentos dos ETR observados nos Leucogranodioritos e Leucogranitos são similares àqueles identificados na variedade Bt Tnl, com exceção de uma amostra (SDA 02b) que apresenta baixa razão La_n/Yb_n (21,19) e padrão menos fracionado de ETR pesados. Além disso, estes granitoides mostram em geral um padrão significativamente mais enriquecido em ETR do que a variedade Bt Trd (Figura 7a).

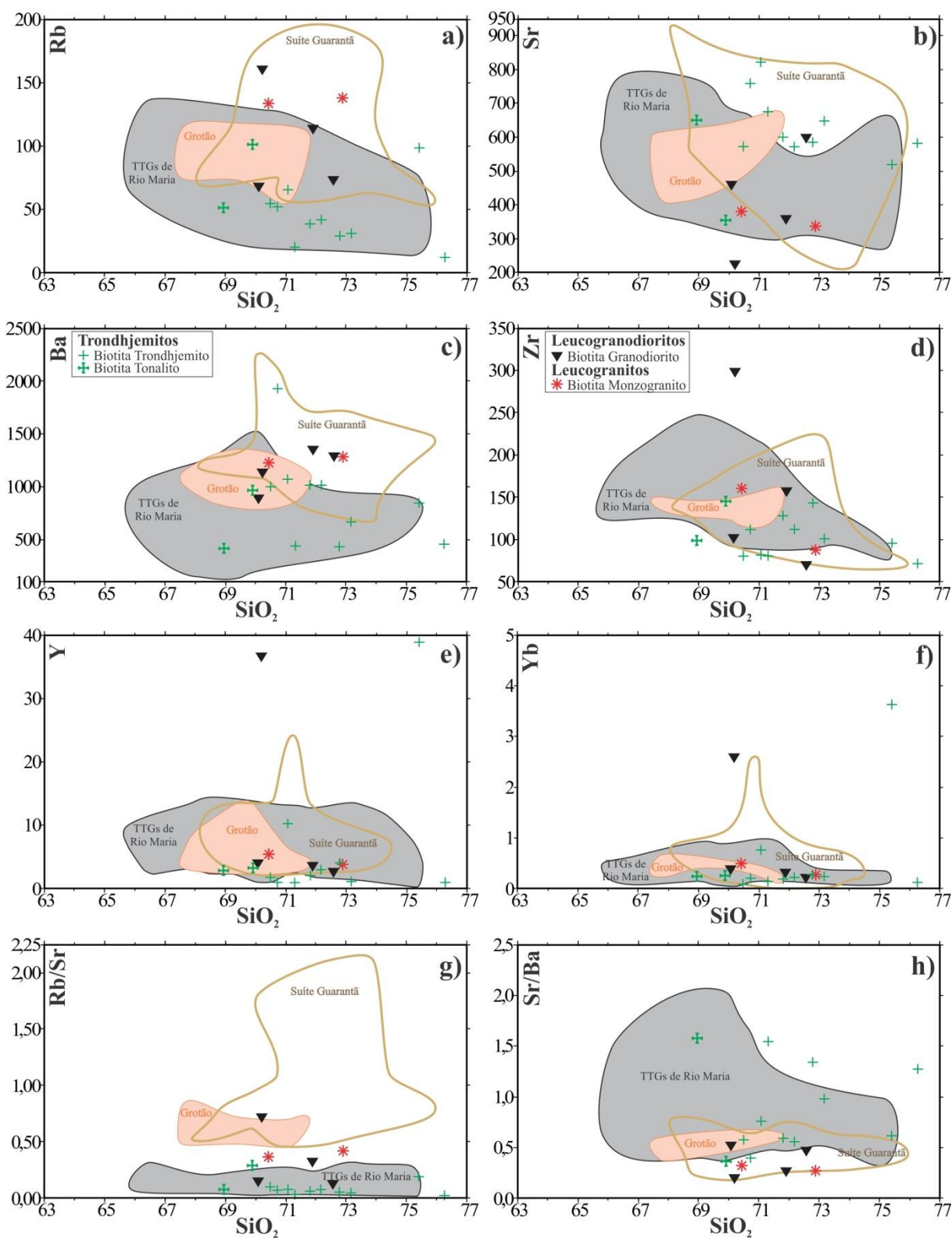


Figura 6 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos traço das amostras dos Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos estudados assim como os TTGs, Suíte Guarantã de Rio Maria e Granodiorito Grotão de Rio Maria, conforme a Figura 4.

No *plúton* trondhjemítico as razões $(La/Yb)_n$ variam de 27 a 115,5 na variedade Bt Trd, excetuando-se as amostra EDC-21 e EDC-47, e de 39,66 a 95,58 para o Bt Tnl, enquanto que nos Leucogranodioritos esta razão fica entre 29,49 e 80,13 (excluindo a amostra SDA 02b) e de 52,37 a 52,56 no Leucogranito. As anomalias de Eu variam significativamente dentro do *plúton* trondhjemítico. O Bt Tnl apresenta anomalia negativa discreta a positiva ($0,83 < Eu/Eu^* < 1,56$), enquanto que nos Bt Trd esta pode ser discreta ($0,72 < Eu/Eu^* < 1,17$) ou fortemente positiva ($1,44 < Eu/Eu^* < 5,30$). Este comportamento, incomum para rochas com estas afinidades geoquímicas, pode ser interpretado como resposta ao forte fracionamento de ETR pesados e pouco ou nenhum de plagioclásio, compatível com as maiores concentrações de Sr, CaO, Al_2O_3 e Na_2O dessas amostras. Nos Leucogranodioritos e Leucogranitos esta anomalia é ausente ou discreta ($0,76 < Eu/Eu^* < 1,30$), com exceção da amostra SDA 02b que apresenta acentuada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,32$).

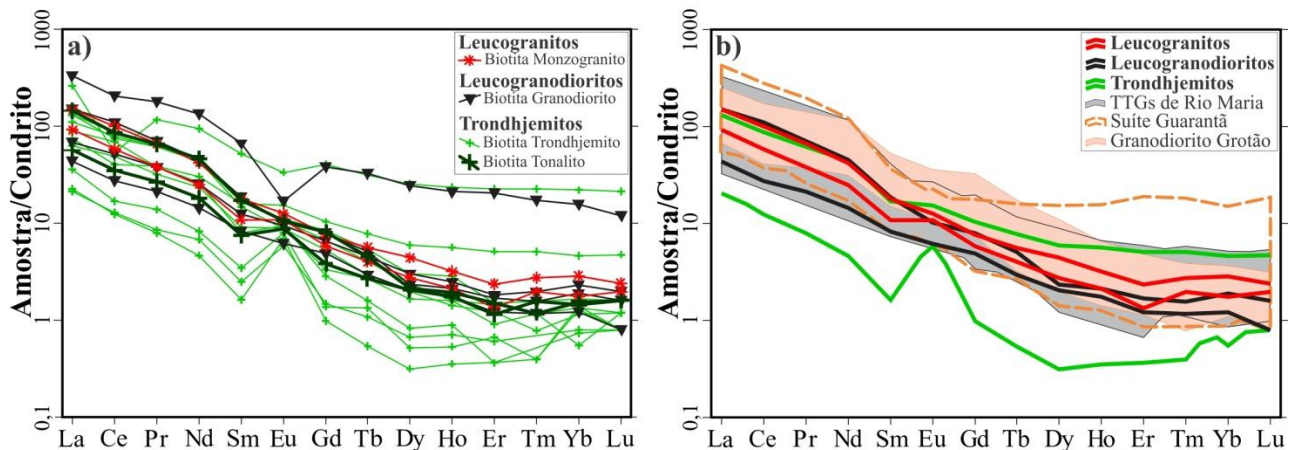


Figura 7 – a) Padrões de ETR para as amostras dos granitoides estudados; b) comparação dos padrões de ETR das rochas estudadas com TTGs (Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha; Guimarães *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011), Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2008, Dias 2009) e Granodiorito Grotão (Guimarães 2009) de Rio Maria. Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978).

4.3 DISCUSSÕES

Diversos granitoides arqueanos que ocorrem no Domínio Rio Maria foram selecionados para comparação com as rochas aqui estudadas. Foram escolhidos aqueles que representariam a primeira geração de TTGs, Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Mogno (Guimarães *et al.* 2010), e aquele que pertenceria à segunda geração (Trondhjemito Água Fria, Leite 2001), além dos leucogranodioritos-granitos da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2010), todos aflorantes na região situada entre as cidades de Bannach e Xinguará. Os Trondhjemitos da região de Água Azul do Norte não são distintos em termos de composição modal das associações TTGs do Domínio Rio Maria, pois ambos contêm termos tonalíticos e

trondhjemiticos com a biotita sendo o principal mineral ferromagnesiano e geralmente é acompanhada por epidoto magmático. Os Leucogranodioritos assemelham-se composicional e texturalmente aos leucogranodioritos e leucogranitos da Suíte Guarantã, e tal como eles exibem textura porfirítica a seriada e possuem biotita como principal mineral ferromagnesiano, geralmente associada à epidoto magmático. Ambos contêm baixas concentrações de minerais máficos ($M' \sim 7\%$). Já o *stock* leucogranítico aqui estudado, é texturalmente distinto dos leucogranitos da Suíte Guarantã, pois exhibe textura granular hipidiomórfica e, por vezes, caráter isotrópico aparente, além de conter teor de minerais máficos muito baixos ($M' < 4\%$). Em termos composicionais, os granitoides discutidos acima diferem de maneira significativa daqueles caracterizados como de alto-Mg da região NE de Água Azul do Norte (Capítulo 2), tanto por estes últimos exibirem teores bastante elevados de minerais ferromagnesianos, quanto pela presença marcante de anfibólio nestas rochas.

Os dados geoquímicos de forma geral corroboram o que foi observado acima. Comparações entre os Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da região de Água Azul do Norte revelam conteúdos similares de SiO_2 para essas rochas, com os Trondhjemitos apresentando valores significativamente mais elevados de Al_2O_3 , CaO , Na_2O e Sr , e por outro lado, mais baixos de P_2O_5 , K_2O , Rb , Ba e Y que os Leucogranodioritos e Leucogranitos (Figuras 4 e 6). Este comportamento aproxima claramente estes granitoides daqueles escolhidos para comparação do Domínio Rio Maria, sendo ainda possível identificar nestes diagramas algumas afinidades e diferenças entre os mesmos. As variedades trondhjemiticas se superpõem com os TTGs de Rio Maria, apesar de apresentar leve enriquecimento em Al_2O_3 , Na_2O e Sr e conteúdos ligeiramente mais baixos de TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 e P_2O_5 em relação a estes últimos. Nos diagramas Ab-An-Or, P-Q e K-Na-Ca (Figuras 5a, b, f) é nítida a sobreposição da grande maioria das amostras dos Trondhjemitos estudados com o campo desenhado pelas amostras dos TTGs de Rio Maria, o que ratifica a afinidade mineralógica entre estes granitoides. Com relação aos padrões de ETR, apesar de seus campos serem bastante coincidentes, há algumas distinções que são dadas principalmente pelos teores mais baixos de ETR e fracionamento mais acentuado das rochas de Água Azul do Norte em relação aquelas de Rio Maria (Figura 7b). A acentuada concavidade apresentada pelos ETR intermediários nas amostras de trondhjemitos da área estudada indica que houve expressivo fracionamento de anfibólio durante a evolução dessas rochas, o que não se verifica nas demais variedades da área, bem como nos TTGs de Rio Maria. Além disso, muitas amostras de trondhjemitos exibem acentuadas anomalias positivas de Eu e fogem neste aspecto aos padrões

comuns dos TTGs de Rio Maria (Figura 7b), o que poderia ser provocado pelo maior fracionamento de ETR nestas rochas.

O comportamento geoquímico apresentado pelos Leucogranodioritos e Leucogranitos da região de Água Azul do Norte mostra afinidades com os granitoides da Suíte Guarantã de Rio Maria, reforçando o que foi discutido sobre os principais aspectos petrográficos dessas rochas. Vale ressaltar que o número reduzido de amostras analisadas dificulta um estudo comparativo mais detalhado com as rochas de Rio Maria. Apesar disso, nota-se persistente sobreposição nos diversos diagramas geoquímicos, exceto naqueles que envolvem as razões Rb/Sr e os conteúdos de Y e Yb os quais são notavelmente inferiores aos da Suíte Guarantã (Figuras 6e, f, g). Uma única amostra de leucogranodiorito (SDA-02b) diverge notoriamente dos conjuntos acima, pois apresenta teores mais baixos de Al_2O_3 , Na_2O , CaO e Sr e mais elevados de TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , Rb , Zr , Y e Yb , comparados com as das demais amostras. Embora a Suíte Guarantã seja mais enriquecida em ETR que os Leucogranodioritos (exceto a amostra SDA-02b) e Leucogranitos estudados, estes apresentam padrões de ETR bastante coincidentes com aqueles observados para os leucogranodioritos-granitos de Rio Maria (Figura 7b).

Embora as amostras analisadas tenham caráter fracamente peraluminoso e mostrem certo paralelismo com os *trends* das séries cálcio-alcálicas (Figura 5e,f), estas rochas não exibem afinidades que permitam supor uma origem a partir de um mesmo magma. As afinidades observadas entre os granitoides de Água Azul do Norte e as rochas arqueanas do Domínio Rio Maria, sugerem que as variedades Bt Tnl e Bt Trd podem corresponder a uma associação afim dos TTGs arqueanos daquele domínio. Já os Leucogranodioritos e Leucogranitos da mesma região muito provavelmente corresponderiam a uma associação afim geoquimicamente da suíte de leucogranodioritos-granitos arqueanos de Rio Maria. Em consequência, a hipótese de que os Leucogranodioritos correspondam à fração granodiorítica mais evoluída das associações TTGs é improvável. De modo geral, apesar das semelhanças entre as associações aqui definidas e as suítes arqueanas de Rio Maria, seus comportamentos geoquímicos revelam algumas diferenças importantes, porém não eliminam a hipótese de que suas origens tenham ocorrido a partir de magmas oriundos de processos magmáticos afins.

CAPÍTULO V

5 CONCLUSÕES

Os resultados apresentados e discutidos neste trabalho, obtidos através do mapeamento geológico e estudos petrográficos e geoquímicos, permitiram chegar às seguintes conclusões:

(1) Com base nos contrastes estruturais, petrográficos e geoquímicos, os granitoides aflorantes na região NE do município de Água Azul do Norte, que inicialmente estavam inseridos no contexto geológico do Complexo Xingu, foram individualizados neste trabalho em pelo menos três associações magmáticas distintas: (i) aquela caracterizada como de alto-Mg foi designada para os granitoides dominantes que ocorrem no extremo norte e sul da área como dois corpos deformados e alongados em padrão estrutural E-W, e que são intrusivos nas rochas supracrustais do Grupo Sapucaia; (ii) a associação TTG identificada na porção centro-oeste da área mapeada que se destaca pelo desenvolvimento de bandamento composicional e predominância de rochas de composição trondhjemítica; (iii) os Leucogranodioritos que ocorrem como *stocks* intrusivos nas rochas TTGs nas porções central e leste da área e na porção centro-sul da área, além de um pequeno *plúton* de Leucogranito com feições deformacionais pouco evidentes, denunciada pelo desenvolvimento de uma incipiente foliação. A caracterização destas novas unidades leva ao abandono do termo Complexo Xingu nesta porção do Domínio Carajás;

(2) Os granitoides de alto-Mg, denominados de granodioritos Água Azul e Água Limpa, são intrusões pré a sin-cinemáticas marcadas pelas ocorrências de granodioritos porfiríticos ricos em anfibólio, com variações tonalíticas e monzograníticas. As duas unidades são constituídas essencialmente por feldspatos e quartzo, tendo anfibólio, biotita e epidoto magmático como principais fases máficas. Os minerais acessórios primários são opacos, titanita, allanita, zircão, apatita, muscovita e mais restritamente a turmalina e as principais fases secundárias são clorita, escapolita, mica branca, carbonato e epidoto. A evolução destes granitoides é marcada pelo fracionamento de CaO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ e Al₂O₃, e aumento de K₂O e da razão K₂O/Na₂O a partir dos tonalitos e granodioritos ricos em anfibólio, em direção às fácies onde a biotita é o principal mineral ferromagnésiano (rochas mais evoluídas). Sr, Y, Zr, #Mg, Ni e Cr decrescem, enquanto que Rb e Ba aumentam no sentido da evolução dessas rochas. As mais altas razões La_n/Yb_n são encontradas nas rochas mais enriquecidas em SiO₂ do Granodiorito Água Limpa e sugerem grau mais acentuado de diferenciação magmática nos estágios finais de cristalização deste corpo, que pode ser atribuído ao fracionamento de anfibólio, assim como de biotita, haja vista o decréscimo acentuado de Rb e K nestas rochas;

(3) Estas rochas são metaluminosas e se alinham conforme o *trend* das séries cálcio-alcalinas. Entretanto, apresentam altos valores de #Mg, Cr, Ni, que os distinguem das séries cálcio-alcalinas de margens continentais, e os aproximam dos granodioritos arqueanos ricos em Mg. Tais aspectos também diferenciam claramente estas rochas daquelas relacionadas ao TTGs e leucogranodioritos arqueanos do Domínio Rio Maria, assim como dos típicos granitoides da série Trondhjemítica (Barker 1979, Martin 1994). As afinidades petrográficas e geoquímicas existentes entre as rochas estudadas neste trabalho e as principais ocorrências de granitoides de alto-Mg de outros crátons, em especial aquelas de Rio Maria, sugerem que tanto o Granodiorito Água Limpa quanto o Granodiorito Água Azul possam fazer parte de uma suíte magmática análoga, até então não identificada nesta parte da Província Carajás, mais especificamente, na porção sul do Domínio Carajás;

(4) O estudo de suscetibilidade magnética (SM) mostrou valores relativamente baixos, tanto para o Granodiorito Água Limpa ($17,54 \times 10^{-4}$ SIv) quanto para o Granodiorito Água Azul ($4,19 \times 10^{-4}$ SIv). As análises dos minerais opacos mostraram que magnetita e hematita são as fases mais comuns e que a ilmenita é ausente nestas rochas. No Granodiorito Água Limpa é frequente a titanita ocorrer associada à magnetita, enquanto que no Granodiorito Água Azul pirita, calcopirita e goethita são mais comuns. No primeiro a magnetita é mais desenvolvida e abundante do que neste último, justificando os valores mais elevados de SM para o Granodiorito Água Limpa. Nota-se uma tendência no aumento dos valores de SM no sentido das variedades mais evoluídas (anfíbólio tonalitos/anfíbólio granodioritos → biotita granodioritos/biotita monzogranitos), que é corroborada pela correlação positiva entre SM e os conteúdos modais de opacos, epidoto + allanita e quartzo + K-feldspato e negativa com biotita e minerais máficos, assim como o decréscimo dos teores de Fe_2O_3 , FeO e MgO com o aumento dos valores de SM. Levando em consideração as afinidades geoquímicas e mineralógicas existentes entre os granitoides de alto-Mg de Água Azul do Norte e as suítes sanukitoides arqueanas, em especial às do Domínio Rio Maria, pode-se admitir condições de fO_2 entre os tampões HM e FMQ para as amostras estudadas, e a escassez de magnetita nestas rochas estaria relacionada com a transformação da titanomagnetita em epidoto durante os estágios magmáticos, como determinado por Oliveira M.A. *et al.* (2010). Neste contexto, no Granodiorito Água Azul, onde o epidoto magmático é bastante expressivo, a substituição de magnetita por epidoto poderia explicar as suas baixas concentrações de magnetita, conseqüentemente, os seus mais baixos valores de SM. Já no Granodiorito Água Limpa, os valores mais elevados de SM atribuídos à fácies Ms-Bt GrdP estariam relacionados à

formação da magnetita, em parte substituindo o epidoto magmático, durante o evento de deformação e recristalização;

(5) A associação TTG estudada é formada pelas variedades biotita tonalitos e biotita trondhjemitos, que são constituídas principalmente por quartzo e plagioclásio, onde a biotita é a principal fase ferromagnesianas. Os minerais acessórios são feldspato potássico, titanita, minerais opacos, allanita, epidoto, apatita e zircão e as fases secundárias clorita, carbonatos, mica branca, epidoto, opacos e titanita. Plotam sempre no campo dos tonalitos-trondhjemitos no diagrama QAP e sua classificação foi baseada nas variações nos conteúdos de minerais máficos [Q-(A+P)-M²]. Geoquimicamente essas rochas pertencem ao grupo de TTG com alto Al₂O₃, são empobrecidos em elementos ferromagnesianos e possuem anomalias de Eu discretas. A presença de anomalias positivas de Eu em quatro amostras do trondhjemitos reflete uma diferença marcante em relação aos TTGs de Rio Maria, sendo que estas resultariam do acentuado grau de fracionamento de ETR, pelo menos em parte como resposta ao fracionamento de anfibólio. Nos clássicos diagramas discriminantes de granitoides arqueanos, situam-se sistematicamente nos campos dos trondhjemitos. Suas características são, portanto, afins dos típicos granitoides arqueanos da série trondhjemitica (Barker 1979, Martin 1994, Moyen & Martin 2012);

(6) Comparações entre os TTG do Domínio Rio Maria e aqueles de Água Azul do Norte, revelam que ambos possuem fortes afinidades composicionais (mineralógicas e geoquímicas), apesar destes últimos apresentarem leve enriquecimento em Al₂O₃, Na₂O e Sr e conteúdos ligeiramente mais baixos de TiO₂, MgO, Fe₂O₃ e P₂O₅ em relação aqueles de Rio Maria. Os padrões de ETR denunciam também que os TTG estudados são claramente mais empobrecidos (fracionados) em ETR do que os de Rio Maria;

(7) Os Leucogranodioritos e Leucogranitos estudados são caracterizados petrograficamente como biotita granodioritos e biotita monzogranitos, respectivamente. A mineralogia dessas rochas não difere significativamente daquela atribuída aos TTG discutidos acima. Destacam-se por apresentarem K-feldspato mais desenvolvido e pelo elevado grau de saussuritização do plagioclásio. Os Leucogranodioritos assemelham-se composicional e texturalmente aos granodioritos da Suíte Guarantã, exibem textura porfirítica a seriada, biotita como o principal mineral ferromagnesiano e baixas concentrações de minerais máficos (M²~7%). Já o *stock* leucogranítico é texturalmente distinto dos leucogranitos da Suíte Guarantã, por exibir textura granular hipidiomórfica e por vezes, caráter isotrópico aparente, além de conter teor de minerais máficos muito baixos (M²< 4%);

(8) Os Leucogranodioritos e Leucogranitos da porção NE de Água Azul do Norte correspondem a uma associação de rochas com afinidades geoquímicas com os leucogranodioritos-granitos cálcio-alcálicos da Suíte Guarantã de Rio Maria, apesar de apresentarem razões Rb/Sr e conteúdos de Y e Yb notavelmente inferiores aos das rochas de Rio Maria;

(9) Comparações entre os Trondhjemitos, Leucogranodioritos e Leucogranitos da região de Água Azul do Norte revelam conteúdos similares de SiO₂ para essas rochas, com o Trondhjemito apresentando valores significativamente mais elevados de Al₂O₃, CaO, Na₂O e Sr, e mais empobrecidos em P₂O₅, K₂O, Rb, Ba e Y que os demais. Por sua vez diferem de maneira significativa daqueles caracterizados como de alto-Mg, tanto por estes exibirem teores bastante elevados de minerais ferromagnesianos, quanto pela presença marcante de anfibólio, que se traduz em valores mais elevados de Fe₂O_{3t}, #Mg, Cr, Ni. Tais diferenças revelam que as associações de rochas estudadas não possuem relação genética;

(10) Dados geocronológicos (Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010) revelaram que os granitoides de alto-Mg de Água Azul do Norte possuem idades próximas daquela atribuída às rochas sanukitoides de Rio Maria (2,87 Ga), e que os Leucogranitos seriam mais jovens, com idade de 2,74 Ga. Sendo assim, as relações de campo discutidas no capítulo 4, podem sugerir que as rochas trondhjêmíticas não façam parte do magmatismo neoarqueano da Província Carajás, sendo portanto mais antigas e seguidas pelos Leucogranodioritos e Leucogranitos, que são mais jovens;

(11) O avanço do conhecimento sobre as rochas da porção sul do Domínio Carajás tem permitido aprofundar cada vez mais a discussão sobre os granitoides arqueanos que formam esta parte da Província Carajás e contribuir assim para o entendimento dos processos que ocasionaram suas origens e evolução magmática.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorito-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, 120:235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latino Americano de Geologia*, 1, Anais, Belém, p.324-338.
- Avelar V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. Dissertação 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. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):454-460.
- Barbosa A.A., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo Proterozoico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:147-164.
- Barbosa J.P.O. 2004. Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96p.
- Bard J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Tokyo, D. Reidel Publishing Company, 246p.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, 4:596-600.
- Barker F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. *In: BARKER, F. (Ed.) Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p.1-12.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Krimski R., Macambira M.J. B. 2001. Pb-Pb and zircon ages of Archean sytectonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. *In: Servicio Nacional de Geologia Y Minería, Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, 3, Resumos Expandidos, Pucon, Chile, CD-ROM.

- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., Barbey P., Boullier A.M. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb Geochronology of the Synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type Granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47:1423-1440.
- Barros C.E.M., Nascimento V.M., Medeiros Filho C.A. 2010. Revisão da Estratigrafia das Rochas da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2):167-174.
- Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal*. New York, John Wiley e Sons, 113p.
- Clark D.A. 1999. Magnetic Petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30:5-26.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitic rocks. *Episodes*, 22(3):167-173.
- Cordeiro A.C. & Saueressig R. 1980. Serra das Andorinhas: Geologia e Principais ocorrências de Ouro. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Resumos, Camboriú, Boletim 2, p.344.
- Costa J.B.S, Araújo O.J.B., Jorge João X.S., Maia R., Macambira E. M.B., Vale A.G., Santos A., Pena Filho J.I.C., Neves A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. *In: SBG, Simpósio Geologia da Amazônia*, 4, Resumos, Belém, p.314-317.
- Dall'Agnol R. 1982. Maciço Jamon: Evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Anais, Belém, v.2, p.139-161.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrology*, 50:113-138.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. *In: R. Dall'agnol, L.T. Rosa-Costa, E.L. Klein (Eds.) Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts, Volume and Field Trips Guide*, Belém, PRONEX-UFPA/SBG, p.97-150.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F. J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 2, Excution guide, Salvador, p.135-161.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Soc. Edinb-Earth Sci.*, 73:135-149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, 2nd Ed. Longmans (eds.), 696p.

- Dias S.B. 2009. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito–greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p.11-59.
- Evensen N.M., Hamilton P.T., O’Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 39:55–64.
- Feio G.R. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 190p.
- Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.
- Gabriel E.O. & Oliveira D.C. Em preparação. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás. *In*: E.O. GABRIEL. Geologia, Geoquímica e Petrologia Magnética dos granitoides arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte (PA) – Província Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107p.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás, *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Galarza M.A, Oliveira D.C., Santos R.D., Martins A.C., Santos A.N., Santos P.J.L. 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitoides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás, *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, CDrom.
- Gomes A.C.B. & Dall’Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:182-193.
- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Gonzales M. G. B., Dall’Agnol R., Vieira E.A.P., Macambira M.J.B., Delia Senta N. 1988. Geologia do Maciço Anorogônico Cigano, vale do rio Parauapebas, PA. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, v.3, p.1132-1146.
- Goarayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M., 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e Região Adjacente. *In*: P.S.S. Goarayeb (ed.) Parque Martírios - Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação, Belém, EDUFPA, p.54-75.

- Guimarães F.V. 2009. Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemitó Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito-greenstone de Rio Maria - SE do Pará. 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., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica, e geoquímica do Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2):196-211.
- Halla J. 2005. Late archean high-mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust mantle interactions. *Lithos*, 79:161-178.
- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K., 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Anais, p.2.659-2.667.
- Harker A. 1965. *The natural history of igneous rocks*. New York, Macmillan, 384p.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, 115:27-39.
- Hibbard M. J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, Incorporation, 587p.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Anais, Belém, v.1, p.100-110.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus, v.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. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - sul do Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Anais, Belém, v.3, p.1438-1453.
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London, John Wiley e Sons, 527p.
- Ianhez A.C., Souza A.M.S., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá – Santana do Araguaia. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Anais, Camboriú, v.5, p.2918-2928.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 8:523-547.
- Jorge João X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Anais, Belém, v.2, p.52-62.

- Jorge João X.S. & Araújo J.B., 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no SW do Estado do Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Resumos expandidos, São Paulo, v.2, p.36-38.*
- Kerr P. 1959. *Optical Mineralogy*. New York, McGraw-Hill Book Co., (3rd ed.), 492p.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: International Geological Congress, 31, Abstracts, Rio de Janeiro, CDrom.*
- Le Maitre R W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Leite A.A.S. & Dall'Agnol R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, p.325-327.*
- Leite A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 330p.
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências, 34(4):447-458.*
- Lima F.D. & Pinheiro R.V.L., 2001. Formação Gorotire: Consideração sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. *In: Reis, N.J & Monteiro, M.A.S. Contribuição à Geologia da Amazônia. SBG, Núcleo Norte, Manaus, v.2, p.205-229.*
- Macambira E.M.B. & Vale A.G., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, v.7, p.263-288.*
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Resumos Expandidos, Belém, p.49-58.*
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis, J.F.P., Figueiras, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca: relatório final. SEPLAN/DOCEGEO/UFPA, DNPM/DOCEGEO/UFPA, Belém, 150p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research, 49:329-354.*

- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. Atlas of igneous rocks and textures. London, Longman, 148p.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (ttg) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79:1-24.
- Martin, H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. *In*: K.C. Condie (Ed.) *Developments in Precambrian Geology. Archeancrustal Evolution*, vol.11, Elsevier, Amsterdam, p.205-259.
- Medeiros Filho, C.A. & Meireles E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Atas, Belém, v.3, p.1488-1499.
- Medeiros H. & Dall’Agnol R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, v.3, p.1488-1499.
- Meireles E.M., Teixeira J.T., Medeiros Filho C.A. 1982. Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Anais, Belém, v.2, p.74-84.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, estado do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, Rio de Janeiro, v.5, p.2164-2174.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789-811.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B., 2003. Late archaean granites: a typology based on the Dharwar craton (India). *Precambrian Research*, 127:103-123.
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148:312-336.
- Nockolds S.R. & Aalen R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 4:105-142.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:177-197.
- O’Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, 525B:79-84.
- Oliveira D. C. 2001. Geologia, geoquímica e petrologia magnética do Granito Paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 207p.

- Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and Magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: Implication for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 25:100-115.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:146-160.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121–2148.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, p.956-983.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, p.390-391.
- Pinheiro R.V. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:597-606.
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. 2. New York, Oxford University Press.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos*, Belém, CDrom.
- Rodrigues D.S. 2011. *Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Boa Sorte, município de Água Azul do Norte – Província Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso*. Marabá: Universidade Federal do Pará. Faculdade de Geologia, 88p.
- Rodrigues E.M.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, Resumos, São Paulo, v.2, p.183-184.

- Rolando A.P & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Expanded Abstracts, Salvador, CD-ROM.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, p.1-344.
- Santos M.G.S. 2002. Estudo dos isótopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 126p.
- Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Anais, Curitiba. p.535.
- Santos R.D., Galarza M.A, Oliveira D.C. 2012. Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium - Província Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos-SP, CDrom.
- Santos P.A. 2010. Petrografia, Suscetibilidade Magnética, Geoquímica e Geocronologia do Granito Rio Branco – Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Universidade Federal do Pará. Faculdade de Geologia. Instituto de Geociências, 87p.
- Santos P.J.L. 2009. Geologia, petrografia e geocronologia dos granitoides do Complexo Xingu da região de Vila Nova Canadá, porção NE do município de Água Azul do Norte- Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso. FAGEO. Marabá: Universidade Federal do Pará, 130p.
- Sardinha A.S., Dall’Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: RBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, Anais, CDrom.
- Sardinha A.S. 2002. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118p.
- Shand S.J. 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. 4nd ed., London, 488p.
- 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.
- Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) - PMC. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CDrom.

- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109:293–315.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, lile-enriched archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26:1688–1712.
- Stevens R.E., Nell S.T., Roberson C.E. 1960. Gravimetric conversion factors, and other data used in interpreting analyses of rocks, minerals and waters. *GeoTimes*, v. 4, nº 7, p.41.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.
- Tassinari C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e Isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 2, Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão, Belém, p.28.*
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogical Petrology*, v.95, p.407-419,
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):195-200.