



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

Dissertação de Mestrado

ÁREA: GEOQUÍMICA E PETROLOGIA
SUB-ÁREA: PETROLOGIA

*“Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Sanukitóide
Arqueano Rio Maria e Rochas Máficas Associadas, Leste de
Bannach-PA”.*

Mestrando:

MARCELO AUGUSTO DE OLIVEIRA

Orientador:

ROBERTO DALL'AGNOL

Co-Orientador:

FERNANDO JACQUES ALTHOFF

Junho/2005

Aos meus pais Ângelo e Vânia Oliveira, por todo amor e confiança dedicados a mim durante minha vida inteira. Ao meu irmão Marcus, pelo companheirismo de todos os dias. A eles, pelo amor e por terem estado ao meu lado em muitos momentos, alegres e tristes, da minha vida.

Muito obrigado!

AGRADECIMENTOS

Durante o desenvolvimento deste trabalho o autor contou com inúmeras colaborações sem as quais seria impossível concluí-lo, e a qualidade e o conteúdo teriam sido comprometidos. Neste espaço o autor gostaria de expressar seus sinceros agradecimentos:

- Em primeiro lugar à Deus, por esta oportunidade única em minha vida;
- Aos meus familiares, em especial meus pais e meu irmão pelo amor e por tudo o que já vencemos juntos;
- À Universidade Federal do Pará por toda infra-estrutura e ajuda financeira fornecida;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de pesquisa durante a realização deste trabalho;
- Ao professor Roberto Dall’Agnol pela orientação, dedicação, amizade e pelas oportunidades que me deu para que pudesse iniciar minha vida científica;
- Ao professor Fernando Jacques Althoff pela orientação, dedicação na leitura das versões preliminares da dissertação e indispensável apoio durante a etapa de campo;
- Aos professores e amigos Carlos Eduardo de Mesquita Barros e Cláudio Nery Lamarão pelas diversas sugestões no decorrer do trabalho;
- À professora Vânia Barriga pelo incentivo durante o decorrer da minha vida geológica;
- Aos geólogos Marco Aurélio Benevides Maia Figueiredo e Albano Antônio da Silva Leite por muitos ensinamentos durante a época que fomos companheiros no Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG);
- Aos amigos geólogos Carlos Marcello Dias Fernandes, José de Arimatéia Costa de Almeida e Davis Carvalho de Oliveira pelo companheirismo, momentos de descontração e, principalmente, pelas valorosas conversas sobre rochas magmáticas;
- Aos colegas do GPPG (Alex, Maryelle, Alan, Fernanda, Luciene, Erimar, Régis, Samantha, Fabriciana, Antônio, Sabrina, Luís, Mike e Cléber) pelas discussões e sugestões, bem como pelo companheirismo e momentos de descontração proporcionados;
- Aos colegas do CPGG – Elem, Gisele, Carolina, Pablo, Luciano, Wiverson, Bruno e Cléber);
- Aos demais amigos, agradeço pelo excelente clima que sempre teve o nosso ambiente de

estudo e trabalho. Obrigado pela amizade!;

- Ao Geoquímico Natalino Valente do Laboratório de Análises Químicas do CG-UFPA pela realização das análises químicas de FeO;

- Ao grupo de professores e funcionários do Centro de Geociências, especialmente Cleida Freitas, José Esteves, Carlos Alberto Dias e Walter Pompeu.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 - INTRODUÇÃO	5
1.1 - APRESENTAÇÃO	5
1.2 – LOCALIZAÇÃO	7
1.3 – CONTEXTO TECTÔNICO.....	7
1.4 – GEOLOGIA DO TERRENO GRANITO- <i>GREENSTONE</i> DE RIO MARIA	11
1.4.1 – Supergrupo Andorinhas	14
1.4.2 – Granitóides Arqueanos	14
1.4.2.1 – Granitóides tonalíticos-trondhjemíticos (TTGs)	15
1.4.2.2 - Granitóides sanukitóides com alto Mg.....	16
1.4.2.3 – Leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica.....	17
1.4.3 – Grupo Rio Fresco	18
1.4.4 – Magmatismo anorogênico paleoproterozóico	18
1.5 – GRANODIORITO RIO MARIA: TRABALHOS ANTERIORES	19
1.5.1 – Feições estruturais e de campo	21
1.5.2 – Petrografia	21
1.5.3 – Geoquímica	23
1.5.4 – Petrologia Magnética e Efeitos de Contato dos Granitos Anorogênicos	24
1.6 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA.....	25
1.7 - OBJETIVOS	27
1.8 - MÉTODOS	28
1.8.1 - Pesquisa Bibliográfica	28
1.8.2 - Mapeamento geológico	28
1.8.3 – Petrografia	29
1.8.4 – Geoquímica	31
2 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	32
2.1 - INTRODUÇÃO	32
2.2 – SEQÜÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DO SUPERGRUPO ANDORINHAS (SGA).....	34
2.3 – GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS MÁFICAS ASSOCIADAS	36
2.3.1 – Granodiorito Rio Maria (GDrm)	36
2.3.2 – Rochas máficas e intermediárias associadas (RMI)	38
2.3.3 – Enclaves máficos	42
2.4 – TONALITOS-TRONDHJEMITOS TIPO TTG	44
2.5 – LEUCOGRANITOS TIPO XINGUARA (LGX).....	44
2.6 – MAGMATISMO ANOROGÊNICO PALEOPROTEROZÓICO	46
3 – PETROGRAFIA	49
3.1 – GRANODIORITO RIO MARIA	49
3.1.1 – Descrição macroscópica	49

3.1.2 – Composições modais e classificação.....	49
3.1.3 – Descrição mineralógica e textural.....	51
3.2 – ROCHAS MÁFICAS A INTERMEDIÁRIAS ASSOCIADAS	61
3.2.1 – Quartzo-dioritos (QzD) e Quartzo-monozodioritos (QzMzD)	62
3.2.1.1 - Descrição macroscópica.....	62
3.2.1.2 – Composições modais e classificação.....	62
3.2.1.3 – Descrição mineralógica e textural	62
3.2.2 - Rochas Acamadadas	69
3.2.2.1 – Descrição macroscópica	69
3.2.2.2 – Composições modais e classificação.....	69
3.2.2.3 – Descrição mineralógica e textural	71
3.3 – ENCLAVES MÁFICOS.....	75
3.3.1 – Descrição macroscópica	76
3.3.2 – Composições modais e classificação.....	76
3.3.3 – Descrição mineralógica e textural.....	76
3.4 – ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO	79
3.4.1 – GDrm e QzMD.....	79
3.4.1.1 – Efeitos deformacionais	82
3.4.2 – Enclaves Máficos	83
3.4.3 – Rochas Acamadadas.....	83
3.5 – CONSIDERAÇÕES SOBRE A CRISTALIZAÇÃO DO GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS MÁFICAS ASSOCIADAS.....	84
4 – GEOQUÍMICA.....	87
4.1 – INTRODUÇÃO	87
4.2 – ELEMENTOS MAIORES E MENORES.....	87
4.3 – ELEMENTOS-TRAÇO	96
4.4 – ELEMENTOS TERRAS RARAS.....	102
4.5 – CARACTERIZAÇÃO DA SÉRIE MAGMÁTICA.....	105
5 – COMPARAÇÕES DO GRANODIORITO RIO MARIA DA REGIÃO DE BANNACH COM OUTROS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE ALTO Mg.....	108
5.1 – GRANODIORITO RIO MARIA DA REGIÃO DE BANNACH <i>VERSUS</i> DEMAIS OCORRÊNCIAS NO TGGRM	108
5.2 – GRANODIORITO RIO MARIA <i>VERSUS</i> SUÍTES SANUKITÓIDES.....	112
6 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	122
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura	Pg.
1.1 - Mapa de localização e acesso à região de Rio Maria.	06
1.2 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico.	09
1.3 - Mapa geológico do Terreno Granito- <i>Greenstone</i> de Rio Maria (TGGRM).	12
1.4 - Mapa de localização das amostras estudadas neste trabalho.	30
2.1 - Mapa geológico da área estudada.	33
2.2 - Imagem SRTM da área estudada, com indicação dos contatos geológicos.	35
2.3 - Feições geológicas do Granodiorito Rio Maria e Leucogranito tipo Xinguara.	37
2.4 - Feições geológicas das rochas máficas cumuláticas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	40
2.5 - Feições geológicas das rochas máficas cumuláticas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	41
2.6 - Feições geológicas dos enclaves máficos do Granodiorito Rio Maria.	43
2.7 - Feições geológicas dos enclaves de tonalito-trondhjemito do Granodiorito Rio Maria.	45
2.8 - Relações de campo entre os Leucogranitos tipo Xinguara e o Granodiorito Rio Maria.	47
2.9 - Relações de campo entre os Leucogranitos tipo Xinguara e as rochas máficas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	48
3.1 - Aspectos mesoscópicos do Granodiorito Rio Maria.	50
3.2 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M para o Granodiorito Rio Maria.	53
3.3 - Aspectos microscópicos do Granodiorito Rio Maria.	55
3.4 - Aspectos microscópicos do Granodiorito Rio Maria.	57
3.5 - Aspectos microscópicos do Granodiorito Rio Maria.	59
3.6 - Aspectos mesoscópicos dos quartzo-monzodioritos (QzMzD) e qz-dioritos (QzD) associados ao Granodiorito Rio Maria.	63
3.7 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M para as rochas máficas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	65
3.8 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M para o Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas.	66
3.9 - Aspectos microscópicos dos quartzo-monzodioritos (QzMzD) e qz-dioritos (QzD) associados ao Granodiorito Rio Maria.	68
3.10 - Aspectos mesoscópicos de rochas acamadadas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	70
3.11 - Aspectos microscópicos de rochas acamadadas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	72
3.12 - Aspectos microscópicos de rochas acamadadas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	73
3.13 - Aspectos microscópicos de enclaves máficos do Granodiorito Rio Maria.	77
3.14 - Ordem de cristalização para o granodiorito dominante no Granodiorito Rio Maria.	80

4.1 -	Diagramas de Harker para o Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas.	91
4.2 -	Diagramas de Harker para os valores de #Mg, Cr e Ni do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas.	92
4.3 -	Características geoquímicas do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas. Diagramas An-Ab-Or, AFM, K-Na-Ca e A/CNK vs A/NK.	95
4.4 -	Diagramas de Harker para os elementos-traço do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas.	97
4.5 -	Diagramas mostrando o comportamento do Sr vs Rb, Rb vs feldspato potássico e biotita, e Sr vs plagioclásio e hornblenda, no Granodiorito Rio Maria e Rochas Máficas associadas.	99
4.6 -	Diagramas de Harker para os valores dos elementos traço Cr e Ni das amostras do Granodiorito Rio Maria, rochas máficas associadas e enclaves máficos.	101
4.7 -	Padrões de elementos terras raras e diagrama multi-elementos para as amostras do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas.	103
5.1 -	Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M comparativo entre o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e demais ocorrências no TGGRM.	109
5.2 -	Diagramas de Harker comparativos entre elementos maiores do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e demais ocorrências no TGGRM.	110
5.3 -	Diagramas de Harker comparativos entre elementos-traço do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e demais ocorrências no TGGRM.	111
5.4 -	Diagramas An-Ab-Or, AFM, K-Na-Ca e A/CNK vs A/NK comparativos entre o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e demais ocorrências no TGGRM.	113
5.5 -	Padrões de elementos terras raras em amostras do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (este trabalho) e da região de Xinguara (Leite 2001).	114
5.6 -	Diagramas de Harker comparativos para os elementos maiores entre o Granodiorito Rio Maria das ocorrências no TGGRM e as Suítes Sanukitóides do Canadá.	116
5.7 -	Diagramas An-Ab-Or, AFM, K-Na-Ca e A/CNK vs. A/NK comparativos entre o Granodiorito Rio Maria das ocorrências no TGGRM e as Suítes Sanukitóides do Canadá.	117
5.8 -	Diagramas binários comparativos de elementos maiores do Granodiorito Rio Maria das ocorrências no TGGRM e das Suítes Sanukitóides do Canadá e da Índia.	119
5.9 -	Padrões de elementos terras raras em amostras do Granodiorito Rio Maria das ocorrências no TGGRM e das Suítes Sanukitóides do Canadá e da Índia.	120

TABELAS

Tabela		Pg.
1.1 -	Dados geocronológicos das rochas arqueanas do Terreno Granito- <i>Greenstone</i> de Rio Maria.	11

1.2 -	Dados geocronológicos dos granitóides paleoproterozóicos do Terreno Granito- <i>Greenstone</i> de Rio Maria.	19
1.3 -	Dados geocronológicos do Granodiorito Rio Maria e rochas afins.	20
3.1 -	Composições modais do Granodiorito Rio Maria.	52
3.2 -	Composições modais das rochas máficas associadas ao Granodiorito Rio Maria.	64
4.1 -	Análises químicas do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas	88,89
5.1 -	Características geoquímicas dos granodioritos ricos em Mg das Suítes Sanukitóides e do Granodiorito Rio Maria em suas diferentes áreas de ocorrência no TGGRM.	121

RESUMO

As ocorrências do Granodiorito Rio Maria (GDrM), a leste da cidade de Bannach, imediatamente a oeste de sua área tipo estão inseridas no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Assim como nas demais ocorrências, o GDrM é caracterizado nessa região por marcante presença de enclaves máficos, porém tem-se, além disso, domínios expressivos de rochas máficas a intermediárias (RMI), associadas e ligadas geneticamente ao GDrM. Na área estudada, o GDrM é intrusivo nas seqüências supracrustais do Supergrupo Andorinhas. Admite-se idades similares em relação aos tonalitos-trondhjemitos arqueanos (TTGs). Ele é intrudido por leucogranitos correlacionados aos granitos Xinguara e Mata Surrão e pelos granitos paleoproterozóicos Musa e Bannach da Suíte Jamon.

As rochas do GDrM propriamente dito tem aspecto bastante homogêneo, com textura, equigranular média a grossa e composição essencialmente granodiorítica com variações monzograníticas localizadas. Em geral, o GDrM apresenta coloração cinza clara com tons esverdeados, devidos aos cristais de plagioclásio saussuritizados. Os monzogranitos tendem a apresentar cor cinza rosada com tons esverdeados. De uma forma geral, o GDrM apresenta uma foliação de direção WNW-ESE.

As RMI concentram-se em duas ocorrências: um corpo principal, localizado próximo à cidade de Bannach, formado por quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, e uma ocorrência menor situada na porção central da área, onde foram identificadas rochas acamadadas. As rochas do corpo maior são mesocráticas, verde-escuras, por vezes com tons rosados. Têm textura equigranular, fina a grossa. As rochas acamadadas foram originadas por processo cumulático, são inequigranulares com concentrações notáveis de cristais grossos de anfíbólio, em geral quadráticos ou em prismas curtos, envoltos por material intercumulus leucocrático.

As rochas do GDrM e RMI apresentam grandes similaridades texturais e mineralógicas, sendo o GDrM formado essencialmente por epidoto-biotita-hornblenda-granodiorito (EpBtHbGd) com variações bastante localizadas para epidoto-hornblenda-biotita-granodiorito (EpHbBtGd) e epidoto-biotita-hornblenda-monzogranito (EpBtHbMzG). Os enclaves máficos presentes no GDrM são epidoto-biotita-hornblenda-dioritos (EpBtHbDr) transicionando para variedades monzodioríticas. No corpo máfico principal domina epidoto-biotita-hornblenda-quartzo-diorito (EpBtHbQzD) e epidoto-biotita-hornblenda-quartzo-monzodiorito

(EpBtHbQzMzD). As rochas acamadadas são enriquecidas em máficos, sobretudo anfibólio, com feldspato potássico ausente ou inexpressivo.

As amostras do GDrm e RMI apresentam caráter metaluminoso e características afins com as séries cálcico-alcálicas em certos diagramas, porém mostram conteúdos mais baixos de Al_2O_3 e CaO e mais altos de MgO, Cr e Ni do que estas séries, assemelhando-se geoquimicamente às suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá. Os conteúdos e padrões de elementos terras raras das diferentes rochas são bastante similares, com enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), indicando forte a moderado fracionamento dos ETRP ($La/Yb_n=11,92$ a $44,38$). Há, entretanto, diferenças importantes nos valores da razão $(La/Yb)_n$, mais baixos nos EpBtHbQzD e EpBtHbQzMzD ($La/Yb_n=17,20$ a $22,81$) do que no GDrm ($La/Yb_n=15,52$ a $44,38$), e enriquecimento relativo em ETRP nas rochas acamadadas ($La/Yb_n=11,92$ a $14,37$), provavelmente em resposta ao acúmulo de anfibólio nas mesmas.

O GDrm e RMI tem algumas afinidades e ao mesmo tempo significativos contrastes geoquímicos e são interpretados como cogenéticos, porém não comagmáticos. Os dados geoquímicos mostram, ainda, que há uma descontinuidade entre ambas e as rochas acamadadas e enclaves máficos, sugerindo diferentes processos de formação para esses grupos de rochas.

As características petrográficas, geoquímicas e de campo indicam a cogeneticidade das rochas do GDrm e RMI. Entretanto os dados geoquímicos levam a destacar a hipótese de um *trend* de evolução ligando as rochas intermediárias e o GDrm por cristalização fracionada. A ampla distribuição de rochas granodioríticas e a escassez de rochas intermediárias nas diferentes ocorrências do GDrm também não favorecem a hipótese de uma origem comum para GDrm e RMI. Admite-se, portanto, que os dois grupos de rochas derivaram de líquidos distintos, evoluindo independentemente. Conclui-se, ainda, que as rochas intermediárias provêm de fontes similares às do GDrm, mas resultam possivelmente de um maior grau de fusão. As particularidades das rochas acamadadas indicam que as mesmas, embora geneticamente vinculadas à associação sanukitóide, tem uma evolução magmática particular envolvendo a participação de processos de acúmulo de cristais.

ABSTRACT

New occurrences of the Archean Rio Maria Granodiorite (RMGD) situated to the east of Bannach town, immediately to the west of its type-area, in the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain (RMGGT), southeastern Amazonian craton, were studied. The typical granodiorites, which are dominant in the RMGD, include systematically mafic enclaves, as observed in other areas. However, in the studied area there are also mafic and intermediate rocks (IMR) with the RMGD. The Rio Maria Granodiorite is intrusive in the greenstone belts of the Andorinhas Supergroup. Field relationships between the RMGD and Archean tonalites and trondhjemites (TTGs) are not conclusive being admitted that both have similar ages. Leucogranites correlated with the Xinguara and Mata Surrão Archean granites and the Paleoproterozoic Musa and Bannach granites of the Jamon Suite are intrusive in the RMGD.

The dominant rocks of the RMGD are quite uniform, with, medium-to coarse-evengrained texture, and granodioritic or subordinate monzogranitic composition. The RMGD shows generally a gray color with greenish shades due to its strongly saussuritized plagioclase, while the monzogranites display a rose gray color. The Rio Maria Granodiorite displays generally a weak or striking WNW-ESE foliation due to mafic minerals and, sometimes, enclaves orientation.

Two domains of IMR were identified: In the main domain, located near Bannach town, are exposed mostly quartz diorites and quartz monzodiorites; in the second domain situated in the center of the area, a minor occurrence of layered rocks was described. The dominant rocks in the larger body are mesocratic, dark-green, sometimes with rose tones rocks, with fine-to coarse-evengrained texture. The layered rocks, interpreted as cumulate rocks are inequigranular with a remarkable concentration of generally quadratic or short prismatic coarse amphibole crystals, enveloped by leucocratic intercumulus material.

The RMGD and IMR rocks show similar textural and mineralogical aspects. The RMGD is formed dominantly by epidote-biotite-hornblende granodiorite (EpBtHbGd) with subordinate epidote-hornblende-biotite granodiorite (EpHbBtGd), and epidote-biotite-hornblende monzogranite (EpBtHbMzG). The mafic enclaves included in the RMGD are epidote-biotite-hornblende diorites (EpBtHbDr) transitioning to monzodiorites. In the main mafic body epidote-biotite-hornblende quartz diorite (EpBtHbQzD) varying to epidote-biotite-hornblende quartz monzodiorite (EpBtHbQzMzD) are dominant. The layered rocks are enriched in mafic minerals,

mostly amphibole, compared to monzodiorites and granodiorites.

The RMGD and IMR follow the calc-alkaline series trend in some diagrams. However, they display lower Al_2O_3 and CaO and larger MgO, Cr and Ni contents compared to calc-alkaline series, approaching geochemically the sanukitoids series. The patterns of rare earth elements of different rocks are similar, with pronounced enrichment in light rare earth elements (LREE) and strong to moderate fractionation of heavy rare earth elements (HREE) ($\text{La}/\text{Yb}_n=11,92$ a $44,38$). However, the $(\text{La}/\text{Yb})_n$ ratio is lower in the EpBtHbQzD and EpBtHbQzMzD ($\text{La}/\text{Yb}_n=17,20$ a $22,81$), compared to the RMGD ($\text{La}/\text{Yb}_n=15,52$ a $44,38$). Compared to the RMGD and IMR, the layered rocks are relatively enriched in HREE ($\text{La}/\text{Yb}_n=11,92$ a $14,37$), probably in response to amphibole accumulation.

The RMGD and IMR display some geochemical affinities, but also significant difference, and are interpreted as cogenetic but not comagmatic rocks. Geochemical data show that there is a compositional gap between both the RMGD and IMR and the layered rocks and mafic enclaves, suggesting distinct processes for the origin of the latter group of rocks.

Field aspects and petrographic and geochemical characteristics denote that the RMGD and IMR are cogenetic rocks. However, geochemical data suggest that the intermediate rocks and the RMGD are not related by a fractional crystallization process. The wide distribution of granodiorities and relatively local occurrence of do not also favor this hypothesis. It is concluded that the intermediate rocks derived from similar sources than those of RMGD, but probably result of a higher degree of melting, being both cogenetic, but not comagmatic rocks. The layered rocks are genetically related to the sanukitoid association, but they had a particular magmatic evolved involving participation of crystal accumulation processes.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC) localiza-se na porção SE do Estado do Pará, possui idade arqueana (Machado et al. 1991, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Macambira et al. 2000) e é caracterizada pela grande variedade de recursos minerais (DOCEGEO 1988). Os dados sobre a geologia da PMC resultam em grande parte de trabalhos de mapeamento geológico e prospecção executados pelas equipes da Docegeo e CPRM. Pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências – UFPA, deram uma contribuição significativa nas últimas décadas, através de trabalhos de detalhe na região, em particular sobre as rochas granitóides. Esta dissertação de mestrado faz parte das atividades do Núcleo de Excelência Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese, coordenado pelo Centro de Geociências da UFPA, e articula-se com diversas outras pesquisas na região.

Os terrenos granito-*greenstone* arqueanos de vários locais do mundo são constituídos fundamentalmente por associações granitóides dominadas por rochas que formam as clássicas associações TTG e por *greenstone belts* (Condie & Hunter 1976, Condie 1993, Dall’Agnol et al. 1997a, Althoff et al. 2000, Souza et al. 2001). O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) é, historicamente, área de concentração de estudos do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, visando o estudo da evolução das rochas granitóides da região.

O magmatismo ocorrido na região foi bastante expressivo tendo originado rochas com idades variando de 2,98 Ga a 1,88 Ga. Uma das unidades relacionadas a este magmatismo é o Granodiorito Rio Maria (GDrM), que foi estudado e caracterizado petrológica e estruturalmente a sul de Rio Maria (Medeiros 1987, Medeiros & Dall’Agnol 1988), na região de Xinguara (Souza et al. 1990, Leite 2001) e na região de Marajoara (Althoff et al. 1995, 2000). Porém, não há informações sobre a geologia e as características petrográficas e geoquímicas do Granodiorito Rio Maria na área imediatamente a oeste da sua área-tipo, localizada a leste da sede do município de Bannach (Figuras 1.1 e 1.3). Pouco se conhece igualmente sobre as rochas máficas que ocorrem associadas ao GDrM naquela área. Este trabalho traz a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica das rochas do GDrM e máficas associadas que ocorrem a leste de Bannach, buscando-

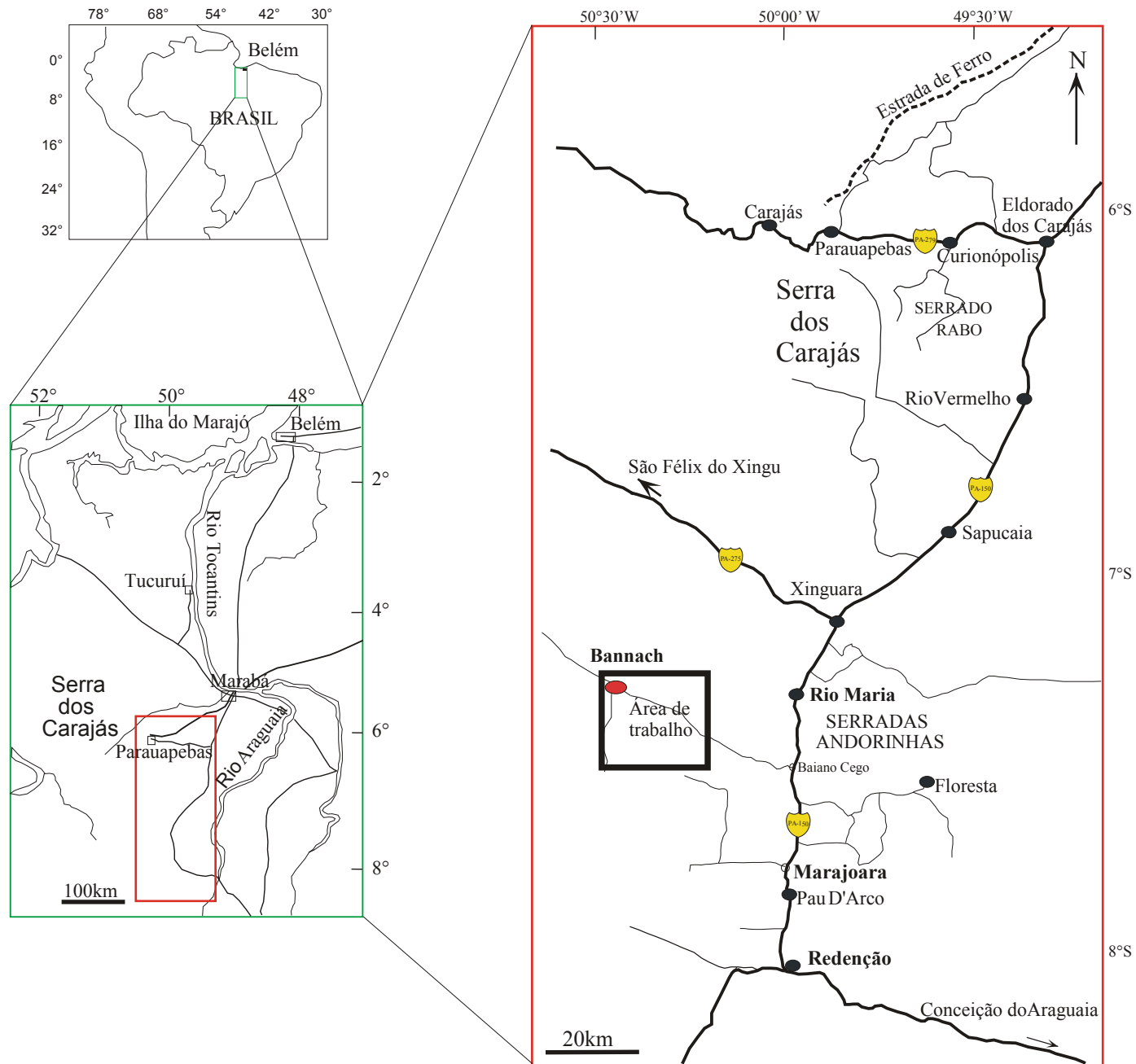


Figura 1.1 - Mapa de localização da região de Bannach, indicando a área estudada.

se uma melhor compreensão da relação entre as mesmas e sua comparação com as rochas estudadas nos demais domínios do GDrm.

1.2 – LOCALIZAÇÃO

A área escolhida para este estudo situa-se na região sudeste do Estado do Pará, na porção central da Folha Xinguara (SB-22-Z-C), mais precisamente a leste da cidade de Bannach (Figura 1.1), sendo o principal acesso a rodovia pavimentada PA-150 (Marabá – Redenção) e a não pavimentada que liga a PA-150 à cidade de Bannach, a sul da cidade de Rio Maria. A área estudada constitui um retângulo com aproximadamente 550 km².

1.3 – CONTEXTO TECTÔNICO

A Província Mineral de Carajás (PMC) constitui o limite sul-oriental do Cráton Amazônico (Almeida 1967), e está limitada a leste pelo Cinturão Araguaia. A PMC tem sido intensamente estudada nos últimos anos, resultando em diversas sínteses sobre sua evolução geológica (Docegeo 1988, Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990, Araújo et al. 1994, Costa et al. 1995, Macambira & Lafon 1995, Dall’Agnol et al. 1997a, entre outros). Estudos geocronológicos apontaram idades arqueanas para a PMC (Machado et al. 1991, Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Huhn et al. 1999). Alguns autores (Docegeo 1988, Souza et al. 1990, entre outros) propuseram modelos estratigráficos para a PMC, onde estabeleceram a existência de um terreno granito-*greenstone* preservado na porção sul (região de Rio Maria – Serra dos Gradaús).

A divisão do Cráton Amazônico em províncias tectônicas foi inicialmente proposta por Cordani & Brito Neves (1982), Hasui et al. (1984), Lima (1984). Hasui et al. (1984) consideraram que a formação do cráton ocorreu essencialmente no Arqueano e que, posteriormente, durante o Proterozóico, ele foi afetado por eventos de reativação. Porém, os demais autores mencionados admitem que um núcleo foi formado durante o Arqueano, e eventos acrecionários promoveram a geração gradual de novas províncias durante o Proterozóico.

Nos últimos anos vários modelos geotectônicos foram propostos para o Cráton Amazônico (Costa & Hasui 1997, Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000) sendo estes avaliados e discutidos por Dall’Agnol et al. (2000). No modelo que divide o

Cráton Amazônico em diversos blocos tectônicos, Costa & Hasui (1997) consideram que estes blocos possuem idade arqueana ou, pelo menos, paleoproterozóica, porém não apresentam dados geocronológicos que sustentem tais idades. Por sua vez, os trabalhos de Cordani & Sato (1999), Santos et al. (2000) e Tassinari & Macambira (2000), baseiam-se em dados geocronológicos para propor a divisão do Cráton Amazônico em diferentes províncias. Apesar de alguns pontos divergentes, em todos os modelos citados acima a PMC encontra-se em domínio arqueano.

No modelo de Tassinari e Macambira (1999), o Cráton Amazônico foi dividido em seis províncias geocronológicas, dentre as quais a PMC situa-se na porção oriental da Província Amazônia Central (Figura 1.2). Santos et al. (2000) subdividem o Cráton Amazônico em oito províncias geotectônicas: (1) Carajás-Imataca; (2) Transamazônica; (3) Tapajós-Parima; (4) Amazônia Central; (5) Rio Negro; (6) Rondônia-Juruena; (7) K'Mudku e (8) Sunsás. Com base neste modelo a PMC está localizada na Província Carajás-Imataca, mais precisamente no que é definido pelos autores como Província Carajás, arqueana.

Araújo et al. (1994), Araújo & Costa (1994) e Costa et al. (1995) distinguiram na PMC três compartimentos tectônicos, denominados, de norte para sul, de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CI), Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e Cinturão Pau D'Arco (CPD). Com o avanço do conhecimento, tal modelo passou a ser questionado por Althoff et al. (1991, 1995), Althoff (1996) e Dall'Agnol et al. (1997a) que não confirmam a existência do CPD na região de Redenção e admitem ser esta uma extensão para sul do TGGRM e não um cinturão distinto. Além disso, nos últimos anos, o limite entre o TGGRM e o CI tem sido também discutido e colocado ou a sul de Xinguara (Costa et al. 1990) ou a norte do *Greenstone belt* Sapucaia (Souza 1994). Tal limite foi deslocado por Leite (2001) para o norte da região de Xinguara. O mesmo individualizou granitóides e gnaisses ocorrentes nesta área, desmembrando-os do Complexo Xingu em duas novas unidades: Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemitó Águas Fria. Além disso, identificou uma nova ocorrência do Granodiorito Rio Maria, que é intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol e cortado pelo Trondhjemitó Águas Fria, e apresentou um estudo detalhado do Leucogranito arqueano Xinguara. O prolongamento do TGGRM até a Serra do Inajá, sul de Redenção, foi demonstrado por Rolando & Macambira (2002, 2003) que, através de idades Pb-Pb em zircão e dados isotópicos Sm-Nd, em rochas dessa região correlacionadas ao To-

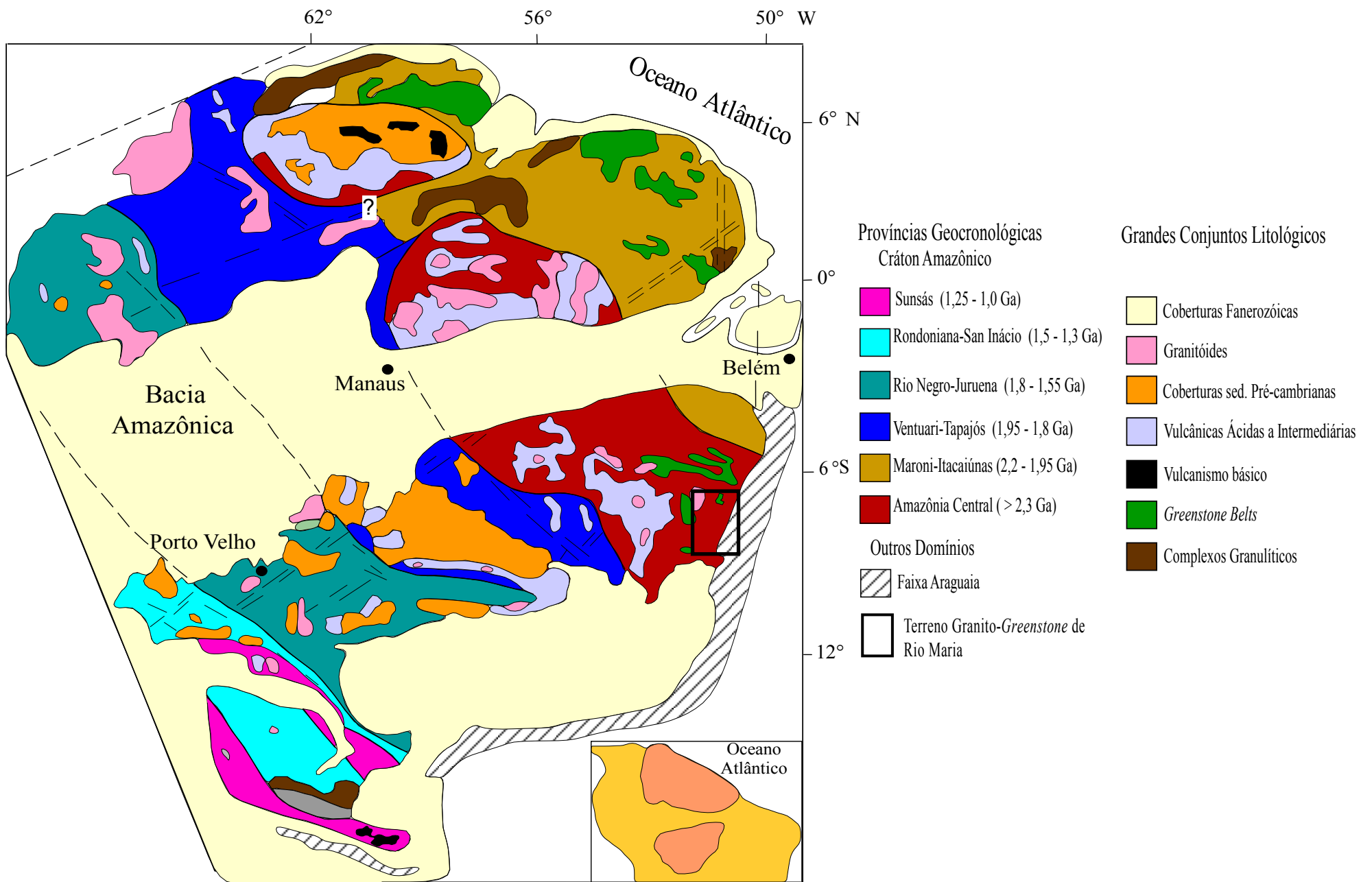


Figura 1.2 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 1999).

nalito Arco Verde, Granodiorito Rio Maria e Granito Mata Surrão, além de *greenstone-belts* do Grupo Serra do Inajá, confirmaram a similaridade entre as primeiras e aquelas pertencentes ao terreno granito-*greenstone* de Rio Maria. Com base nisso propuseram a extensão até a Serra do Inajá do TGGRM.

De acordo com Souza et al. (1996), a Província Carajás é dividida em dois domínios tectônicos, o Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás (BC), os quais mostram algumas diferenças marcantes, conforme discutido por Dall’Agnol et al. (1997a, 2000) e Althoff et al. (2000). Os *greenstone belts* do TGGRM têm idades de 2,97 a 2,9 Ga e são formados predominantemente por komatiitos e basaltos toleíticos, enquanto na BC as sequências supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas são comparativamente mais jovens (2,76 Ga; Machado et al. 1991) e composicionalmente formadas por metavulcânicas máficas e formações ferríferas bandadas. As rochas arqueanas do TGGRM foram formadas entre 3,0 e 2,86 Ga (Macambira & Lafon 1995, Leite 2001), já na BC as principais unidades arqueanas foram formadas de 2,76 a 2,70 Ga. Na BC há registros de um evento deformacional arqueano entre 2,58 e 2,50 Ga (Machado et al. 1991) enquanto no TGGRM o evento deformacional arqueano mais novo tem idade de 2,86 Ga. Além destas diferenças, três grupos de granitóides arqueanos, com idades entre 2,97 e 2,86, foram distinguidos no TGGRM (Dall’Agnol et al. 1997a e referências naquele trabalho), são eles: os tipo TTG, trondhjemitos e tonalitos com raros granodioritos; granodioritos com alto MgO similares aos granitóides sanukitóides; e leucogranitos com alto K₂O. Em contrapartida, na BC e na sua zona de transição com o TGGRM tem-se a ocorrência de granitóides subalcalinos (Complexo Estrela e Granitos Planalto e Serra do Rabo), que mostram idades em torno de 2,75 Ga (Huhn et al. 1999, Sardinha 2002, Barros et al. 2004), da suíte granítica Plaquê, com idade de 2,73 Ga (Avelar et al. 1999) localizada a sul da bacia, e granitos tipo-A sintectônicos datados em 2,55 Ga (Granito Old Salobo; Machado et al. 1991).

A estabilização tectônica do TGGRM ocorreu antes do que na BC. Na Bacia Carajás, Lindenmayer (1990) assumiu a hipótese de que as sequências supracrustais estão relacionadas a ambiente tectônico de rift continental, enquanto Teixeira & Egler (1994) propuseram um modelo, envolvendo um ambiente de margem continental, evolução que foi relacionada à subducção de uma crosta oceânica, seguida por uma colisão continental.

1.4 – GEOLOGIA DO TERRENO GRANITO-*GREENSTONE* DE RIO MARIA

A litoestratigrafia do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria pode ser melhor visualizada no mapa geológico da Figura 1.3, e os dados geocronológicos disponíveis estão nas Tabelas 1.1, 1.2 e 1.3.

Tabela 1.1 – Dados geocronológicos das rochas arqueanas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade/Referência
Supergrupo Andorinhas /Lagoa Seca	Metagrauvascas	U-Pb	Zircão	2971 ± 18 Ma (1)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2904±29/-22Ma(1)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2972 ± 5 Ma (2)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2957 + 25/-21 Ma(1)
		Pb-Pb	Zircão	2948 ± 7 Ma (8)
		Pb-Pb	Zircão	2981 ± 8 Ma (11)
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948 ± 5 Ma (10)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2936 ± 3 Ma (10)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2942 ± 2 Ma (10)
Complexo Xingu	Gnaisses Tonalíticos	U-Pb	Titanita	2798 ± ? Ma (2)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2874 + 9/-10 Ma (1)
	Granodiorito	U-Pb	Zircão, Tit.	2872 ± 5 Ma (2)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878 ± 4 Ma (3)
	Granodiorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2879 ± 4 Ma (8)
				2877 ± 6 Ma (11)
Trondhjemitó Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2871 ± ? Ma (2)
Trondhjemitó Água Fria	Trondhjemitó	Pb-Pb	Zircão	2864 ± 21 Ma (9)
Tonalito Parazônia	Granitóide	U-Pb	Titanita	2858 Ma (2)
Granodiorito Cumaru	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2817 ± 4 Ma (4)
Granito Mata Surrão	Leucogranito (área tipo)	Pb-Pb	Rocha total	2872 ± 10 Ma (5)
	Leucogranito (Marajoara)	Pb-Pb	Zircão	2871 ± 7 Ma (6)
Granito Garantã	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2930 Ma (7)
Granito Xinguara	Leucogranito (área tipo)	Pb-Pb	Zircão	2865 ± 1 Ma (10)
	Leucogranito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2875 ± 11 Ma (8)

Fonte dos dados: (1) - Macambira (1992); (2) - Pimentel & Machado (1994); (3) - Dall'Agnol et al. (1999a); (4) - Lafon & Scheller (1994); (5) - Lafon et al. (1994); (6) - Althoff et al. (1998); (7) - Althoff et al. (2000); (8) - Rolando & Macambira (2002); (9) Macambira et al. (2000); (10) Leite (2001); (11) Rolando & Macambira (2003).

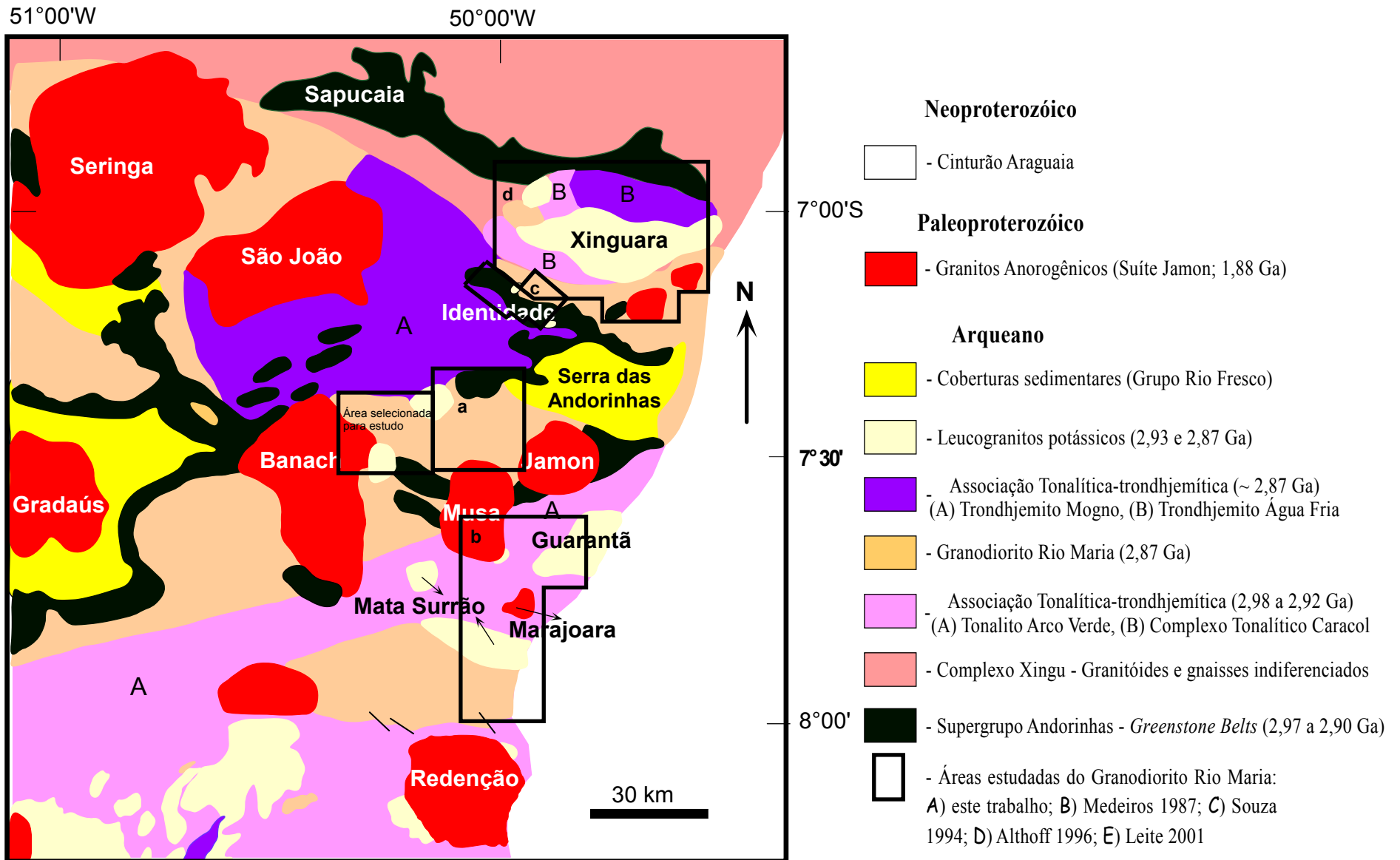


Figura 1.3 - Mapa geológico do terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, modificado de Leite (2001).

O Supergrupo Andorinhas engloba os *greenstone belts* do TGGRM, formados predominantemente por komatiítos e basaltos toleíticos, com idades que variam de 2,97 a 2,9 Ga, correspondendo, assim como a geração do Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol, ao evento geológico mais antigo deste terreno (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995). O evento que produziu os *greenstone belts* do TGGRM foi predominantemente vulcânico máfico-ultramáfico, com contribuições ácidas e sedimentares ocorrendo subordinadamente.

No período entre 2,98 e 2,92 Ga são originados, também, corpos plutônicos da série TTG, agrupados no Tonalito Arco Verde que apresenta idade U/Pb em zircão de 2,96 Ga (Macambira 1992) e Pb/Pb em zircão de 2948 ± 7 Ma, 2981 ± 8 Ma (Rolando & Macambira 2003) e corresponde, juntamente com o Complexo Tonalítico Caracol, de idades de 2948 ± 5 a 2924 ± 2 Ma (Leite 2001), aos granitóides mais antigos do TGGRM. O Granito Guarantã com idade de $\sim 2,93$ Ga (Althoff 1996, Althoff et al. 2000) é o leucogranito potássico mais velho da região. Posteriormente, entre 2,87-2,86 Ga, a região foi afetada por um novo evento magmático que gerou os granitóides TTG mais jovens, representados pelo Trondhjemitó Mogno, Trondhjemitó Água Fria e Tonalito Parazônia (Huhn et al. 1988, Souza 1994, Leite 2001), granitóides sanukitóides de alto Mg do tipo Granodiorito Rio Maria (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Souza 1994, Althoff 1996, Leite 2001), além dos leucogranitos potássicos, de afinidade cálcico-alcálica, Mata Surrão (Duarte 1992, Duarte et al. 1991), Xinguara (Leite et al. 1999, 2004). Após a geração destes granitóides, formaram-se as rochas sedimentares do Grupo Rio Fresco.

Durante o Paleoproterozóico, mais precisamente em torno de 1,88 Ga, a região de Rio Maria foi palco de magmatismo granítico anorogênico (Dall'Agnol et al. 1994, 1997a, 2000, 2005), representado na região pelos Granitos Jamon (Dall'Agnol et al. 1999a), Musa (Gastal 1987), Marajoara, Bannach (Almeida em preparação), Redenção (Oliveira 2001) e Manda Saia (Leite 2001), que são agrupados na Suíte Jamon (Dall'Agnol et al. 1999b, 2005). Há ainda a presença de diques félsicos a máficos, contemporâneos dos granitos proterozóicos, e que seccionam tanto as unidades arqueanas quanto os granitos paleoproterozóicos (Gastal 1987, Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990, Silva Jr. 1996, Rivalenti et al. 1998, Silva Jr. et al. 1999). Diques compostos, cortando o GDrM, foram identificados por Dall'Agnol et al. (2002), próximo ao contato do GDrM com o Granito Musa.

A seguir será feita uma síntese das principais características das unidades

litoestratigráficas que compõem o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), com base na literatura.

1.4.1 – Supergrupo Andorinhas

Hirata et al. (1982) agruparam os *greenstone belts* do TGGRM no Supergrupo Andorinhas, que foi subdividido em Grupo Babaçu (unidade inferior) e Grupo Lagoa Seca (unidade superior), apesar de mantê-los como parte do Complexo Xingu. O Grupo Babaçu é composto predominantemente por rochas máficas e ultramáficas e o Grupo Lagoa Seca por rochas metassedimentares clásticas e metavulcânicas félsicas. O Supergrupo Andorinhas é representado na região estudada pela seqüência Pedra Preta (Docegeo 1982, Cordeiro et al. 1984), formada por uma unidade máfica basal, a base de derrames basálticos recobertos por prováveis tufos básicos, e uma segunda unidade, composta por metassedimentos quartzosos, correspondendo a metarenitos, intercalados a metassiltitos, e por corpos orientados de metadacitos. Em trabalhos posteriores (Docegeo 1988, Huhn et al. 1988, Souza et al. 1988 e 1990, Souza 1994) o Supergrupo Andorinhas foi individualizado do Complexo Xingu e datado, mostrando idades em torno de 2,98 Ga e 2,90 Ga (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Tabela 1.1). O Supergrupo Andorinhas não mostra no campo relações estratigráficas claras com o Tonalito Arco Verde e o Complexo Tonalítico Caracol, porém Leite (2001) relaciona xenólitos máficos que ocorrem no último com a seqüência Sapucaia. Segundo Souza (1994), a seqüência de Identidade é cortada pelo Granodiorito Rio Maria e Trondhjemitó Mogno.

1.4.2 – Granitóides Arqueanos

Os Granitóides arqueanos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria foram divididos por Dall'Agnol et al. (1997a), com base em aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, em três grupos. Os três grupos têm idades arqueanas de 3,0 a 2,86 Ga (Tabela 1.1). Um quarto grupo reuniria os granitos paleoproterozóicos (1,88 Ga), discutidos adiante. Os três grupos de granitóides mais antigos são assim definidos: 1 – Séries tonalito-trondhjemitó-granodioritos do tipo TTG; 2 – granitóides sanukitóides de alto Mg (Althoff 1996), tipo Granodiorito Rio Maria; e 3 – leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica. O grupo dos

TTGs foi ainda dividido em dois subgrupos em função de suas idades: 1A – TTGs mais antigos mostrando idades entre 2,98 e 2,92 Ga; e 1B – TTGs mais jovens apresentando idades próximas de 2,87 Ga (Tabela 1.1). No que diz respeito aos leucogranitos potássicos, o evento mais expressivo de sua formação foi datado em torno de 2,87 Ga (Lafon et al. 1994, Leite et al. 2004), porém uma idade de 2,93 Ga obtida por Althoff et al. (2000) para o Granito Guarantã leva a crer na existência de um magmatismo granítico mais antigo.

1.4.2.1 – Granitóides tonalíticos-trondhjemiticos (TTGs)

De acordo com Dall’Agnol et al. (1997a), e levando em consideração as modificações introduzidas por Leite (2001), os granitóides da série tonalito-trondhjemitico-granodiorito do TGGRM são representados pelo Tonalito Arco Verde, Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemitico Mogno e Trondhjemitico Água Fria, sendo os tonalitos e trondhjemitos enquadrados nos subgrupos de TTGs mais antigos e mais jovens, respectivamente.

O Tonalito Arco Verde apresentou idades em zircões de 2957 ± 25 Ma (U-Pb, Macambira 1992), 2948 ± 7 Ma, 2981 ± 8 Ma, 2965 ± 1 Ma e 2988 ± 5 Ma (Rolando & Macambira 2002, 2003) e corresponde, juntamente com o Complexo Tonalítico Caracol, com idades de 2948 ± 5 Ma a 2924 ± 2 Ma (Leite 2001), aos granitóides mais antigos datados no TGGRM. Idades similares foram obtidas para TTGs do Complexo Xingu (2972 ± 16 Ma, Avelar 1996, Avelar et al. 1999). De acordo com Althoff 1996 e Althoff et al. 2000, o Tonalito Arco Verde é uma típica suíte TTG, seguindo o *trend* de enriquecimento acentuado em Na_2O nas rochas mais evoluídas, distintos daquele das séries cálcico-alcálicas, e mostrando características de trondhjemitico com alto Al_2O_3 . Segundo Althoff (1996) e Althoff et al. (2000), o Tonalito Arco Verde seria derivado de fusão parcial de um granada-anfibolito, com a evolução do magma inicial acontecendo por cristalização fracionada. Os padrões de elementos terras raras desprovidos de anomalia significativa de Eu, e o forte fracionamento e empobrecimento em elementos terras raras pesados, sugerem um fracionamento simultâneo de plagioclásio e anfibólio, além da retenção de terras raras pesados na fonte ou nas fases fracionadas (Dall’Agnol et al. 1996, 1997a) como fatores determinantes para estas características.

O Complexo Tonalítico Caracol e o Trondhjemitico Água Fria (Leite 2001), que ocorrem nas cercanias da cidade de Xinguara, são igualmente granitóides do tipo TTG, destacando-se o

ligeiro enriquecimento em K_2O nos termos mais evoluídos, granodioríticos, do último. O Complexo Tonalítico Caracol pode ser geoquimicamente dividido em um grupo com baixa e outro com mais altas razões La_n/Yb_n . O líquido gerador das rochas do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões La_n/Yb_n seria oriundo da fusão de metabasaltos não enriquecidos, previamente transformados em granada-anfibolito. Os com baixas razões poderiam derivar de fonte similar a mencionada, porém transformado em anfibolitos sem granada. Leite (2001) aventava que os metabasaltos, prováveis fontes para estas rochas, poderiam corresponder aos do *Greenstone Belt* de Identidade ou de rochas geoquimicamente similares.

Os TTGs mais jovens (trondhjemitos Mogno e Água Fria), apesar de serem formados predominantemente por trondhjemitos, mostram características geoquímicas similares aos TTGs mais antigos. Os magmas que formaram os trondhjemitos podem ter sido derivados de processos semelhantes aos que formaram os TTGs mais antigos. Com idade de 2.871 Ma (U/Pb em titanita, Pimentel & Machado 1994) o Trondhjemito Mogno forma um batólito que varia composicionalmente para termos tonalíticos (Tonalito Parazônia, Docegeo 1988).

1.4.2.2 - Granitóides sanukitóides com alto Mg

As rochas granitóides ricas em Mg do TGGRM são representadas pelo Granodiorito Rio Maria (GDrM) com idade em torno de 2874 \pm 9/-10 Ma (U/Pb em zircão, Macambira 1992, Macambira & Lancelot 1996, idade esta confirmada por várias datações posteriores; cf. Tabela 1.1). Em termos petrográficos, este exibe feições muito características, o que facilita a correlação entre as diferentes áreas em que ocorre. Além de sua área tipo, nas cercanias da cidade de Rio Maria, há ocorrências do GDrM a sul e noroeste de Xinguara (Souza 1994, Leite 2001), norte de Redenção (Althoff 1996), na região da Serra do Inajá (Rolando e Macambira 2002, 2003) e a leste da cidade de Bannach (este trabalho). Nas regiões do Xingu e Carajás são descritos granitóides correlacionados ao Granodiorito Rio Maria (Docegeo 1988, Costa et al. 1995, Avelar 1996, Avelar et al. 1999). Os dados de campo de Docegeo (1988) e Souza (1994) indicam que o GDrM é intrusivo no Supergrupo Andorinhas. Além disto, na região de Xinguara, Leite (2001) descreve relações intrusivas do GDrM no Complexo Tonalítico Caracol, ao passo que o primeiro é cortado pelo Trondhjemito Água Fria e Granito Xinguara.

O Granodiorito Rio Maria e rochas afins, tema principal deste trabalho, terão suas

características melhor discutidas mais adiante.

1.4.2.3 – Leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica

No Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria os leucogranitos potássicos são abundantes, sendo representados pelos granitos Xinguara (Leite 1995, Leite & Dall’Agnol 1997a, Leite et al. 1999, Leite 2001), Mata Surrão (Duarte et al. 1991, Duarte 1992, Althoff et al. 2000) e Guarantã (Althoff et al. 1991, 1995, 2000, Althoff 1996) e por pequenos *stocks* graníticos encontrados em contato com o *Greenstone Belt* de Identidade (Souza 1994, Souza & Dall’Agnol 1996) e a leste da cidade de Bannach, em contato com o GDrM (este trabalho).

Em termos de relações estratigráficas, o Granito Mata Surrão é intrusivo no Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 2000), tendo em sua área tipo fornecido idade de 2872 ± 10 Ma (Pb-Pb em rocha total, Lafon et al. 1994, Macambira & Lafon 1995). Na região de Marajoara, Althoff et al. (2000) correlacionaram inicialmente um corpo de leucogranito potássico, situado a sul de Pau d’Arco, ao Granito Guarantã (Althoff 1996), porém este corpo é, geoquímica e geocronologicamente, afim do Granito Mata Surrão e apresentou idade Pb-Pb em zircão de 2871 ± 7 Ma (Althoff et al. 1998, 1999).

O Granito Xinguara é outra unidade pertencente a este grupo e possui idade de 2865 ± 1 Ma (Leite 2001, Leite et al. 2004) e apresenta relações intrusivas no Complexo Tonalítico Caracol e Granodiorito Rio Maria e evidências estruturais de colocação simultânea e idade similar a do Trondhjemitó Águas Fria (Leite e Dall’Agnol 1994, Leite 1995, Leite & Dall’Agnol 1997a, b, Leite 2001, Leite et al. 2004).

Estes granitóides, quando comparados com os demais grupos discutidos acima, mostram mais baixos conteúdos de CaO, MgO e Sr e mais elevados de K₂O, Al₂O₃ e Rb, além de apresentarem altas razões K₂O/Na₂O (Duarte 1992, Althoff et al. 1995, Leite 1995, Duarte et al. 1991, Dall’Agnol et al. 1997a, Leite et al. 1999). Os granitos Xinguara e Mata Surrão mostram muitas similaridades no que diz respeito aos seus padrões de elementos terras raras, com moderado fracionamento dos terras raras pesados e marcante anomalia de Eu, conseqüência, provavelmente, de um forte fracionamento de plagioclásio. Por sua vez, o Granito Guarantã, com idade de aproximadamente 2,93 Ga (Althoff et al. 2000), apresenta um padrão distinto de elementos terras raras, o que sugere uma geração e evolução de magma diferente para este

granitóide, em relação aos demais corpos leucograníticos do TGGRM (Dall’Agnol et al. 1997a, Althoff et al. 2000).

Leite et al. (1999) e Leite (2001) assumem que o Granito Xinguara seria produto de cristalização de um magma formado a partir de diferentes graus de fusão parcial de fontes arqueanas de composição similar aos granitóides TTG mais antigos do TGGRM ou a rochas afins ao Granodiorito Rio Maria. A pequena diferença de idade de cristalização entre o Granodiorito Rio Maria e o Granito Xinguara (cerca de 10 Ma) é um forte argumento para inviabilizar a hipótese desta rocha ser fonte do magma formador do leucogranito, porém poderia ter havido em profundidade uma rocha mais antiga similar em composição ao Granodiorito Rio Maria que teria servido de fonte para o Granito Xinguara.

1.4.3 – Grupo Rio Fresco

Esta unidade litoestratigráfica corresponde a coberturas plataformais arqueanas, compostas basicamente de uma seqüência clástica transgressiva, apresentando granulação grossa na base, com gradação, em direção ao topo, para siltitos e sedimentos químicos (Docegeo 1988, Huhn et al. 1988). Tais seqüências recobrem as rochas do Supergrupo Andorinhas (*greenstone belts*), além dos granitóides arqueanos do TGGRM, sendo consideradas mais antigas que as intrusões graníticas paleoproterozóicas. A idade arqueana dessas coberturas sedimentares é sugerida pela ausência de zircões paleoproterozóicos em suas rochas (Macambira & Lancelot 1991), porém ainda não foram observadas relações de contato entre elas e granitos anorogênicos paleoproterozóicos da Suíte Jamon.

1.4.4 – Magmatismo anorogênico paleoproterozóico

Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos formam batólitos ou *stocks* com formas subcirculares, que intrudem as rochas arqueanas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Estes granitos estão representados em toda a Província Mineral de Carajás e subdivididos em suítes: (1) Jamon, presente no TGGRM; (2) Serra dos Carajás, nos domínios da Bacia Carajás e (3) Velho Guilherme, presente na região do Xingu. A suíte Jamon (Dall’Agnol et al. 2005) é formada pelos plútons Jamon (Dall’Agnol 1982, Dall’Agnol et al. 1999 a, b), Musa (Gastal 1987), Marajoara, Bannach (Almeida 2005) e Redenção (Montalvão et al. 1982, Vale & Neves

1994, Barbosa et al. 1995, Oliveira 2001, Oliveira et al. 2002). O evento magmático que originou estes corpos é um dos mais importantes do Cráton Amazônico (Dall’Agnol et al. 1994), sendo os granitóides formados correlacionados aos granitos rapakivi dos escudos da Fennoscandia e da América do Norte (Bettencourt et al. 1995, Ramo & Hapalla 1995, Dall’Agnol et al. 1999d). Em termos geoquímicos, os granitos paleoproterozóicos do TGGRM possuem assinatura tipo-A e característica metaluminosa a peraluminosa.

Os granitos anorogênicos do TGGRM e da Província Mineral de Carajás, em geral, quando datados pelo método U-Pb em zircões e Pb-Pb em rocha total mostraram idades, interpretadas como de cristalização e colocação, próximas de 1,88 Ga (Tabela 1.2). Porém, o método Rb/Sr fornece idades um pouco mais jovens, em torno de 1,60 a 1,82 Ga (Gastal et al. 1987, Macambira et al. 1990, Macambira 1992, Barbosa et al. 1994, 1995).

Diques félsicos a máficos, de modo geral contemporâneos dos granitos, ocorrem sob forma de corpos subverticais, tabulares, com espessuras de até 10 a 20 metros, cortando as unidades arqueanas, bem como localmente os granitos proterozóicos (Gastal 1987, Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990, Silva Jr. 1996, Rivalenti et al. 1998, Silva Jr et al. 1999). Dall’Agnol et al (2002) reconheceram diques compostos que seccionam o GDrM próximo ao seu contato com o Granito Musa.

Tabela 1.2 – Dados geocronológicos dos granitóides paleoproterozóicos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

Unidades Estatigráficas	Método	Material Analisado	Idade/Referência
Granito Musa	U-Pb	Zircão	1883 + 5/-2 Ma (1)
Granito Jamon	Pb-Pb	Zircão	1885 ± 32 Ma (2)
Granito Redenção	Pb-Pb	Rocha Total	1870 ± 68 Ma (3)
Granito Seringa	Pb-Pb	Zircão	1892 ± 30 Ma (4)
Granito Marajoara	Rb-Sr	Rocha Total	1724 ± 50 Ma (5)

Fonte dos dados: (1) – Machado et al. (1991); (2) - Dall’Agnol et al. (1999b); (3) Barbosa et al. (1995); (4) Avelar (1996); (5) Macambira (1992).

1.5 – GRANODIORITO RIO MARIA: TRABALHOS ANTERIORES

Dall’Agnol et al. (1986) denominaram informalmente de Granodiorito Rio Maria, os domos de granitóides arrasados identificados por Cordeiro (1982), truncando biotita gnaisses, migmatitos e seqüências do tipo *greenstone-belts*. Medeiros et al. (1987) formalizaram a

denominação de Granodiorito Rio Maria.

O Granodiorito Rio Maria (GDrM) ocorre em grandes áreas do TGGRM (Figura 1.2). Sua área tipo está localizada nas proximidades da cidade de Rio Maria, mas também acha-se exposto a sul e noroeste de Xinguara, a norte de Redenção e a leste da cidade de Bannach. Alguns granitóides descritos nas regiões de Carajás, Xingu e Serra do Inajá, são também correlacionados ao Granodiorito Rio Maria (Docegeo 1988, Costa et al. 1995, Rolando & Macambira 2002, 2003). Normalmente ocorrem associadas a ele, rochas máficas e intermediárias formando enclaves, ou mais raramente pequenos corpos, como a sul de Xinguara e na região a leste da cidade de Bannach (Medeiros 1987, Medeiros & Dall’Agnol 1988, Souza 1994).

O Granodiorito Rio Maria forneceu idades de cristalização de $2874 \pm 9/-10$ Ma (U/Pb em zircão, Macambira 1992, Macambira & Lancelot 1996), 2872 ± 5 Ma (U/Pb em zircão e titanita, Pimentel & Machado 1994) e 2878 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão em quartzo-diorito, Dall’Agnol et al. 1999a) (Tabela 1.3). Rochas similares ao GDrM que ocorrem na região do Xingu, na área de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás, mostraram idade de 2850 ± 17 Ma (Pb-Pb em zircão; Avelar 1996, Avelar et al. 1999). Rolando & Macambira (2002, 2003) obtiveram idades de 2879 ± 4 Ma, 2877 ± 6 Ma, 2881 ± 8 Ma, 2880 ± 4 Ma, 2875 ± 7 Ma (Pb/Pb em zircão) para rochas do GDrM e afins, aflorantes na região da Serra do Inajá, a aproximadamente 100 km ao sul da cidade de Redenção. Os dados de campo de Docegeo (1988)

Tabela 1.3 – Dados geocronológicos do Granodiorito Rio Maria e rochas afins.

Localização	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade/Referência
Área tipo	Granodiorito	U-Pb	Zircão	$2874 \pm 9/-10$ Ma (1)
Área tipo	Granodiorito	U-Pb	Zircão, Titanita	2872 ± 5 Ma (2)
Norte de Xinguara	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878 ± 4 Ma (3)
Região do Xingu	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2850 ± 17 Ma (4)
Serra do Inajá	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2879 ± 4 Ma (5) 2877 ± 6 Ma (6)

Fonte dos dados: (1) - Macambira (1992); (2) - Pimentel & Machado (1994); (3) - Dall’Agnol et al. (1999b); (4) Avelar (1996); (5) Rolando & Macambira (2002); (6) Rolando & Macambira (2003).

e Souza (1994) indicam relação intrusiva do Granodiorito Rio Maria com o Supergrupo Andorinhas.

A seguir será feita uma síntese das características principais do Granodiorito Rio Maria nas áreas já estudadas com base em Medeiros (1987), Medeiros & Dall’Agnol (1988), Magalhães (1991) e Soares (1996), referentes a área-tipo do GDrm, em Althoff (1996) e Althoff et al. (2000) sobre as ocorrências da região de Vila Marajoara, Souza (1994) e Souza et al. (1996) sobre as exposições existentes a sul de Xinguara e a norte de Identidade, e Leite (2001) com relação às que ocorrem a noroeste da cidade de Xinguara.

1.5.1 – Feições estruturais e de campo

A estrutura principal observada no Granodiorito Rio Maria é uma foliação subvertical com orientação geral NW-SE a WNW-ESE concordante com a foliação regional. Ela é indicada pela orientação dos minerais e salientada muitas vezes pela presença de enclaves máficos deformados (Souza 1994). Tal foliação pode ser magmática ou formada em condições *subsolidus*. Ela varia ao longo dos pontos estudados, havendo desde rochas fortemente orientadas, até áreas onde elas são praticamente isotrópicas (Medeiros 1987, Althoff 1996). A foliação magmática é rara sendo definida pela orientação preferencial de cristais primários de feldspatos que apesar de estarem orientados, não estão recristalizados. Nestes casos, o quartzo ainda guarda sua característica intersticial, indicando a origem submagmática da foliação.

Apesar de por vezes apresentar aspecto isotrópico em escala de afloramento, a nível microscópico uma foliação é definida pela orientação de cristais de quartzo, feldspatos e minerais máficos. Já em escala mesoscópica os melhores indicadores da foliação do GDrm são os enclaves máficos centimétricos a métricos que permitem uma melhor definição do estilo de deformação sofrido pelo GDrm. Segundo Leite (2001), os enclaves podem ter forma achatada ou estirada. Além das citadas, outras estruturas estão presentes no GDrm nas diferentes áreas de ocorrência deste batólito, tais como dobras em veios, bandas de cisalhamento e fendas de tensão. Leite (2001) descreve zonas de cisalhamento de baixo ângulo no GDrm na região de Xinguara.

1.5.2 – Petrografia

O Granodiorito Rio Maria apresenta em geral cor cinza clara com tons esverdeados e caracteriza-se por possuir grande homogeneidade textural com textura granular hipidiomórfica média a grossa. A coloração esverdeada é emprestada essencialmente por plagioclásios

saussuritizados, havendo ainda pontuações escuras devidas aos minerais máficos. Em alguns pontos das áreas estudadas a textura original é obliterada pela deformação, com feldspatos passando a apresentar formas amendoadas e envolvidos por faixas de minerais máficos e quartzo.

As fácies identificadas no GDrM mostram-se predominantemente granodioríticas, e subordinadamente, monzograníticas, quartzo-dioríticas e dioríticas. As principais fácies, identificadas (Medeiros 1987, Althoff 1996, Leite 2001), são: biotita-hornblenda-diorito (BHDr), hornblenda-biotita-quartzo-diorito (HBQzDr), hornblenda-biotita-granodiorito (HBGd), biotita-hornblenda-granodiorito (BHGd), biotita-granodiorito (BGd) e hornblenda-biotita-monzogranito (HBMzG). Os dioritos e quartzo-dioritos são pouco abundantes se comparados aos granodioritos. De acordo com os dados modais, as rochas do Granodiorito Rio Maria seguem o *trend* da série cálcico-alcálica granodiorítica de Lameyre & Bowden (1982).

Em termos microscópicos, o Granodiorito Rio Maria é caracterizado por mostrar em geral uma textura granular hipidiomórfica que varia de média a grossa, geralmente com boa preservação, evidenciando sua fraca deformação. Seus constituintes essenciais são plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo; anfibólio e biotita são varietais; como acessórios têm-se opacos, epidoto, alanita, titanita, zircão e apatita como principais fases. Para o GDrM, os dados de geobarometria em anfibólio (Leite 2001) indicam uma pressão de cerca de 3 kbar, correspondente a uma cristalização em profundidade de 10 km. Com base nisso, o autor citado admite para este granitóide uma colocação na transição entre os ambientes epizonal e mesozonal. Além disso, estima que o processo de colocação não foi diapírico.

Dentre os enclaves máficos presentes frequentemente no GDrM, foram distinguidos por Souza (1994) dois tipos principais: Os enclaves do tipo 1 (E1) são variados, em parte devido ao seu grau variável de interação com a rocha hospedeira, e correspondem aos mais antigos, ocorrendo como inclusões em quartzo-diorito. Já os enclaves do tipo 2 (E2), são, em geral, centimétricos, mas por vezes, atingem dimensões decimétricas ou até métricas, sendo alongados, e de contornos subarredondados. Os contatos com a rocha hospedeira podem ser bruscos, gradativos ou marcados por uma fina auréola. Apresentam textura fanerítica equigranular ou inequigranular fina ou média e, com frequência, apresentam fenocristais euédricos ou subédricos de plagioclásio esverdeado. Seu aspecto é maciço ou foliado, e exibem cor preta, com anfibólio e plagioclásio esverdeados, semelhantes aos das fácies granodioríticas, as quais se associam.

Estes enclaves diferenciam-se das fácies dominantes no GDrM por suas menores quantidades de quartzo e K-feldspato. Segundo Souza (1994), os dados de campo indicam que os enclaves E1 e E2 são precoces em relação ao GDrM.

1.5.3 – Geoquímica

Diagramas AFM e K-Na-Ca sugerem que o Granodiorito Rio Maria possui afinidade com a série cálcico-alcálica. As concentrações dos elementos maiores e traços nas suas variedades revelam caráter metaluminoso, enriquecimento relativo em Ba, Rb e alta razão Rb/Sr, quando comparado às suítes tonalítica-trondhjemítica-granodioríticas (TTG). Tal aspecto foi destacado primeiramente por Althoff et al. (1991, 1995), quando compararam o GDrM da área tipo e aquele de Marajoara com o Tonalito Arco Verde, e por Leite (2001) quando do estudo dos granitóides arqueanos da região de Xinguara. Estes autores descartaram a possibilidade do GDrM ser a fração granodiorítica mais evoluída da suíte TTG, sendo que Medeiros (1987) e Medeiros & Dall’Agnol (1988) já haviam interpretado o GDrM como uma associação cálcico-alcálica, diferindo neste aspecto das associações TTG.

Com base em aspectos petrográficos e geoquímicos, Medeiros (1987) e Medeiros & Dall’Agnol (1988) propuseram dois “trends” de diferenciação: 1) geração de BGd a partir de BHGd com fracionamento de hornblenda, plagioclásio cálcico e biotita; 2) geração de HBMzG também a partir de BHGd, porém com enriquecimento em potássio.

Segundo Leite (2001), a afinidade geoquímica do Granodiorito Rio Maria com as séries cálcico-alcálicas típicas é enganosa, pois as associações cálcico-alcálicas típicas de margens continentais são bem mais ricas em Al_2O_3 e CaO e mais pobres em MgO, Cr e Ni. Althoff et al. (1995) aventam a possibilidade de que o Granodiorito Rio Maria, na verdade, mostraria características químicas similares aos granodioritos arqueanos ricos em Mg (suítes sanukitóides), definidos por Stern et al. (1989) e Stern & Hanson (1991), o que reforça as evidências de seus contrastes geoquímicos com os granitóides TTG. A comparação dos dados geoquímicos entre o GDrM da região tipo em Rio Maria (Medeiros 1987, Medeiros & Dall’Agnol 1988), região de Marajoara (Althoff 1996) e região de Xinguara (Leite 2001) com os granodioritos arqueanos ricos em Mg da suíte sanukitóide revela nítidas semelhanças entre os mesmos.

Segundo Medeiros (1987), os enclaves máficos que ocorrem no Granodiorito Rio Maria,

na área tipo, distinguem-se quimicamente das variedades do granitóide por apresentarem menores teores de SiO₂, K₂O, e valores bastante elevados de CaO, Fe total, MnO, MgO, TiO₂ e P₂O₅. Os dados químicos de Medeiros (1987) não permitem descartar a possibilidade destas rochas serem geneticamente relacionadas, porém aquele autor destaca que seriam necessários estudos adicionais nos enclaves e granodioritos, como, por exemplo, a determinação dos seus padrões de terras raras, então não disponíveis.

1.5.4 – Petrologia Magnética e Efeitos de Contato dos Granitos Anorogênicos

Dados magnéticos sobre o Granodiorito Rio Maria foram obtidos em amostras da área tipo, incluindo muitas amostras coletadas próximo aos contatos com os maciços Musa e Jamon (Magalhães 1991, Magalhães & Dall'Agnol 1991). O Granodiorito Rio Maria apresenta suscetibilidade magnética (SM) média de $5,8400 \times 10^{-3}$ SIv, com valores que variam de 1×10^{-4} SIv (valor mínimo) a $2,4723 \times 10^{-2}$ SIv (valor máximo). Os cristais de opacos são em geral hipidiomórficos a idiomórficos e mais abundantes nas fácies BHGd e HBMzG, tornando-se menos abundantes na fácies HBGd e mais raros ainda nos BGD. Os principais minerais óxidos de Fe e Ti presentes nestas rochas são magnetita e hematita (martita). Magalhães (1991) e Magalhães & Dall'Agnol (1991) observaram correspondência entre as populações magnéticas e as fácies do GDrm, pois amostras mais enriquecidas em opacos e também com os maiores conteúdos de hornblenda possuem SM mais elevada.

De acordo com o mapa de SM da área tipo do corpo granodiorítico (Magalhães 1991, Magalhães & Dall'Agnol 1991), ocorre uma concentração maior de opacos e dos valores mais magnéticos nas regiões próximas ao contato com os plútons Musa e Jamon, enquanto no restante do batólito a SM é inferior a $5,2000 \times 10^{-3}$ SIv. Os autores citados concluem que o efeito térmico decorrente do metamorfismo de contato acarretou a formação de magnetita, daí o maior conteúdo de opacos e a SM mais elevada nas zonas adjacentes aos contatos. Deste modo, os valores de SM tornam-se importantes indicadores da extensão da auréola de contato. Além da formação de magnetita secundária, é aventada a hipótese de que também tenha ocorrido uma reestruturação da magnetita magmática (titanomagnetita) durante um possível evento metamórfico regional (posteriormente não confirmado), levando à formação de uma magnetita mais pura e pobre em Ti. Porém os autores citados só são conclusivos em relação à magnetita

secundária formada em consequência do metamorfismo de contato.

As relações de contato entre o GDrm e os granitos Musa e Jamon também foram estudadas por Soares (1996) e Soares et al. (1999) que, através de um estudo integrado de petrografia, petrologia magnética e química mineral, buscaram caracterizar as transformações ocorridas em função dos efeitos térmicos das intrusões paleoproterozóicas. Petrograficamente, o GDrm afetado pelo metamorfismo de contato se diferencia do não afetado por apresentar uma forte recristalização, sobretudo do plagioclásio, com desaparecimento total da saussuritização que é muito pronunciada e penetrativa nos plagioclásios das amostras não afetadas. A neoformação de magnetita se dá tanto associada à recristalização de plagioclásio, quanto à recristalização e/ou desestabilização das fases máficas.

O estudo de química mineral mostra a ausência de variações composicionais expressivas nos anfibólios presentes nos domínios afastados e próximos do contato, o que revela que o anfibólio original do GDrm, e que fora parcialmente transformado, gerando abundantes pseudomorfos, encontrava-se em equilíbrio com as condições impostas pelo metamorfismo termal gerado pelos granitos. Isso fez com que ao invés de mudar sua composição, cresceu sua proporção na rocha. Soares (1996) conclui que as condições metamórficas reinantes, na auréola de contato, atingiram aquelas da fácies anfibolito (Winkler 1979) e, possivelmente, até mesmo anfibolito superior.

1.6 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Granitóides ricos em Mg ocorrem sob a forma de intrusões nos segmentos de crosta constituídos pelas associações granitóides TTG sendo descritos com detalhe na Província Superior no Canadá (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991). Tais granitóides são petrograficamente constituídos por dioritos e granodioritos que se distinguem dos granodioritos que ocorrem nas associações TTG pelos seus altos teores de MgO, Cr e Ni e possuem algumas afinidades com as séries cálcico-alcalinas (Stern & Hanson 1991, Althoff et al. 1995, 2000, Althoff 1996, Leite 2001), muito embora também apresentem diferenças em relação às mesmas. No TGGRM tem-se uma situação similar à descrita na Província Superior no Canadá, com o Granodiorito Rio Maria intrudindo segmentos crustais constituídos por *greenstone*-belts e granitóides de associações TTG (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Althoff 1996, Leite 2001).

O Granodiorito Rio Maria é similar aos granodioritos arqueanos ricos em Mg e apresenta características afins com as da série cálcico-alcálica em alguns diagramas geoquímicos (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Althoff et al. 1995, Leite 2001), embora exiba conteúdos de Al_2O_3 muito baixos e totalmente destoantes com os de rochas pertencentes a esta série (Irvine & Baragar 1971, Ringwood 1975, Wilson 1989). Em relação aos granitóides TTG, o GDrM é mais rico em Ca, Mg, K, Cr e Ni, o que o aproxima das séries sanukitóides arqueanas, conforme definidas por Stern et al. (1989).

Alvo deste trabalho, o Granodiorito Rio Maria, que ocorre no TGGRM, já foi estudado com diferentes enfoques por alguns autores (Medeiros 1987, Medeiros & Dall'Agnol 1988, Soares 1996, Althoff 1996, Althoff et al. 2000 e Leite 2001) em várias áreas de ocorrência. Entretanto, há ausência de estudos sobre a porção do GDrM que aflora a oeste da área tipo e a leste da cidade de Bannach. Nesta área não há informações sobre as feições de campo, petrografia, geoquímica e mineralogia do GDrM. Além disso, dispõe-se nessa área de excelentes exposições do GDrM e há ocorrências conhecidas de rochas máficas associadas ao GDrM que podem estar ligadas geneticamente aos enclaves máficos descritos em outras áreas. Estas rochas máficas necessitam ser caracterizadas em termos petrográficos, geoquímicos e de petrologia magnética, buscando o entendimento da relação entre as mesmas e o GDrM. As relações de campo entre o GDrM e tais rochas máficas também podem ser decisivas para esclarecer os processos petrogenéticos responsáveis pela formação de ambas. As mesmas não puderam ser observadas em outras áreas.

O grande volume de quartzo-diorito e enclaves máficos associados ao GDrM é um aspecto particular da área a leste de Bannach, com caso semelhante na Finlândia (Querré 1985). Os processos que envolvem a formação do GDrM e dos enclaves a ele associados ainda são uma questão em aberto. Tais enclaves máficos são vistos por Souza (1994) e Souza et al. (1996) como uma evidência de processos de *magma mingling*, envolvendo o magma gerador do GDrM e magmas máficos. Este processo é proporcionado pelo contraste das propriedades físicas (P, T, composição) entre um magma félsico e outro máfico, dificilmente atingindo-se a mistura completa ("*mixing*"), que é favorecida quando há o predomínio do magma máfico. Porém esta é apenas uma das hipóteses que tentam explicar a formação do GDrM e dos enclaves associados a ele, pois Medeiros (1987) acredita que os enclaves poderiam ser rochas menos diferenciadas ou

mesmo porções do magma granodiorítico original cristalizadas precocemente e preservadas no interior do magma granodiorítico. A origem de granodioritos ricos em Mg arqueanos é ainda motivo de discussão entre pesquisadores que trabalham nos principais terrenos arqueanos.

No âmbito do TGGRM, muito se discute ainda sobre a origem do magma que formou o GDrM, pois a fonte que gerou este granitóide ainda não foi definida. Para Medeiros (1987), a origem mais plausível seria a de fusão parcial na base da crosta, podendo envolver contribuições de material de origem mantélica ou com baixo tempo de residência crustal. Outra possibilidade é a de um modelo genético que envolveria anatexia de rochas máficas dos *greenstone-belts* (crosta oceânica) na zona de subducção com o magma inicial tendo uma interação com o manto enriquecido e a crosta sílica para explicar o enriquecimento em elementos incompatíveis e de transição que ocorrem no GDrM (Dall'Agnol et al. 1997a). Leite (2001) aventa que o magma gerador do GDrM seria derivado de um manto enriquecido, situado acima de uma zona de subducção, cuja fusão se daria em função do fluxo térmico presente em terrenos arqueanos refletindo os seus gradientes térmicos mais elevados que em terrenos fanerozóicos.

Por último, na área em questão, o GDrM também carece de estudos de SM que permitam a sua caracterização magnética, bem como a avaliação dos eventuais efeitos de contato do Granito Bannach.

1.7 - OBJETIVOS

Tendo em vista o conhecimento muito limitado sobre o Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas, na porção a oeste da área tipo (leste da cidade de Bannach), e a indefinição existente sobre a relação entre tais rochas, são objetivos deste trabalho:

- 1 – Realizar o mapeamento geológico na escala 1:100.000 da região entre a área-tipo do GDrM (Medeiros 1987) e a cidade de Bannach, bem como a identificação das fácies deste granitóide e definição de sua distribuição espacial. Enfatizar as relações entre os granitóides e as rochas máficas associadas;
- 2 - Caracterizar petrograficamente as diferentes fácies do GDrM e das rochas máficas associadas e estimar sua história de cristalização;
- 3 - Caracterizar geoquimicamente as diferentes fácies do Granodiorito Rio Maria e máficas associadas, e discutir com base nisso os processos magmáticos que controlam a sua evolução,

bem como a relação entre as mesmas e suas afinidades geoquímicas;

4 - Buscar o entendimento da relação entre as rochas granitóides dominantes no Granodiorito Rio Maria e as máficas associadas com base em relações de campo, aspectos petrográficos e geoquímicos;

5 – Comparar a associação estudada com as demais ocorrências do GDrm.

1.8 - MÉTODOS

Com o intuito de alcançar os objetivos propostos foram utilizados vários métodos e técnicas de investigação relacionadas ao tema, como:

1.8.1 - Pesquisa Bibliográfica

Durante o primeiro semestre de 2003 foi realizado um levantamento dos trabalhos existentes sobre o Granodiorito Rio Maria em todas as áreas de ocorrência conhecida, sendo mantida a atualização sobre estes trabalhos ao longo de todo o período da dissertação. Paralelamente foram realizados estudos de temas específicos, concernentes à evolução, gênese e geoquímica de granitóides, em particular do Arqueano e com afinidades com as séries sanukitóides.

1.8.2 - Mapeamento geológico

Em meados de 2002 e 2003, foram realizadas viagens de campo para a região de Bannach com intuito de realizar amostragem do Granito Bannach para dissertação de Mestrado do geólogo José de Arimatéia Costa de Almeida. Durante tais viagens foram feitos reconhecimentos das rochas encaixantes de tal granito, dentre elas o GDrm, acompanhados de amostragem. Algumas das amostras coletadas, durante estas campanhas de campo, foram utilizadas neste trabalho.

Além disso, foi realizado um trabalho de campo no período de 21 de outubro a 01 de novembro de 2003, com a presença do autor desta dissertação do Orientador e do Co-orientador durante qual foi efetuado o mapeamento geológico da área em estudo na escala 1:100.000, com levantamento e amostragem sistemáticos ao longo das estradas e caminhos. Para a realização do mapeamento foi utilizado o método clássico de trabalho de campo, apoiando-se em imagens de satélites e levantamentos aerogeofísicos para delimitar com mais precisão a distribuição das fácies e os limites do corpo. Os pontos de amostragem foram localizados utilizando-se GPS

(*Global Position System*) e posteriormente locados em uma base georeferenciada para produção do mapa de amostragem (Figura 1.4). Foram levantados 114 afloramentos abrangendo principalmente rochas do Granodiorito Rio Maria e afins, e algumas amostras das demais rochas que ocorrem na área.

1.8.3 – Petrografia

Foram realizadas descrições macroscópicas das amostras coletadas e, com base nelas, uma posterior seleção e confecção de 60 lâminas delgadas. A análise microscópica foi feita em sua maioria nas rochas do GDrm e subordinadamente nas máficas associadas, buscando-se entender a relação entre as mesmas através de análise textural e definição das transformações tardi a pós-magmáticas. Descrições microscópicas em caráter de reconhecimento também foram feitas nas rochas das demais unidades da área. Foram realizadas 26 análises modais em amostras representativas das rochas em estudo, utilizando para tanto, um contador eletrônico de pontos, da marca *Swift*, onde foram contados em média 1800 pontos para cada amostra do Granodiorito Rio Maria e das rochas máficas associadas. Os dados obtidos foram plotados em diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002), permitindo assim classificar adequadamente as rochas estudadas, conforme estabelecido pela Subcomissão de Nomenclatura das Rochas Ígneas da IUGS.

Posteriormente à classificação das amostras, estas foram representadas no mapa geológico, de modo a definir a distribuição faciológica do GDrm e máficas associadas, bem como ajudar na delimitação dos limites dos corpos, trabalho este favorecido pela comparação com as informações fornecidas em imagens com dados de levantamentos aerogamaespectométricos (canais do tório e contagem total). Tais imagens foram elaboradas pelo geólogo Armínio Vale (CPRM/Belém) e gentilmente cedidas para o desenvolvimento desta pesquisa. A integração entre as informações de campo, dados petrográficos e a interpretação das imagens de radar e dados aerogeofísicos, contri-

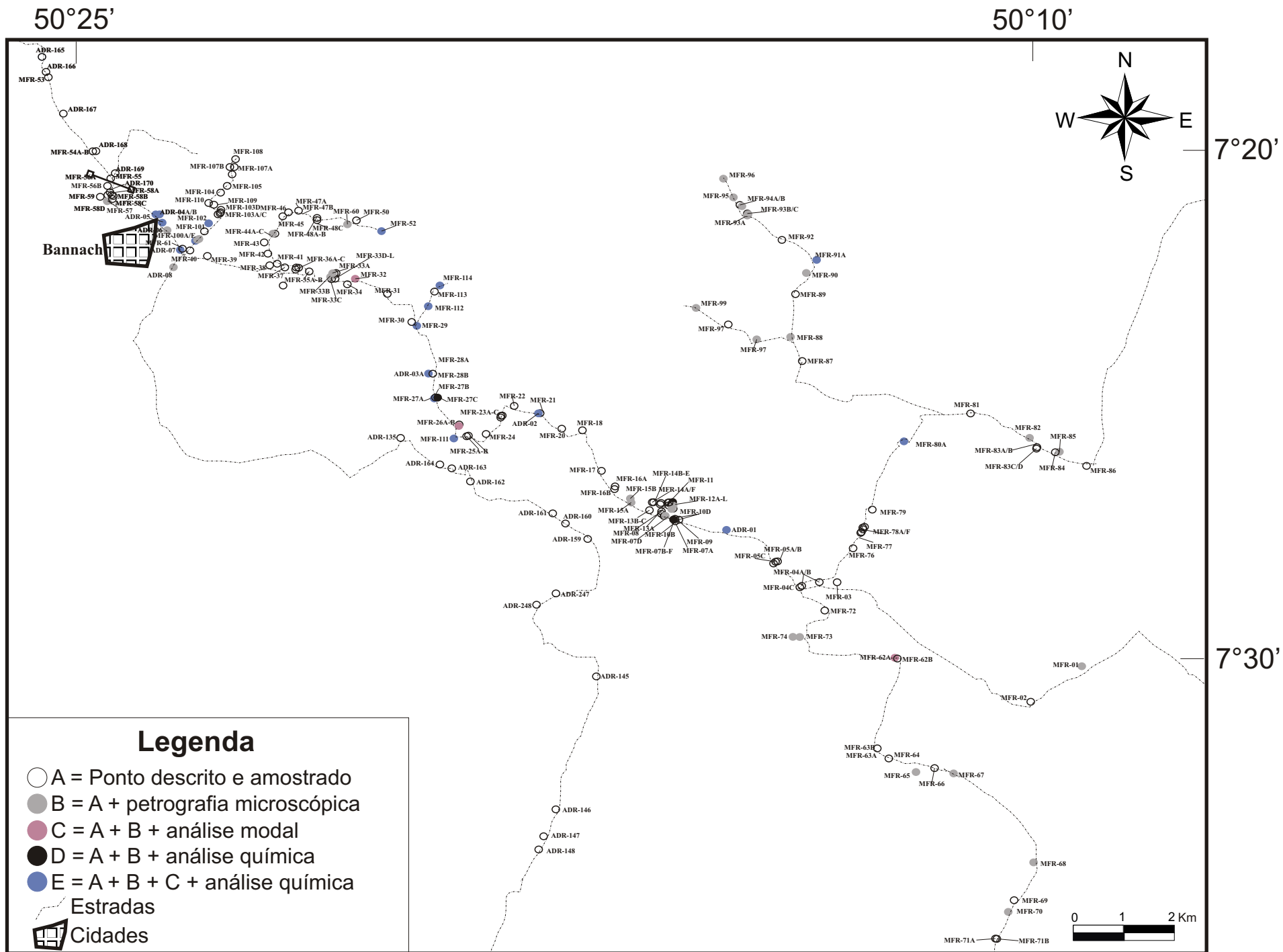


Figura 1.4 - Mapa de localização das amostras estudadas neste trabalho.

buíram para o refinamento do mapa geológico inicial.

1.8.4 – Geoquímica

Foram realizadas análises químicas em rocha total em 21 amostras representativas das diferentes fácies do Granodiorito Rio Maria (8 amostras) e rochas máficas e intermediárias associadas (6 amostras de rochas intermediárias, 5 amostras de rochas acamadadas, 2 de enclaves máficos) após prévia seleção petrográfica. Tais análises foram realizadas em Laboratório da Acme-Lab, por fluorescência de raios-X, no caso de elementos maiores, menores, perda ao fogo e diversos elementos traço (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), e por ICP-MS para os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu). As análises de FeO foram realizadas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA, pelo geoquímico Natalino Valente Siqueira. Na determinação de FeO foi empregada a metodologia de via úmida por titulometria com dicromato de potássio.

Além do GDrm, os seus enclaves máficos e as rochas máficas e intermediárias associadas também foram analisados para sua melhor caracterização e tentativa de entendimento das suas relações com o GDrm. As amostras utilizadas na análise química foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas visando a obter uma boa representatividade do material. A caracterização geoquímica destas rochas teve como base os princípios gerais discutidos em Rollinson (1993) e foi baseada na avaliação dos seguintes elementos:

- Maiores e menores: Diagramas de variação e definição das principais características geoquímicas (La Roche et al. 1980, Shand 1950, Barker 1979, Martin 1987, 1999, Martin et al. 1997); avaliação preliminar das séries magmáticas e tipologia.

- Traços: Tipologia e assinatura dos granitos (Chappell 1996, Barros 1997, Dall’Agnol et al. 1997a, Martin 1987, 1999, Martin et al. 1997, Althoff et al. 2000, Leite 2001); avaliação de possíveis processos magmáticos; comportamento dos elementos litófilos durante o processo de diferenciação (Rb, Sr, Ba; cf. Dall’Agnol et al. 1999a).

- Terras Raras: Possíveis fases fracionadas durante a geração do magma ou de seu processo de cristalização (Henderson 1984, Dall’Agnol et al. 1999a, Martin 1987, Martin et al. 1997, 1999); assinatura indicativa de tipologia e série magmática e processos petrogenéticos.

2 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

2.1 - INTRODUÇÃO

A região de Bannach situa-se na porção centro-oeste do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e os trabalhos realizados na área de Pedra Preta foram os primeiros a descreverem a geologia desta região. Estes trabalhos foram realizados pela empresa Rio Doce Geologia e Mineração (Docegeo, 1982, 1988) e foram de grande relevância para o conhecimento da área pois individualizaram regionalmente importantes unidades, apesar de alguns limites geológicos não terem sido posicionados de modo definitivo, muito em razão dos objetivos e escala do trabalho. Além destes estudos, o mapeamento regional da Folha Xinguara (SB-22-Z-C) foi executado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM, 2000), dentro do Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. O mesmo contribuiu para caracterizar e individualizar as principais unidades ocorrentes na região. Pesquisas um pouco mais detalhadas, a sul da região estudada, foram realizadas por Duarte et al. (1991), na área tipo do Granito Mata Surrão.

Durante o mapeamento da região a leste da cidade de Bannach, efetuado neste trabalho (Figura 2.1), foram identificadas rochas supracrustais (seqüências metavulcano-sedimentares) e granitóides variados, dentre estes o tema central deste trabalho, o Granodiorito Rio Maria e rochas máficas, inclusive os enclaves e as acamadadas e intermediárias que ocorrem associadas. Os demais granitóides e, principalmente, as rochas supracrustais receberam menor atenção neste trabalho. As rochas supracrustais identificadas pertencem à seqüência Pedra Preta do Supergrupo Andorinhas, aflorantes no sudeste da área ou em ocorrências menores a norte e nordeste de Bannach. Dentre os granitóides, além do GDrm, foram identificados tonalitos-trondhjemitos tipo TTG, leucogranitos potássicos, diques que cortam as unidades arqueanas, e rochas do Granito paleoproterozóico Bannach, tema de mestrado do geólogo José de Arimatéia Costa de Almeida que articula-se com este trabalho.

Uma parte expressiva da área, correspondentes as porções central e leste é ocupada pelo GDrm e rochas máficas associadas, ocorrendo subordinadamente as demais unidades (Figura 2.1). Os granitóides aqui reconhecidos foram correlacionados informalmente a unidades já mapeadas. Em mapeamentos realizados anteriormente, mesmo em escalas menores, algumas das rochas identificadas neste trabalho já haviam sido reconhecidas e preliminarmente associadas com outras

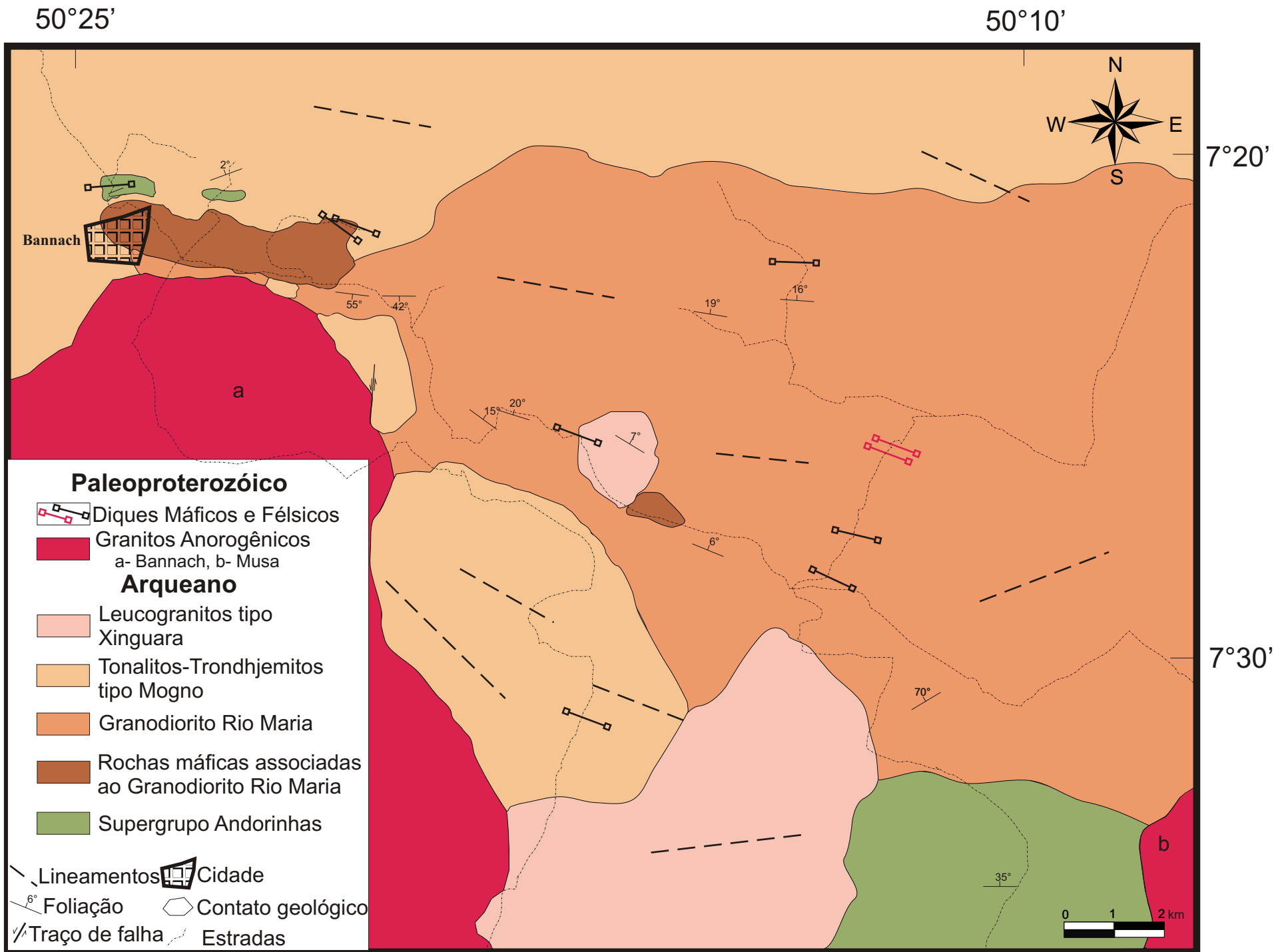


Figura 2.1 - Mapa geológico da região estudada.

unidades (Docegeo 1982, 1988, CPRM, 2000). Os granitóides tonalíticos-trondhjemiticos reconhecidos neste trabalho, embora sem relações estratigráficas de campo conclusivas e sem idade definida através de datações geocronológicas, foram correlacionados ao Trondhjemitito Mogno (Huhn et al. 1988), descrito em trabalhos anteriores na porção norte da área. Tais rochas foram identificados durante o mapeamento também nas porções noroeste e centro-sul da área (Figura 2.1). Leucogranitos potássicos similares aos Granitos arqueanos Xinguara (Leite 1995, Leite 2001) e Mata Surrão (Duarte 1992) ocorrem na porção sul da área e formam um corpo menor na sua porção central.

A morfologia no domínio do GDrm, no geral, é bastante uniforme e peneplanizada, com ocorrências de morrotes isolados, cuja distribuição de uma forma geral não obedece um padrão regular, exceto no centro-oeste da área onde se observa uma seqüência de morros conjugados. Em alguns casos, relevos mais positivos correspondem à transição a corpos do leucogranito tipo Xinguara ou tonalito-trondhjemitos (Figura 2.2), que mostram cotas mais elevadas. As elevações máximas na área estudada correspondem ao domínio do Granito Bannach que define um platô a nível local. Quando comparado, através de imagem SRTM (Figura 2.2), com o relevo dos demais granitóides da área estudada (Leucogranito tipo Xinguara, Tonalitos-Trondhjemitos tipo Mogno e Granitos Anorogênicos paleoproterozóicos), observa-se que o GDrm, assim como o Supergrupo Andorinhas, forma relevos mais baixos.

2.2 – SEQÜÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DO SUPERGRUPO ANDORINHAS (SGa)

Esta unidade ocorre de forma localizada na área mapeada, a norte da cidade de Bannach, e, de modo mais expressivo na seqüência Pedra Preta na sua porção sudeste (Figura 2.1). A norte da cidade de Bannach ocorrem como matacões ou no leito em cortes de estradas. São rochas meta-básicas ou meta-intermediárias, deformadas, de coloração cinza-escura com matriz de granulação média e fenocristais grossos de anfibólios. Ocorrem também variações de coloração preta a cinza-escura, finas, foliadas, com falso aspecto maciço. Nesta porção e também no sudeste da área, no domínio da Sequência Pedra Preta, ocorrem ainda rochas micáceas, cinza-claras, similares a xistos-micáceos.

Estas rochas aqui descritas são correlacionadas, assim como feito por Gastal (1987) na

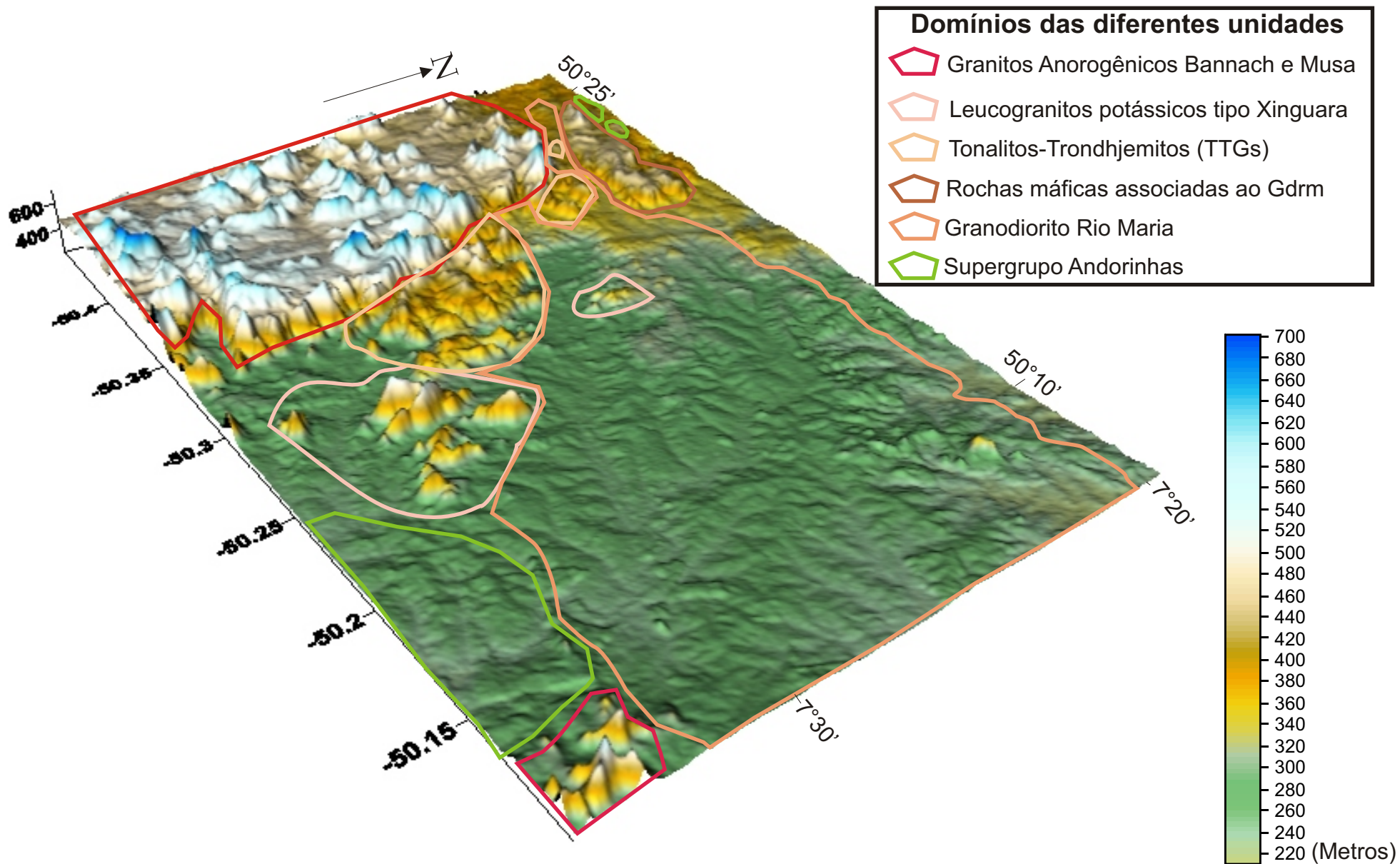


Figura 2.2 - Imagem SRTM, com dados altimétricos, mostrando os contatos geológicos (Figura 2.1) inferidos para as diferentes unidades na área mapeada. Notar os maiores valores altimétricos nos domínios do Granito Bannach, moderados naqueles dos Leucogranitos Potássicos e TTGs, e nitidamente inferiores nos domínios do GDrM e do Supergrupo Andorinhas.

faixa situada à nordeste do Granito Musa, às unidades da seqüência Pedra Preta (Docegeo 1982, 1985, Cordeiro et al. 1984) Por conseguinte, fazem parte do Supergrupo Andorinhas e são consideradas as rochas mais antigas da área estudada.

2.3 – GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS MÁFICAS ASSOCIADAS

O GDrm e as rochas máficas associadas por serem objetos principais deste estudo terão uma descrição mais detalhada. Além dos aspectos referentes ao GDrm e às rochas máficas, incluindo as cumuláticas, serão enfocados também os enclaves que ocorrem no granodiorito, por se entender que possuem relevância na busca do entendimento da relação entre o Granodiorito Rio Maria e as rochas máficas.

2.3.1 – Granodiorito Rio Maria (GDrm)

O Granodiorito Rio Maria ocupa uma extensa faixa central que se alarga de oeste para leste da área (Figura 2.1). As rochas máficas apresentam dois corpos significativos, um na porção central e outro, maior, a norte do Granito Bannach, nas cercanias da cidade homônima.

Em termos de relações de contato, o GDrm apresenta caráter intrusivo na seqüência Pedra Preta, relações não muito conclusivas com os tonalitos-trondhjemitos tipo Mogno, e é intrudido pelo leucogranito tipo Xinguara e granitos paleoproterozóicos.

As relações de campo das rochas do GDrm típico com o LGx levam a crer que o primeiro foi cortado pelos leucogranitos (Figura 2.3), porém quando se leva em conta as relações de campo das rochas máficas associadas ao GDrm, com os leucogranitos, as evidências são menos conclusivas, pois os dados de campo mostram que as rochas máficas ora englobam os LGx, ora são englobadas ou ainda, exibem variados graus de interação, com o mesmo, o que leva a crer que possa ter havido coexistência destas unidades ainda no estado magmático. Admitindo-se que as rochas típicas do GDrm e as máficas associadas são cogenéticas conclui-se que o GDrm é um pouco mais antigo ou mesmo contemporâneo das rochas leucograníticas.

Relações de campo, identificadas neste trabalho, mostram rochas do GDrm com enclaves dos tonalitos-trondhjemitos tipo Mogno, porém relações entre o Trondhjemito Mogno e o GDrm descritas na área-tipo do primeiro (Medeiros et al. 1987, Docegeo 1988, Huhn et al 1988, Souza et al. 1988, 1990), bem como dados geocronológicos (Pimentel & Machado 1994), indicam cará-



Figura 2.3: Granodiorito Rio Maria cortado por veios de rocha similar aos Leucogranitos tipo Xinguara. Os veios são concordantes (a, c) ou não (b, d) à foliação do GDrm. (Afloramentos MFR- 63, 65, 66). Nas imagens (a) e (b) observa-se, nas porções mais externas dos veios, crescimento perpendicular à borda do contato com o GDrm, o que leva a crer que o veio não é muito tardio em relação ao granodiorito.

ter intrusivo do trondhjemitó no GDrM. De tal modo, as relações entre estas unidades, na área mapeada, não estão esclarecidas.

As rochas do GDrM apresentam forte homogeneidade textural, dada por uma textura fanerítica, equigranular média a grossa. As amostras do GDrM são essencialmente granodioríticas com variações monzograníticas muito subordinadas. Em geral, o GDrM apresenta coloração cinza clara com tons esverdeados, devidos essencialmente aos cristais de plagioclásio saussuritizados, com uma certa variação em resposta à variação petrográfica. Os monzogranitos ocorrem de forma localizada e apresentam cor cinza rosada com tons esverdeados, também em resposta à saussuritização do plagioclásio, diferindo dos granodioritos pela coloração rosada, em resposta ao maior conteúdo modal de feldspato alcalino.

O Granodiorito Rio Maria, de uma forma geral, apresenta uma foliação de baixo ângulo (6° a 19°) de direção WNW-ESE, que varia desde fraca a marcante, sendo no último caso notada uma forte orientação dos minerais ferro-magnesianos, principalmente. A foliação de baixo ângulo do GDrM na região de Bannach é uma característica importante pois não é comum no GDrM das outras áreas. Em alguns pontos o GDrM é cortado por veios leucograníticos provavelmente ligados aos leucogranitos tipo Xinguara. Importante ressaltar a notável ocorrência de enclaves máficos orientados ou não, segundo a foliação do GDrM, e que serão melhor discutidos em tópicos adiante.

Levando em consideração as direções das foliações das demais unidades arqueanas que ocorrem na área de trabalho, as quais são em geral concordantes com as do GDrM, além de estudos anteriores (Souza 1994, Althoff 1996, Leite 2001), entende-se que a foliação observada nas rochas do GDrM e QzMD, seja produto de um processo deformacional regional, o qual teria afetado igualmente as demais unidades arqueanas presentes na região. De acordo com Leite (2001) a formação da foliação observada nas rochas do GDrM, na região de Xinguara, deu-se a partir do estágio submagmático até o estágio subsolidus.

2.3.2 – Rochas máficas e intermediárias associadas (RMI)

Alguns autores (Souza 1994, Leite 2001), que estudaram o GDrM em outras áreas, relatam a ocorrência de rochas máficas formando enclaves nestes. Tais ocorrências não forneceram dados suficientes para o entendimento da relação entre o granodiorito e estas rochas.

Na área mapeada, a presença de rochas máficas é marcante, tanto em volume quanto em variedade, sendo que tais rochas não ocorrem apenas como enclaves, chegando a constituir corpos expostos em blocos que formam afloramentos inteiros, medindo vários metros.

As RMI ocorrem como dois corpos principais, associados ao GDrm, localizados próximo à cidade de Bannach e na porção central da área (Figura 2.1). As rochas máficas possuem composição variada, havendo quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, além de rochas acamadadas (Figura 2.4). Os quartzo-dioritos (QzD) e quartzo-monzodioritos (QzMzD) ocorrem nos dois corpos principais, formando blocos com alguns metros de altura. Em geral são rochas mesocráticas, verde-escuras com variações rosadas, com textura fanerítica, equigranulares, finas a grossas. A relação de campo entre os QzD e QzMzD e o GDrm não foi observada, porém as orientações da foliação nos QzMD coincidem com aquelas medidas no GDrm.

As rochas acamadadas ocorrem como blocos isolados, são inequigranulares com fenocristais, em geral quadráticos ou prismas curtos, de anfibólio. No afloramento MFR-12, há belíssimas exposições de rochas máficas acamadadas, feições cumuláticas, mostrando níveis mais ricos em cumulus e outros em intercumulus (Figura 2.5). No afloramento citado, o granodiorito engloba rocha máfica acamadada, sendo esta parcialmente digerida, sugerindo baixo contraste de viscosidade entre ambas e cristalização mais ou menos simultânea. O acamamento ígneo é marcado pela nítida alternância de níveis pretos, muito ricos em cristais cumuláticos centimétricos de hornblenda, alternados com bandas cinzas, subordinadas em volume, onde predomina material intercumulus. O acamamento mostra fraco mergulho para leste e as rochas não apresentam evidências de deformação superimposta. O acamamento é subhorizontal, portanto semelhante à orientação da foliação do GDrm (Figura 2.1). Este fato sugere que essas rochas preservam estruturas da câmara magmática original que não teria sido perturbada de modo significativo por eventos posteriores.

Portanto, as relações de campo das RMI com o granodiorito levam a crer na cogeneticidade entre elas. É importante observar, também, que as RMI são bastante similares textural e mineralogicamente aos enclaves que ocorrem no granodiorito, sendo que este fato poderá ser melhor avaliado e discutido nos capítulos a seguir com o auxílio dos dados de petrografia microscópica e geoquímica.



Figura 2.4: Imagens, (a) e (b), mostrando aspectos de campo de rocha máfica com estrutura acamadada e níveis bem definidos de rocha mais máfica (escuras) e mais rica em plagioclásio (esbranquiçadas). Imagens (c, d) de detalhe da rocha acamadada associada ao GDrm. Imagens (e, f) mostrando porção máfica englobada pelo granodiorito, com reabsorção sugerindo baixo contraste de viscosidade entre ambos. Afloramento MFR-12.



Figura 2.5: Imagens mostrando aspectos de campo de rocha máfica acamadada. Pode-se observar a existência de níveis bem definidos de rocha mais rica em cúmulus (níveis mais escuros), alternando-se com níveis mais enriquecidos em intercúmulus (níveis mais claros). (Afloramento MFR-12).

As rochas máficas acamadadas ocorrem tanto como enclaves, chegando a formar zonas híbridas com rochas do LGx, quanto englobando rochas do LGx. Isso indica baixo contraste de viscosidade entre os magmas formadores dessas duas rochas e leva a acreditar em sua coexistência no estado parcialmente líquido.

2.3.3 – Enclaves máficos

Uma das feições marcantes no Granodiorito Rio Maria é a ocorrência de enclaves máficos, os quais possuem ampla distribuição espacial e formas variadas. Apresentam cor mais escura que as do GDr_m, um tanto quanto próxima à das rochas máficas.

Os enclaves são centimétricos a métricos e apresentam em seção formas alongadas, ovaladas, ou até mesmo, mais irregulares (Figura 2.6) dispendo-se concordantemente ou não à foliação do granodiorito e, sendo, localmente cortados por veios (Figura 2.6a).

Na região de Bannach não foi feito um estudo estrutural detalhado do GDr_m e seus enclaves. Entretanto as observações feitas por Dall’Agnol et al. (1997a), na área tipo e por Souza (1994) e Leite (2001) na região de Xinguara são de grande importância para o entendimento da relação entre o GDr_m e os enclaves. Segundo os autores citados os enclaves mostram dois tipos de interação com o GDr_m: 1 – “bolhas” de “magma máfico” em meio ao magma granodiorítico. Os dois terminam a cristalização aproximadamente juntos e os enclaves espelham a deformação no GDr_m. Neste caso, seguindo um trend de aumento da deformação, os enclaves podem ter forma esférica, ovalada e achatada ou estirada; 2 – pedaços de rocha máfica já cristalizada no magma granodiorítico resultam em enclaves irregulares, com interação menor com o magma granodiorítico.

Os contatos com a rocha hospedeira podem ser bem marcados ou algo difusos, o que reflete um variado grau de interação com a rocha encaixante. Nos enclaves onde os contatos são mais difusos, nota-se a presença de cristais de feldspato no interior dos mesmos, sugerindo uma maior interação entre o enclave e o magma granodiorítico.

A textura dos enclaves máficos é variada, desde equigranular, média a fina, até texturas cumuláticas similares àquelas descritas nas rochas máficas associadas ao GDr_m. A semelhança textural dos enclaves com as rochas máficas é clara, podendo haver cogeneticidade entre ambos e possivelmente também com o granodiorito, caso as máficas sejam realmente ligadas genética-



Figura 2.6: Enclaves máficos, no Granodiorito Rio Maria, variando de centimétricos (a, b, c, d, e) a métricos (f), com formas variadas: ovaladas (b, f), arredondadas (c, d) e mais irregulares (a, e). Tais enclaves mostram ainda diferentes graus de interação. (Afloramentos, MFR - 05 e 28, e Ponto de controle PC-01).

mente, a ele.

2.4 – TONALITOS-TRONDHJEMITOS TIPO TTG

Os tonalitos-trondhjemitos afloram em uma faixa E-W no limite norte da área, em porções mais arrasadas, e na porção central, da área mapeada, onde formam um corpo com direção NNW, e dois corpos menores, constituídos morfológicamente por morros e serras que se destacam no relevo em relação ao domínio do granodiorito (Figura 2.2), mas apresentam cotas mais baixas que as do Granito Bannach. O corpo da porção central da área havia sido cartografado anteriormente como leucogranito potássico tipo Mata Surrão ou Xinguara (CPRM 2000).

Em geral, as rochas desta unidade apresentam-se bastante deformadas, com foliação E-W a WNW. Os TTm ocorrem em geral em afloramentos na forma de lajedos ou como matacões e acham-se na parte norte da área em contato com o GDrm, sendo que o corpo da porção central faz contato, além do GDrm, também com o corpo leucogranítico e com o Granito paleoproterozóico Bannach (Figura 2.1). São granitóides que variam de coloração, desde cinza a cinza claro (tonalitos) a esbranquiçados (trondhjemitos). Em termos texturais são na maioria das vezes equigranulares de granulação média, podendo variar para granulação grossa e subordinadamente fina. As relações de contato entre rochas desta unidade com o GDrm não são claras, pois apesar de haver ocorrência de enclaves de rochas TTGs no GDrm (Figura 2.7), o Trondhjemitito Mogno, que é a unidade com a qual se propõe correlação, é mencionado em outras áreas como uma unidade intrusiva no GDrm com base em dados geocronológicos e de campo. A correlação destes TTGs com o Trondhjemitito Mogno ou Tonalito Arco Verde dependerá de estudos complementares de campo e geocronológicos

2.5 – LEUCOGRANITOS TIPO XINGUARA (LGX)

Os leucogranitos afloram como um corpo maior no centro-sul da área e também no centro, porém aí com dimensões bem menores. Ambos ocorrem em áreas geomorfologicamente similares, como se pode observar na figura 2.2. Em trabalhos cartográficos anteriores (CPRM 2000) a área de abrangência desta unidade era maior, ocupando, além do corpo do centro-sul, o corpo adjacente identificado neste trabalho de rochas tonalíticas-trondhjemiticas (Figura 2.1).



Figura 2.5: Imagens mostrando aspectos de campo de rocha máfica acamadada. Pode-se observar a existência de níveis bem definidos de rocha mais rica em cúmulus (níveis mais escuros), alternando-se com níveis mais enriquecidos em intercúmulus (níveis mais claros). (Afloramento MFR-12).

As relações de campo mostram contatos abruptos entre o LG e as rochas do GDrm, com os primeiros cortando claramente o granodiorito (Figura 2.8). Além disto, as rochas do corpo menor de LG, localizado no centro da área, apresentam enclaves de rocha máfica cumulática (Figura 2.9) relacionada ao GDrm (MFR-12, MFR-13 e MFR-14), em geral com evidências de alto contraste de viscosidade entre ambos. Assumindo-se que as rochas máficas realmente tenham ligação genética com o GDrm, as relações de campo entre elas e os leucogranitos confirmam que estes são posteriores ao GDrm e rochas máficas a intermediárias associadas. Os leucogranitos ocorrem sob a forma de lajedo ou grandes blocos, sendo rochas compostas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e raros máficos, que variam de isotrópicas a moderadamente deformadas. Suas rochas exibem coloração rosa a cinza-claro e granulação média a fina com textura, em geral, equigranular.

As relações dos leucogranitos tipo Xinguara em outras áreas (Leite 2001), levam a crer que o LG seja intrusivo no GDrm ou tenha idade bastante próxima.

2.6 – MAGMATISMO ANOROGÊNICO PALEOPROTEROZÓICO

Os granitos paleoproterozóicos presentes na área mapeada são o Granito Bannach (Almeida, em preparação), localizado na porção sudoeste, e o Granito Musa (Gastal 1987) que ocupa pequena porção do extremo sudeste da área. Ambos mostram relações intrusivas nas demais unidades mapeadas. Além deles, foram observados também diques, supostamente contemporâneos dos granitos, que variam composicionalmente de máficos a félsicos e cortam indistintamente as rochas arqueanas da região. Tais granitos estão incluídos na Suíte Jamon (Dall’Agnol et al. 1999d, 2005).



Figura 2.8: Relações de campo entre rochas do Granodiorito Rio Maria e o Leucogranito potássico (Lgx). Imagens a (MFR-27C), b (MFR-27C), c (MFR-27C) e d (MFR-53), mostram o GDrm sendo cortado por veios do Leucogranito. Além dos veios, pode-se observar, em afloramentos do Leucogranito, enclaves do granodiorito nestas rochas (e: MFR-78D; f: MFR-78D), evidenciando que o LGx é posterior.



Figura 2.9: a e b, imagens mostrando relações de campo entre o Leucogranito potássico (Lgx) e as rochas máficas associadas ao GDrm. Imagem a (MFR-12) mostra contato abrupto e b (MFR-12), enclaves de rocha máfica no Lgx. Na imagem c (MFR-13), visão geral de serra composta por LGx.

3 – PETROGRAFIA

São apresentados neste capítulo composições modais e descrições petrográficas de rochas representativas do Granodiorito Rio Maria e máficas associadas. Além destas, foram enfocados também os enclaves máficos que ocorrem no GDrm e que certamente são de fundamental importância para o entendimento da relação entre o GDrm e as máficas. Importante ressaltar que o termo “rochas máficas associadas” envolve tanto rochas intermediárias, que são quartzodioritos e quartzo-monzodioritos, quanto rochas máficas acamadadas. As demais unidades presentes na área, devido aos objetivos do trabalho, foram descritas em menor detalhe.

3.1 – GRANODIORITO RIO MARIA

O estudo em termos de petrografia microscópica foi concentrado em 28 lâminas delgadas de amostras representativas do GDrm. Fez-se um detalhamento dos aspectos mineralógicos e texturais, buscando-se informações que pudessem auxiliar no entendimento da gênese destas rochas e, por conseguinte, na sua relação com as rochas máficas associadas.

3.1.1 – Descrição macroscópica

As rochas do Granodiorito Rio Maria são bastante homogêneas texturalmente, apresentando textura granular hipidiomórfica média a grossa, coloração em geral cinza clara, com tons esverdeados (Figura 3.1a, b), essencialmente em consequência da saussuritização do plagioclásio, localmente com variações rosadas (Figura 3.1c, d). Apresenta pontuações escuras formadas por minerais máficos. Ocorre, em alguns locais da área, uma transformação mais acentuada da textura original em resposta à deformação que a afetou ocasionando, em geral, mudança na forma de feldspatos que passam a ser contornados por máficos e quartzo.

O GDrm, comumente, apresenta enclaves máficos (Figura 3.1a, b) que são concordantes ou não à sua foliação. Há ainda ocorrência de veios leucograníticos, provavelmente correlacionados ao LGx, que cortam as rochas do GDrm em diferentes pontos da área.

3.1.2 – Composições modais e classificação

Em termos de conteúdos modais foram realizadas onze análises em amostras selecionadas, buscando-se obter composições modais representativas das variedades encontradas. É importante

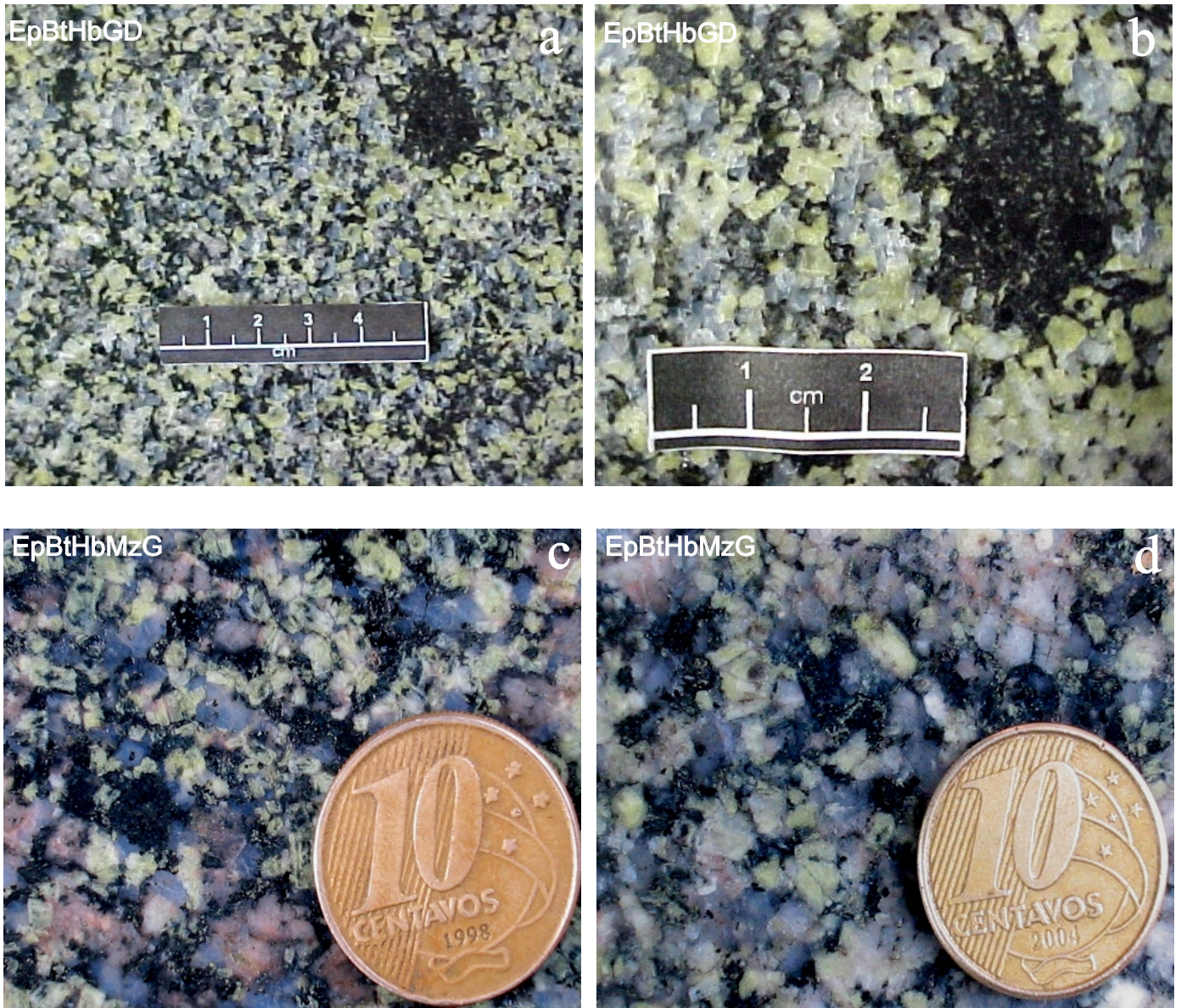


Figura 3.1 - Imagens de amostras de mão do Granodiorito Rio Maria com coloração típica, e enclaves máficos (a e b; amostra da área-tipo, Medeiros 1987); GDrm de coloração verde-rosada (c e d, amostra MFR-29).

ressaltar que os cristais de epidoto tidos como primários foram contados separadamente dos secundários. Na área estudada, a principal fácies identificada foi epidoto-biotita-hornblenda-granodiorito (EpBtHbGd) com variações locais para epidoto-hornblenda-biotita-granodiorito (EpHbBtGd) e epidoto-biotita-hornblenda-monzogranito (EpBtHbMzG), sendo que estas variações não possuem representatividade em termos de distribuição na área na escala de mapeamento adotada.

As fácies identificadas não apresentam diferenças, texturais e mineralógicas marcantes entre si, sendo que apenas as análises modais justificam a distinção entre elas. Quando se comparam as rochas das duas fácies granodioríticas os valores de máficos se superpõem (Tabela 3.1) e o critério fundamental de separação entre os dois tipos granodioríticos foi a proporção relativa de hornblenda e biotita. As amostras granodioríticas possuem um teor de máficos um pouco superior às monzograníticas (EpBtHbMzG) que são muito semelhantes textural e mineralogicamente às variedades granodioríticas, porém apresentam um significativo aumento na razão microclina/plagioclásio (Tabela 3.1).

Os resultados das análises modais foram plotados no diagrama Q-A-P (Figura 3.2, Streckeisen 1976), mostrando uma ampla concentração das amostras no campo dos granodioritos, com variações muito subordinadas para monzogranitos que plotam próximo ao limite do campo dos granodioritos. Os conteúdos modais de minerais máficos variam de 15,7% (amostras monzograníticas) a 23,0% (fácies granodioríticas). Quando observado o diagrama Q-A+P-M (Figura 3.2, Streckeisen 1976), nota-se um enriquecimento de máficos paralelo à diminuição de álcali-feldspato + plagioclásio, chegando a ser esboçado um *trend*. Tal *trend* torna-se mais evidente quando juntam-se as amostras do GDrm e das RMI (Figura 3.8). Um fato importante é a ocorrência expressiva de epidoto nestas rochas, o que será discutido de maneira mais aprofundada na descrição mineralógica.

3.1.3 – Descrição mineralógica e textural

As rochas das diferentes fácies do Granodiorito Rio Maria apresentam, ao microscópio, características mineralógicas muito semelhantes, apesar das variações relativas que ocorrem. A seguir, será feita uma descrição mais detalhada, dos aspectos mineralógicos e texturais das rochas em questão.

Tabela 3.1 - Composições modais (1) das diversas fácies do Granodiorito Rio Maria.

Fácies	EpBtHbGd								EpHbBtGd			EpBtHbMzG		
Amostra Mineral	MFR 32	MFR 26A	MFR 27A	ADR 3A	MFR 114	MFR 80A	MFR 112	Média	MFR 91A	MFR 62A	Média	MFR 29	MFR 111	Média
Microclínio	15.9	18	8.3	15.2	9.3	9.1	20.3	13.7	16.1	11.7	13.9	23.1	24.2	23.6
Quartzo	16.1	25.6	24	23.2	19.2	20.5	17.6	20.9	18.9	17.5	18.2	22.2	19.6	20.9
Plagioclásio	49.7	37.2	44.6	36.8	46.6	48.2	45.3	44.1	40.3	47.9	44.1	37.5	36.2	36.8
Hornblenda	9.8	8.2	11.8	11.1	12.7	8.2	8.8	10.1	10.2	7.6	8.9	8.1	8.7	8.4
Biotita	4.4	7.7	7.8	7.5	8.2	7.2	4.2	6.7	11.3	10.7	11	4.8	7.6	6.2
Epidoto ^(p)	1.2	0.6	0.7	1.8	1.1	1.9	1.1	1.2	0.3	1.3	0.8	0.7	0.8	0.7
Epidoto ^(s)	1.1	1.3	1	2	0.8	2.6	1.4	1.5	0.8	1.5	1.1	1.1	1.1	1.1
Opacos	-	-	0.2	x	0.1	x	x	x	-	-	-	0.2	x	0.1
Titanita	0.6	0.3	0.4	0.9	0.7	0.7	0.2	0.5	1.1	0.8	0.9	1.1	0.6	0.8
Apatita	0.2	0.4	0.7	0.2	0.2	0.8	0.2	0.4	0.1	0.3	0.2	0.3	0.1	0.2
Allanita	0.3	0.5	0.1	0.1	x	x	0.1	0.1	x	0.2	0.1	0.5	0.6	0.5
Carbonato	-	-	0.1	-	-	-	x	x	x	x	x	-	0.1	x
Acessórios	x	x	x	-	x	x	x	x	x	x	x	0.1	x	x
Máficos	16.5	17.7	21.8	21.6	23	18.8	14.6	19.1	23	20.9	22	15.7	18.4	17.1
A + P	65.6	56.5	53.9	54	56.7	59.9	67	59.2	57.2	61.1	59.2	61.7	61.5	61.6
Microclínio*	19.2	21.9	10.7	19.7	12.3	11.3	24.0	17.2	21.2	14.9	18.0	27.5	29.8	28.6
Quartzo*	19.4	31.2	30.8	30.1	25.3	25.5	20.8	26.2	24.8	22.3	23.5	26.5	24.2	25.4
Plagioclásio*	61.4	46.9	58.5	50.3	62.5	63.2	55.2	56.6	54.0	62.8	58.5	46.0	46.0	46.0

Abreviações: A – Alkali-feldspato; P – Plagioclásio; MzG-Monzogranito; Gd – Granodiorito; Ep – epidoto; Hb-hornblenda; Bt-biotita; p – primário; s – secundário; * recalculado a 100%; 1-Com base, em média de 1800 pontos por amostra; X = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal; - = mineral não observado.

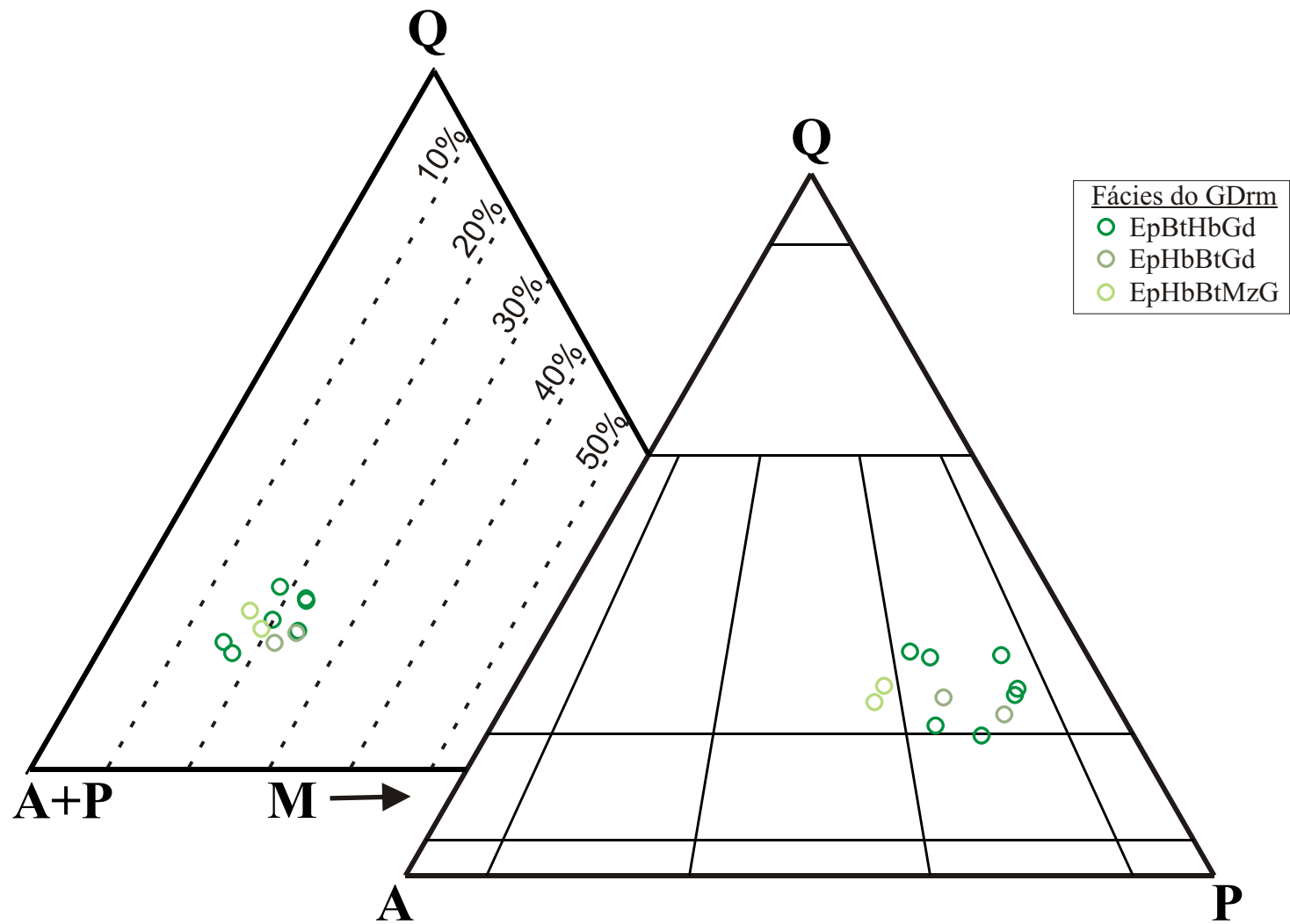


Figura 3.2 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para rochas do Granodiorito Rio Maria.

EpBtHb-Granodiorito e EpHbBt-Granodiorito

As rochas desta fácies apresentam uma textura granular hipidiomórfica de granulação média a grossa, podendo-se observar uma orientação dos minerais máficos. Os plagioclásios e feldspatos alcalinos formam em geral cristais mais desenvolvidos que os máficos, os quais quando não estão levemente orientados formam marcantes aglomerados, por vezes de forma arredondada.

Plagioclásio

Ocorre como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, normalmente milimétricos podendo alcançar 7 mm. O maclamento Albita é comum, ocorrendo com menos frequência o Carlsbad. Na maioria dos cristais as maclas são apenas parcialmente visíveis devido à forte alteração dos mesmos. Alguns cristais mostram maior alteração na parte central, sugerindo um núcleo mais cálcico, sendo forte evidência de um zoneamento normal (Figura 3.3a). Os cristais de plagioclásio apresentam-se bastante saussuritizados, tendo como principais produtos, sericita, epidoto e carbonato, sendo esta feição bastante marcante nestas rochas; por vezes o processo de transformação também leva à formação de biotita. O processo de saussuritização tende a obliterar o maclamento, e nos cristais muito afetados os planos de maclamento não estão visíveis ou mostram distribuições não contínuas. O plagioclásio em geral apresenta-se pouco afetado pela deformação, ocorrendo geralmente como cristais bem formados e com aspecto ígneo predominante. Porém, alguns cristais foram afetados por microfraturamentos que são preenchidos por sericita e carbonato essencialmente. Podem ser observados cristais de plagioclásio inclusos em cristais maiores de microclina.

Em amostras localizadas, próximo ao contato de intrusões graníticas (MFR-100D), os cristais de plagioclásio mostram indícios de recristalização, saussuritização menos intensa e diminutos cristais de minerais opacos neoformados (Figura 3.3b).

Quartzo₁

O Qz₁ apresenta-se como cristais hipidiomórficos médios, com tamanho em torno de 3 a 4 mm, extinção ondulante a fortemente ondulante e contatos em geral curvos e irregulares, sendo raros os contatos retos.

Quartzo₂

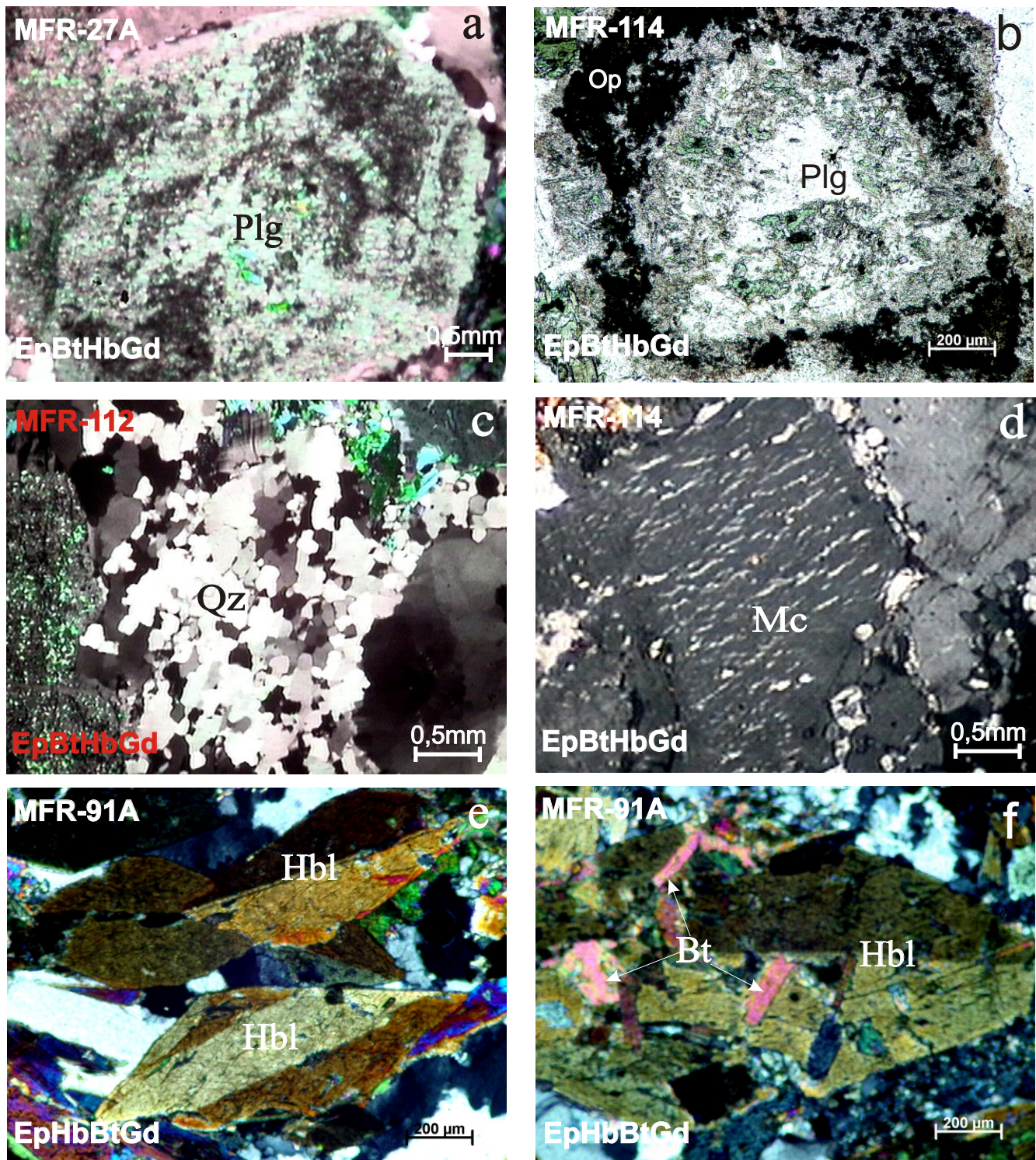


Figura 3.3 -Fotomicrografias mostrando feições microscópicas do Granodiorito Rio Maria: (a) Aspecto de cristal idiomórfico de plagioclásio (Plg) com núcleo mais afetado pela saussuritização que a borda, dando indícios de um zoneamento do tipo normal (Nicóis paralelos, NP); (b) Aspecto de cristal de plagioclásio de amostra da zona de contato com intrusões paleoproterozóicas. Notar a presença de diminutos cristais de opacos (Op) neoformados associados ao plagioclásio (NP); (c) Aspecto de cristais de quartzo produto de recristalização (Nicóis cruzados, NC); (d) Cristal de microclina (Mc) pertítica com lamelas do tipo “string” (NC); (e) Cristais idiomórficos de hornblenda (Hbl) com maclamento e pouco transformados (NC); (f) Cristal idiomórfico de hornblenda parcialmente transformado para biotita (Bt) (NC).

O Qz_2 corresponde a cristais produto de recristalização (Figura 3.3c), com dimensões em geral submilimétricas e contatos poligonais. Alguns cristais de $quartzo_1$ estão recristalizados totalmente, outros apenas nas bordas formando cristais de $quartzo_2$. Na maioria dos cristais de $quartzo_1$ ocorreu recristalização intensa chegando a formar a partir do cristal original novos grãos de Qz_2 com extinção similar.

Microclina

O feldspato alcalino é microclina, a qual forma cristais xenomórficos a hipidiomórficos, apresentando contatos irregulares e raramente retos. Os cristais variam de submilimétricos (produtos de recristalização) até em torno de 5 mm, com inclusões de quartzo, plagioclásio e em menor abundância, anfibólio, conferindo um aspecto poiquilítico ao cristal. O maclamento albita-periclina está presente de forma parcial ou total em muitos cristais. O feldspato alcalino é fracamente pertítico havendo predominância de lamelas sódicas finas do tipo “string” (Smith 1974) (Figura 3.3d). Notam-se contatos irregulares entre cristais de microclina e plagioclásio e pode-se observar no contato de alguns cristais a presença de albita intergranular. Alguns cristais apresentam-se microfraturados e preenchidos por quartzo, biotita, clorita, epidoto e carbonato. Localmente ocorre recristalização de microclina formando finos cristais associados com $quartzo_2$.

Hornblenda

O anfibólio pelo ângulo de extinção em torno de 23° , $2V$ em torno de 65° e sinal ótico biaxial negativo, é provavelmente uma hornblenda. Althoff (1996) e Leite (2001) obtiveram, através de análises de microsonda, composições de magnésio-hornblenda para a maioria dos anfibólios do GDrM nas regiões de Marajoara e Xinguara, respectivamente. Seus cristais são hipidiomórficos a xenomórficos com dimensões submilimétricas a milimétricas, ocorrendo mais localmente cristais idiomórficos maclados (Figura 3.3e, f). Há presença, em graus variáveis, de um processo de transformação do anfibólio gerando biotita e, subordinadamente, epidoto e titanita (Figuras 3.3f, 3.4a, b, c). Os cristais de biotita se distribuem de modo irregular podendo ou não se dispor segundo os planos de clivagem do anfibólio. Em um estágio mais avançado destas transformações chega a não haver mais vestígios do cristal original, embora em alguns casos possa ser reconhecida a forma da seção basal da hornblenda. Localmente, observam-se cristais de hornblenda curvados pela deformação, embora seu comportamento seja mais rígido que o da biotita, por exemplo.

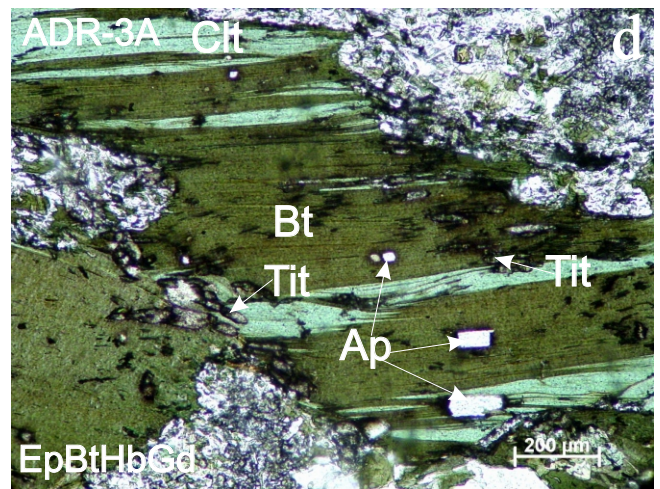
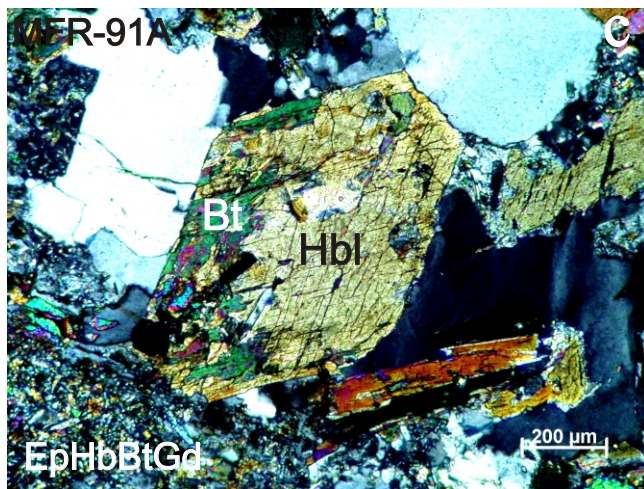
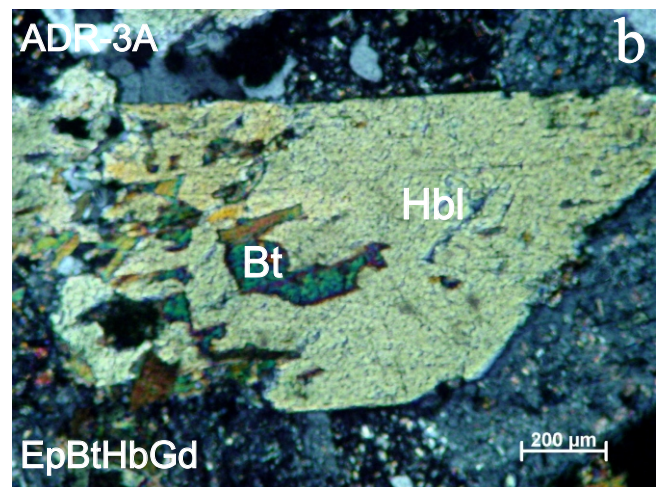
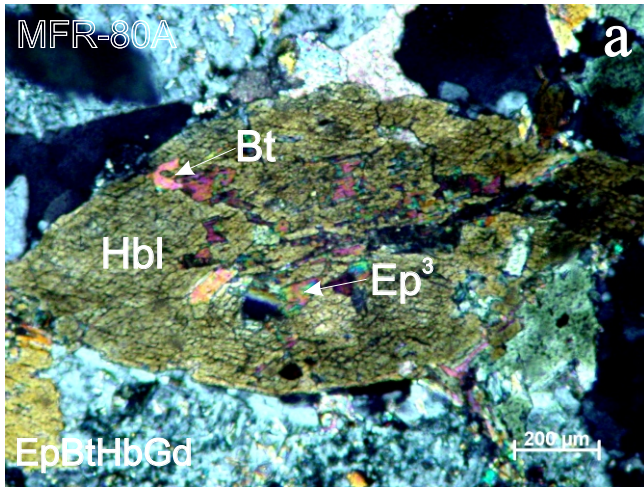


Figura 3.4 - Fotomicrografias mostrando feições microscópicas do Granodiorito Rio Maria: (a) Aspecto de cristal idiomórfico de hornblenda parcialmente transformado para biotita e epidoto tipo Ep^3 (NC); (b) Cristal hipidiomórfico de hornblenda com transformação para biotita (NC); (c) Cristal idiomórfico de hornblenda parcialmente transformado para biotita (NC); (d) Cristal de biotita bastante transformado para clorita (Clt) e subordinadamente tita-nita (Tit), com inclusões de apatita (Ap) (NC).

Biotita

A biotita ocorre de duas formas principais, uma primária e outra secundária ligada à transformação do anfibólio. A biotita primária é predominante e ocorre como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, podendo atingir em torno de 2 até 3 mm. É comum a transformação de biotita em clorita (Figura 3.4d) acompanhada pela formação de titanita como produto subordinado. O comportamento mais dúctil da biotita frente à deformação resultou, em alguns cristais, na formação de “kinks”. É comum a associação de epidoto, interpretado como magmático, com cristais primários de biotita, sendo que o primeiro quando em contato com a mica mostra formas euédricas. A biotita secundária está relacionada à transformação do anfibólio (Figuras 3.3f, 3.4 a, b, c) e se apresenta como cristais submilimétricos, formando por vezes aglomerados com epidoto e titanita.

Epidoto

O epidoto é um mineral bastante frequente nestas rochas e, de acordo com seus aspectos texturais, pode ocorrer das seguintes formas:

Epidoto 1 (Ep^1) - epidoto ocorrendo como cristais essencialmente idiomórficos, prismáticos, por vezes zonados, mostrando afinidade com a biotita, podendo estar associado ou até mesmo incluso nesta (Figura 3.5a). Os cristais de Ep^1 possuem contatos retos com a biotita e são idiomórficos quando totalmente inclusos nesta. Quando os cristais de Ep^1 estão parcialmente inclusos na biotita, a borda do epidoto em contato com a mica é euédrica, sugerindo equilíbrio entre as duas fases, e torna-se irregular quando em contato com os demais minerais (Figura 3.5b, c, d);

Epidoto 2 (Ep^2) - epidoto como pequenos cristais hipidiomórficos a xenomórficos, apresentando zoneamento e associados à allanita. Em alguns casos se observam apenas pontos castanhos no centro do agregado de epidoto, como relíquias de cristais de allanita (Figura 3.5e);

Epidoto 3 (Ep^3) - epidoto em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, sendo encontrados tanto isolados quanto associados com outros minerais (Figura 3.5f);

Epidoto 4 (Ep^4) - epidoto na forma de cristais muito finos ocorrendo no interior de plagioclásio saussuritizado.

As feições texturais dos epidotos presentes nas rochas estudadas neste trabalho são simila-

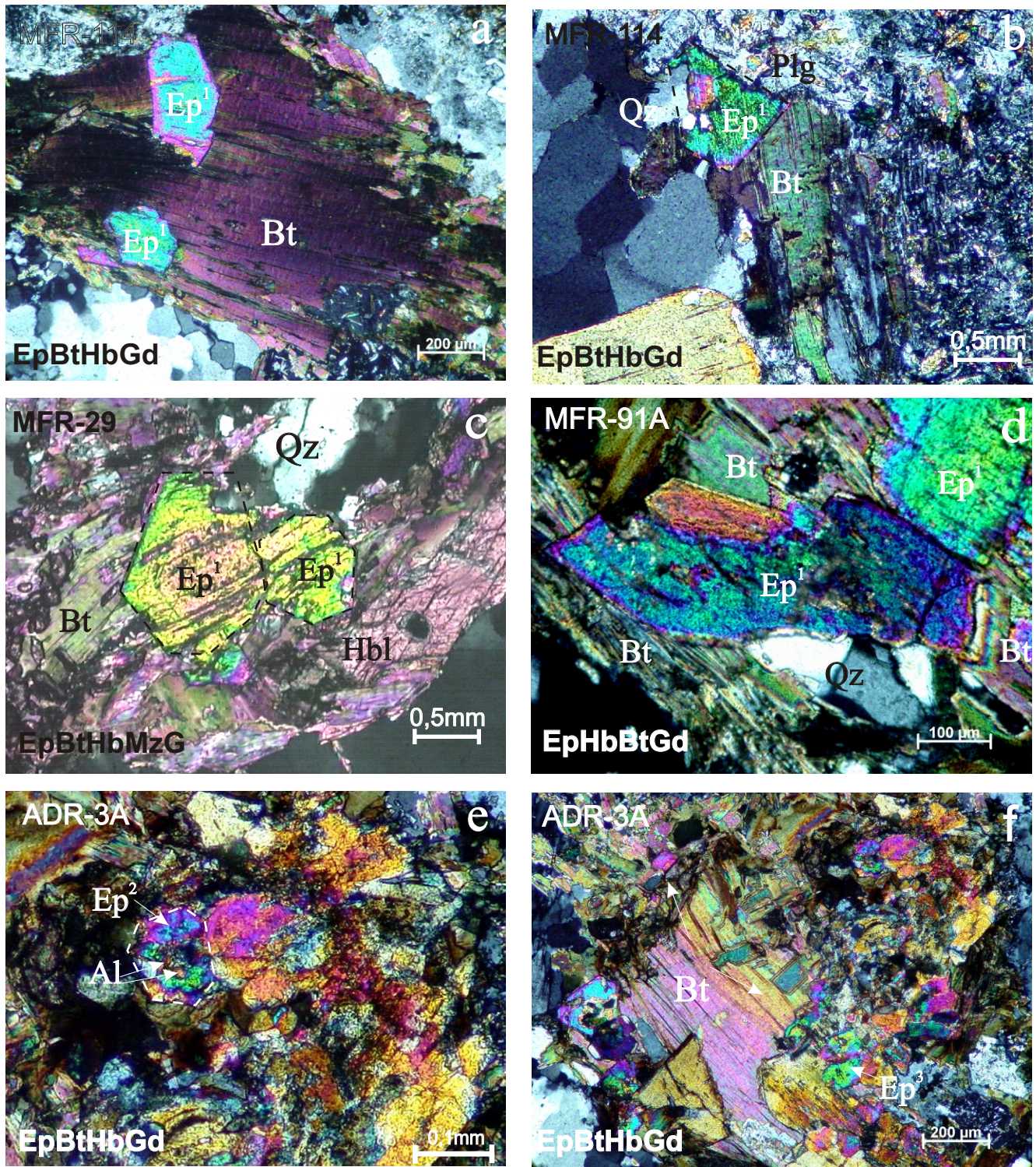


Figura 3.5 - Fotomicrografias mostrando feições microscópicas do Granodiorito Rio Maria: (a) Aspectos de cristais idiomórficos de epidoto do tipo Ep^1 totalmente inclusos em cristal de biotita (NC); (b, c, d) Cristais de epidoto tipo Ep^1 mostrando contatos retos com a biotita e irregulares com outras fases minerais. Linha tracejada indica a possível forma original do epidoto tipo Ep^1 (NC); (e) Cristal de alanita (Al) com manto de epidoto tipo Ep^2 (NC); (f) Cristal de bitotita associado com epidotos do tipo Ep^1 (NC).

res àquelas descritas inicialmente em granitóides do Nordeste do Brasil (Sial 1990, 1993; Sial et al. 1997, 1999; Ferreira et al. 2003), no Granito Mata Surrão (Duarte 1992), Granito Xingura (Leite 1995, 2001; Leite & Dall'Agnol 1997a) e no Complexo Tonalítico Caracol (Leite 2001)

Os Ep^1 e Ep^2 , descritos neste trabalho, são similares aos tipos III e II, respectivamente, descritos por Sial (1990) e admitidos por este autor como de cristalização magmática. Sial et al. (1999), Sial et al. (2004) e Brasilino et al. (1999) entendem que a dissolução do epidoto a baixa pressão é função do tempo, tamanho do cristal e da temperatura. Esta hipótese é compartilhada neste trabalho, apesar de contar-se apenas com as observações petrográficas. Futuras análises de microsonda em cristais de epidoto serão importantes para a avaliação da possível origem magmática dos tipos texturais Ep^1 e Ep^2 , uma vez que, segundo Tulloch (1986) e Wynhal et al. (1991), epidotos magmáticos apresentam teores de pistacita característicos. Os Ep^3 e Ep^4 são tipicamente secundários, sendo o último similar ao epidoto tipo IV de Sial (1990).

Minerais acessórios

Titanita

Apresenta-se como cristais de variadas dimensões (submilimétricos a milimétricos), geralmente hipidiomórficos mostrando em geral seções losangulares. Cristais menores ocorrem em biotitas cloritizadas dispostos ao longo da clivagem ou em posições aleatórias (Figura 3.4d). Os cristais milimétricos são em geral euédricos e possivelmente de origem magmática, apresentando inclusões de hornblenda e quartzo.

Opacos

Os minerais opacos em rochas do GDrM são bastante raros, ocorrendo como pequenos cristais em agregados de minerais máficos. Entretanto, na amostra MFR-100D, localizada nas proximidades da intrusão granítica paleoproterozóica Bannach, observam-se diminutos cristais de opacos neoformados em resposta ao efeito de contato desta intrusão (Figura 3.3b). Transformação análoga foi descrita por Soares (1996) em GDrM afetado pelas intrusões dos corpos Jamon e Musa.

Demais acessórios

Allanita, apatita, turmalina e zircão são as demais fases acessórios. Ocorrem em geral inclusos nas fases ferromagnesianas mais precoces.

EpBtHb-Monzogranito

Ao microscópio, as rochas desta variedade são bastante similares às dos EpBtHbGd e EpHbBtGd. Em termos de conteúdo mineral, estas rochas são mais ricas em álcali-feldspatos e quartzo e algo empobrecidas em máficos e plagioclásio em relação às outras fácies.

Plagioclásio

Ocorre sob a forma de cristais com características em termos de forma, tamanho e transformações, próximas às das demais fácies do GDrm, porém em geral, não apresentam zoneamento.

Quartzo₁

Apresenta-se como cristais mais desenvolvidos do que nas fácies granodioríticas, mostrando, em geral, bordas recristalizadas dando origem a cristais submilimétricos.

Microclina

Os cristais de microclina apresentam-se de duas formas principais: (1) cristais maiores, milimétricos, com tamanhos similares aos cristais de plagioclásio. São hipidiomórficos a xenomórficos, com maclamento tipo xadrez, sem intercrescimentos pertíticos marcantes e com inclusões de plagioclásio, biotita, hornblenda e epidoto. Mostram, por vezes, microfraturamentos. (2) Cristais de microclina anédricos, de tamanho submilimétrico, associados a plagioclásio e quartzo. Esta forma ocorre subordinadamente.

Minerais Varietais

Os minerais varietais que compõem estas rochas são hornblenda, biotita e epidoto, sendo muito semelhantes aos descritos nos granodioritos.

Minerais Acessórios

Titanita, epidoto, apatita, allanita, zircão e minerais opacos são as fases acessórias que ocorrem nas variações monzograníticas do GDrm. Estes minerais, em especial a titanita que é a mais abundante (Tabela 3.1), são também muito semelhantes aos dos granodioritos.

3.2 – ROCHAS MÁFICAS A INTERMEDIÁRIAS ASSOCIADAS

Neste item serão apresentados os resultados dos estudos petrográficos realizados em 20 lâminas delgadas das amostras mais representativas das rochas máficas a intermediárias que ocorrem associadas ao GDrm, sendo 14 lâminas de quartzo-dioritos (QzD) e quartzo-

monzodioritos (QzMzD) e 6 de rochas acamadadas.

3.2.1 – Quartzo-dioritos (QzD) e Quartzo-monzodioritos (QzMzD)

3.2.1.1 - Descrição macroscópica

Estas rochas apresentam textura granular média, localmente fina, possuem coloração cinza, com variações rosadas (ADR-7, EpBtHbQzMzD), com tons esverdeados, essencialmente em consequência da saussuritização do plagioclásio (Figura 3.6 a, b, c, d).

3.2.1.2 – Composições modais e classificação

Foram realizadas seis análises modais em amostras representativas dos QzD e QzMzD. As rochas analisadas apresentam composições predominantemente quartzo-dioríticas com variações para quartzo-monzodioritos e granodioritos (Figura 3.7, Tabela 3.2). Foram identificados epidoto-biotita-hornblenda-quartzo-diorito (EpBtHbQzD), epidoto-biotita-hornblenda-quartzo-monzodiorito (EpBtHbQzMzD), e epidoto-biotita-hornblenda-granodiorito (EpBtHbGD) os quais transicionam entre si.

Os conteúdos modais de minerais máficos variam de 19,1% (quartzo-monzodioritos) a 40,2% (quartzo-dioritos) com média de 28,2% (Tabela 3.2), valor este bem superior ao do EpBtHbGd do GDrm (média de 19,2%; Tabela 3.1). O diagrama Q-A+P-M (Figura 3.7, Streckeisen 1976, Le Maitre 2002) mostra um aumento expressivo e gradual no conteúdo de minerais máficos em paralelo com a diminuição acentuada de álcali-feldspato + plagioclásio e, bem menos, de quartzo. Quando se observa o diagrama Q-A+P-M para rochas do GDrm e RMI (Figura 3.8), nota-se um enriquecimento em máficos nestas últimas. No diagrama QAP, os dois conjuntos alinham-se segundo o *trend* da série cálcico-alcálica granodiorítica de Lameyre & Bowden (1982).

3.2.1.3 – Descrição mineralógica e textural

De uma forma geral, os EpBtHbQzD e EpBtHbQzMzD apresentam características mineralógicas, ao microscópio, muito semelhantes, sendo, por isso, descritos em conjunto. A textura apresentada por estas rochas é granular hipidiomórfica fina a média. Rochas próximas ao contato com o Granito paleoproterozóico Bannach, apresentam indícios, mineralógicos e texturais, de efeitos térmicos.

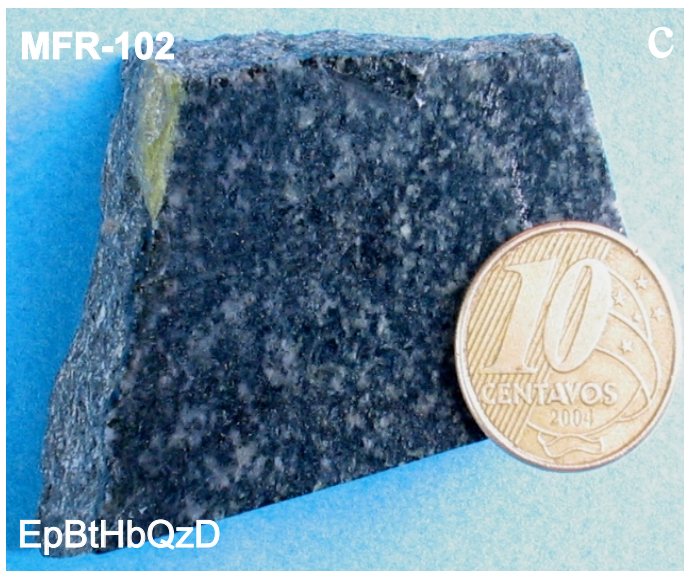


Figura 3.6 - Imagens de amostras de mão dos quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos associados ao Granodiorito Rio Maria (a, c, visão geral; b, d, detalhes de a, c, respectivamente).

Tabela 3.2 - Composições modais¹ das rochas máficas e intermediárias associadas ao Granodiorito Rio Maria.

Fácies	EpBtHbQzMzD+GD				EpBtHbQzD				Rocha Acamadada	EpBtHbMzD (Enclave máfico)	EpBtHbDr (Enclave máfico)
	ADR-5	ADR-7	MFR-100D	Média	ADR-4B	ADR-4B	MFR-102	Média	ADR-1	ADR -2	MFR-27C
Microclínio	6.7	7.9	8.8	7.3	4.7	4.3	4.7	4.6	-	14.6	0.6
Quartzo	13.7	15.7	18.6	14.7	9.3	13	14.7	12.3	13.9	0.7	2.5
Plagioclásio	51.7	57	47.9	54.4	46	47.1	55.6	49.6	29.1	44.9	48.4
Hornblenda	20.3	16.6	16.1	18.4	25.1	28.7	17.8	23.9	43.6	33.4	37.6
Biotita	4.5	0.6	5.1	2.5	7.9	0.7	5	4.5	7.7	3.3	7.9
Epidoto ^(p)	0.6	0.2	0.2	0.5	1	1.5	0.5	1.1	1.8	0.6	1.5
Epidoto ^(s)	0.5	0.7	0.4	0.6	0.5	0.3	0.2	0.3	0.3	0.5	0.9
Opacos	0.8	0.5	0.7	0.7	2.2	1.1	0.1	1.1	0.6	0.3	x
Titanita	0.5	0.9	0.8	0.7	1.2	1.5	0.6	1.1	0.6	0.3	0.2
Apatita	0.2	0.2	0.6	0.2	1	0.7	0.4	0.8	0.6	0.1	0.3
Allanita	0.4	0.1	x	0.3	0.7	1	0.2	0.7	1.2	x	0.2
Carbonato	x	x	-	x	0.1	x	x	x	0.7	x	x
Acessórios	-	x	0.1	x	x	x	x	x	x	x	x
Máficos	26.7	19.1	23.5	23.1	40.2	35.2	24.6	33.3	56.8	38	47.7
A + P	58.9	65.6	57.1	60.5	51.2	51.7	60.5	54.5	29.4	60	49.9
Microclínio*	9.2	9.8	11.3	10.2	7.8	6.6	6.3	6.9	-	24.1	1.1
Quartzo*	18.9	19.5	25.5	21.3	15.4	20.1	19.5	18.4	32.1	1.2	4.8
Plagioclásio*	71.9	70.7	63.2	68.5	76.9	73.3	74.2	74.7	67.9	74.8	94.1

Abreviações: A – Alkali feldspato; P – Plagioclásio; GD - Granodiorito; MzD-Monzodiorito; Dr – Diorito; Qz – Quartzo; Ep – epidoto; Hb-hornblenda; Bt-biotita; ; p – primário; s – secundário; * recalculado a 100%. 1-Com base, em média de 1800 pontos por amostra; X = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal; - = mineral não observado.

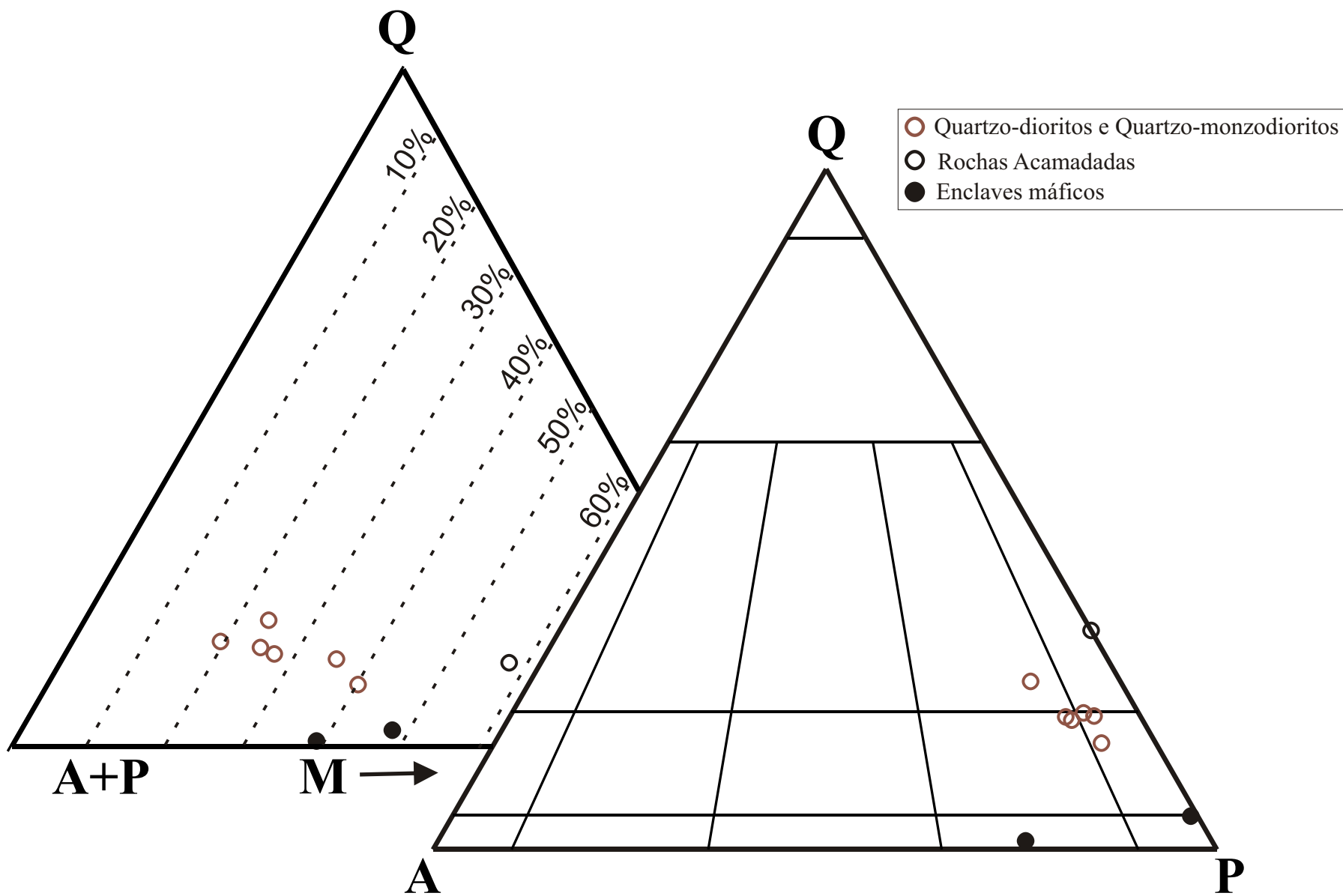


Figura 3.7 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para rochas máficas e intermediárias associadas (RMI) ao Granodiorito Rio Maria.

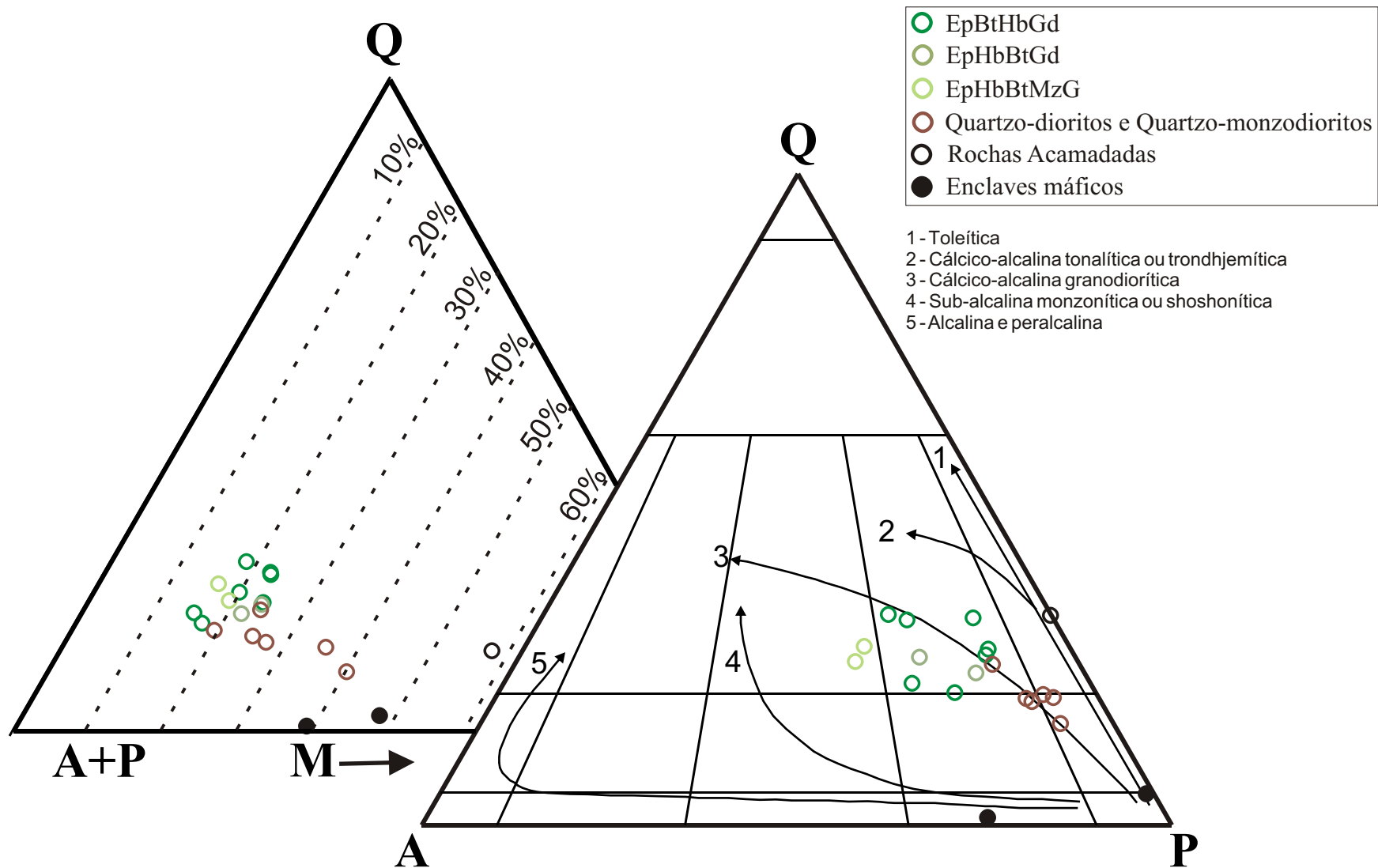


Figura 3.8: Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para o Granodiorito Rio Maria e rochas máficas e intermediárias associadas. 1 a 5 - Séries de granitóides e respectivos *trends* evolutivos (Lameyre & Bowden 1982, Bowden et al. 1984).

Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio, em geral, apresentam-se menos desenvolvidos que nas rochas do GDrm, porém com as mesmas transformações. São hipidiomórficos a xenomórficos com tamanhos variando de 1 a 2 mm. A intensa saussuritização obliterou as características deste mineral, produzindo uma paragênese secundária a base de plagioclásio descalcificado + epidoto + sericita ± carbonato. O zoneamento do tipo normal é sugerido, em alguns cristais, pela intensidade variada da alteração (Figura 3.9a). Ocorrem ainda, inclusões de quartzo, biotita e apatita. Amostras próximo ao contato com o Granito Bannach (ADR-7), apresentam cristais de plagioclásio com indícios de reequilíbrio, pouco saussuritizados e com diminutos cristais de opacos associados (Figura 3.9b).

Quartzo

Ocorre como cristais granulares, milimétricos a submilimétricos, com contatos poligonais entre si e retos com o plagioclásio (Figura 3.9c). Apresenta moderada a forte extinção ondulante, sendo que em amostras mais deformadas, quase sempre é produto de recristalização.

Microclina

O álcali-feldspato presente nestas rochas é a microclina, com formas hipidiomórficas a xenomórficas e tamanho variando de 0,5 a 3 mm. Intercrescimentos pertíticos não são freqüentes e, quando ocorrem, as lamelas albiticas são do tipo *string* (Smith 1974).

Hornblenda

Forma cristais hipidiomórficos a idiomórficos (Figura 3.9d, e, f), com dimensões milimétricas, que apresentam-se, por vezes, maclados. Observam-se localmente cristais de hornblenda com finos cristais de opacos associados.

Demais Minerais

Os demais minerais presentes são biotita, com variados graus de transformação para clorita, e epidoto (Ep¹, Ep², Ep³ e Ep⁴), ambos muitos similares aos descritos nas rochas do GDrm.

Os minerais acessórios são allanita, titanita, apatita, opacos e zircão. Os minerais opacos ocorrem em maior freqüência e conteúdo que nas rochas do GDrm, formando em geral cristais mais desenvolvidos (Figura 3.9f) associados na maioria das vezes a ferromagnesianos. Em rochas

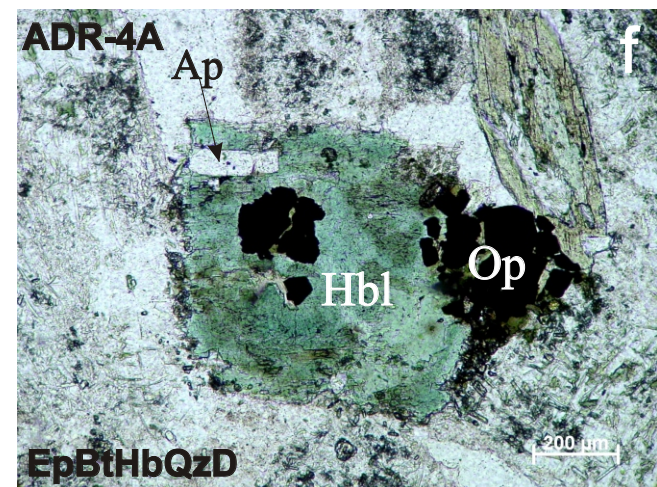
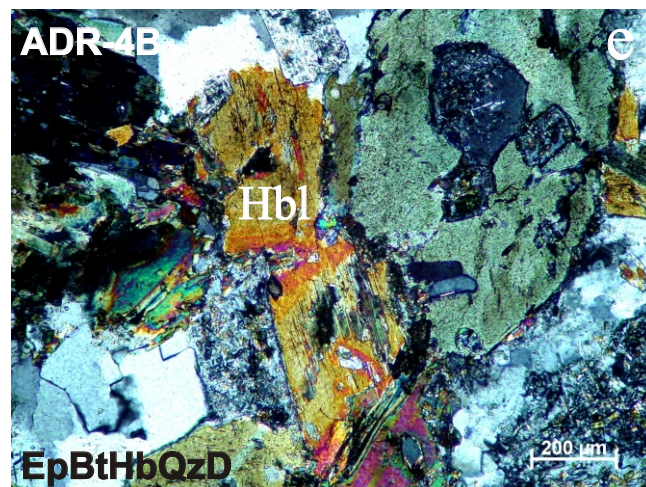
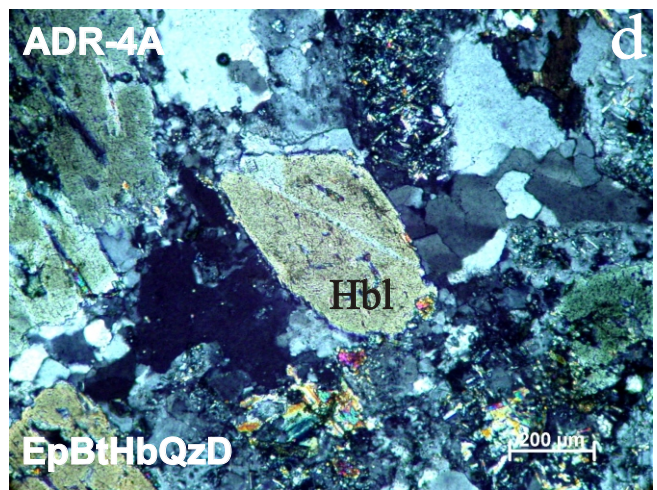
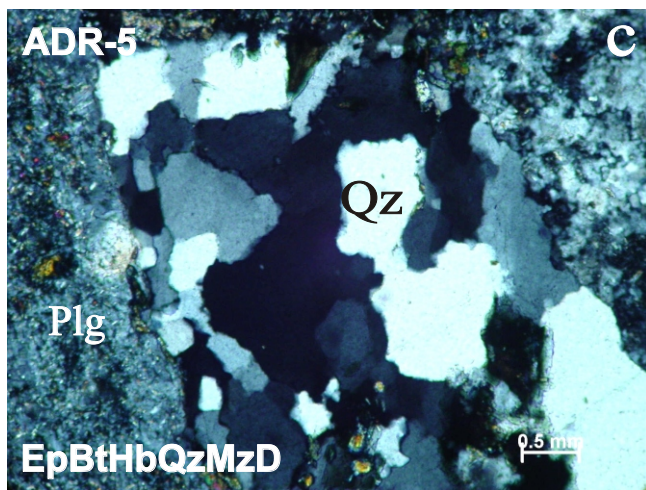
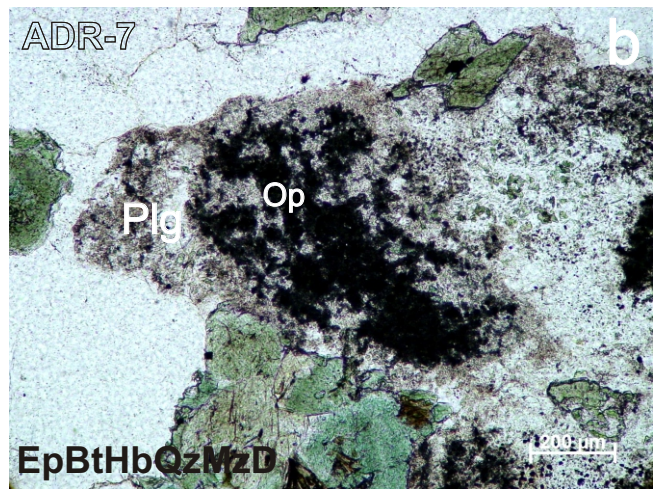
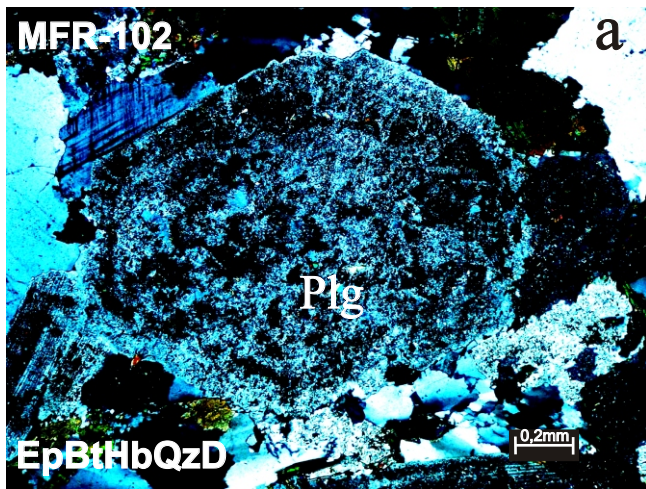


Figura 3.9 - Fotomicrografias mostrando feições microscópicas dos quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos, associados ao GDrM: (a) Cristal idiomórfico de plagioclásio totalmente saussuritizado com indícios de zoneamento composicional (NC); (b) Cristal de plagioclásio de amostra da zona de contato com o Granito Bannach. Observar os cristais de opacos neoformados associados ao Plg (NP); (c) Cristais de quartzo (Qz) produto de recristalização (NC); (d) Cristal hipidiomórfico de hornblenda pouco afetado por transformações (NC); (e) Cristal xenomórfico de hornblenda moderadamente afetado por transformações (NC); (f) Cristal hipidiomórfico de hornblenda com inclusão de apatita, e associado a cristais de opacos (NP).

da região de contato com intrusões graníticas posteriores (ADR-7), ocorrem como diminutos cristais produto, provavelmente, de recristalização parcial do plagioclásio saussuritizado (cf. Soares 1996).

3.2.2 - Rochas Acamadadas

3.2.2.1 – Descrição macroscópica

Em geral são rochas mesocráticas, de cor cinza-escuro, textura fanerítica, inequigranulares ou mais raramente equigranulares, de granulação grossa a média (Figura 3.10 a, b, c, d, e, f). O anfibólio é o principal constituinte da rocha, apresentando-se como cristais quadráticos ou prismas curtos, com até 2 cm interpretados como fase cumulática. No afloramento MFR-12, há belíssimas exposições de rocha máfica acamadada com textura cumulática, mostrando níveis mais ricos em cristais grossos de anfibólio, alternados com outros onde tais cristais são mais escassos e a granulação é média e a rocha mais leucocrática (Figura 2.5).

3.2.2.2 – Composições modais e classificação

As rochas acamadadas apresentam variações texturais marcadas principalmente pela relação entre as porções cumulus e intercumulus, e o tamanho médio dos cristais. Na classificação proposta pela IUGS para as rochas ígneas (Le Maitre 2002), as rochas com textura cumulática não se enquadram em quaisquer regras de nomenclatura. Portanto, o diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) não pode ser aplicado para a classificação destas rochas. Apesar disso, para se conhecer com mais precisão a composição das mesmas, foi realizada uma análise modal em amostra de rocha acamadada (ADR-1), a qual plotou no campo dos tonalitos e corresponderia a um epidoto-biotita-hornblenda-tonalito (EpBtHbTn). Ela distingue-se das demais fácies pela ausência de feldspato alcalino e pela grande quantidade de máficos (Tabela 3.2). Ressalta-se, porém, que a classificação imposta a esta rocha pelo referido diagrama não possui significado petrológico.

Com base nos fatos acima e na impossibilidade de utilização da classificação do IUGS no caso de rochas acamadadas, adotou-se neste trabalho, de modo informal e para efeitos descritivos, nomenclaturas baseadas nas relações megacristais de anfibólio *versus* “matriz”, ou seja cumulus-intercumulus e no tamanho médio dos cristais presentes nas rochas estudadas.

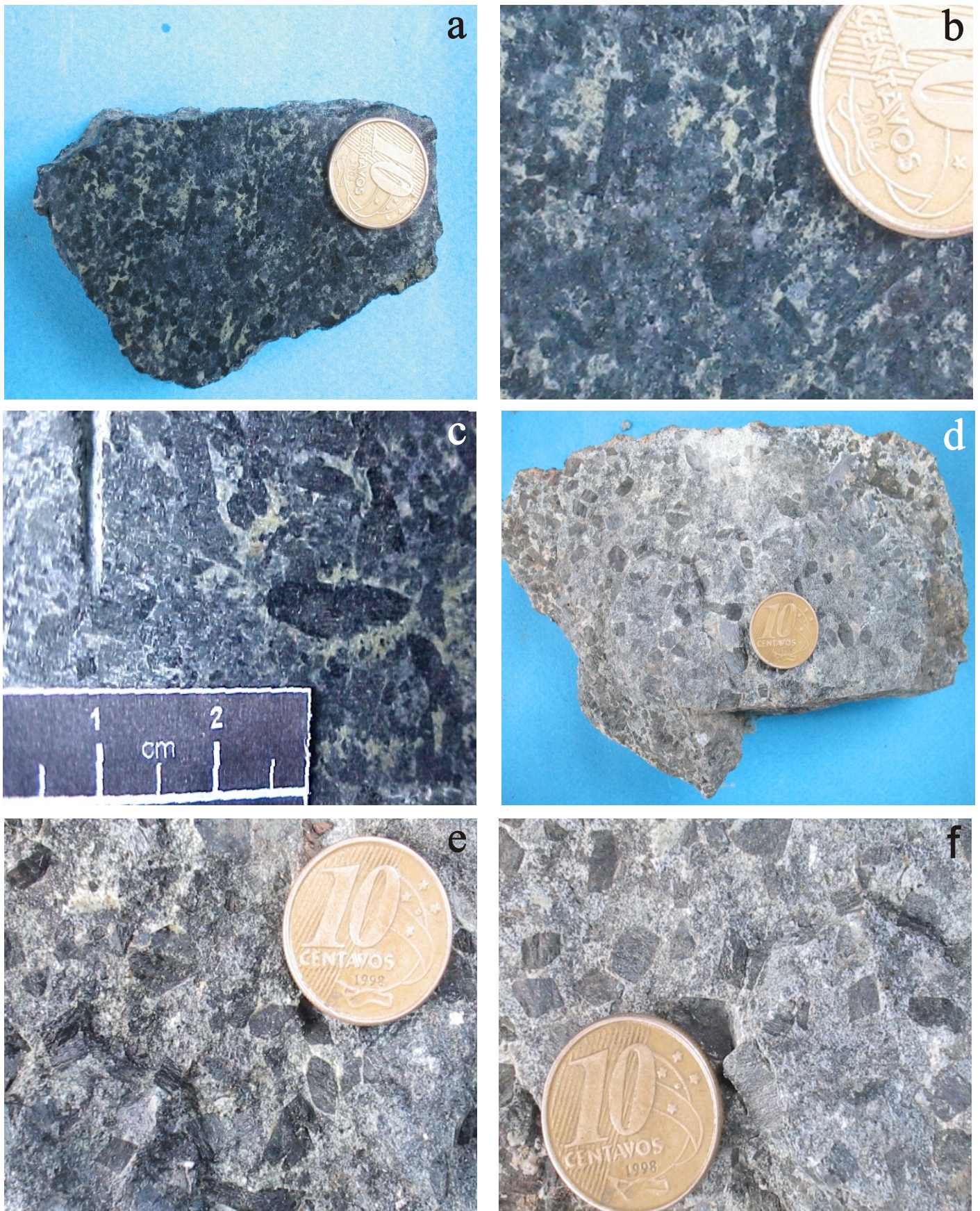


Figura 3.10 - Imagens de amostras de mão de rochas acamadadas média (a, b, c) e grossas (d, e, f) associadas ao Granodiorito Rio Maria, destacando-se os megacristais grossos automorfos de anfibólio, interpretados como fase cumulática, envoltos por fases intercumulus de granulação geralmente média, e conteúdo variável de máficos.

As rochas onde os cristais de anfíbólios (cumulus) são muito mais desenvolvidos que os das fases intercumulus foram classificadas como inequigranulares e aquelas em que ambos têm tamanhos médios similares foram denominadas equigranulares. Dessa forma, foram distinguidos três grupos de rochas: rocha acamadada inequigranular grossa; rocha acamadada inequigranular média a grossa; rocha acamadada equigranular média.

3.2.2.3 – Descrição mineralógica e textural

Apesar da diferença nas proporções de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino (fase rara ou ausente nas rochas acamadadas) e máficos, as rochas acamadadas apresentam assembléia mineralógica e transformações bastante semelhantes às das demais rochas estudadas (GDrm, QzMD e enclaves máficos). De uma maneira geral, apresentam textura cumulática com o tamanho dos cristais de anfibólio variando de 0,2 mm (rochas equigranulares médias) (Figura 3.12) a 20 mm (rochas inequigranulares grossas) (Figura 3.11).

Rocha acamadada inequigranular grossa

São rochas ricas em cristais cumuláticos de anfibólio euédrico bastante desenvolvidos (até 20 mm) (Figura 3.11), envoltos por material intercumulus, de granulação média a fina, o qual é composto por plagioclásio, quartzo e, subordinadamente, anfibólio, biotita, epidoto, apatita, titanita, allanita, zircão e raros cristais de opacos. Há ainda a presença de cristais de anfibólio de tamanho intermediário em relação àqueles do cumulus e intercumulus.

Megacristais cumuláticos – O anfibólio, com base em suas características óticas possui composição de hornblenda. Forma cristais milimétricos a centimétricos, em geral idiomórficos, de cor verde a verde oliva (Figura 3.11a, c, e), com inclusões de apatita e rutilo. A maioria dos cristais mostra cor verde a verde oliva e clivagens marcantes, porém suas bordas apresentam cor verde claro e clivagens pouco visíveis (Figura 3.11a, c). Esses aspectos contrastantes levam a crer que essas bordas seriam de actinolita resultante da substituição parcial do cristal original de hornblenda. Os cristais de hornblenda também são substituídos localmente por biotita fina a média, em diferentes intensidades e, na maioria das vezes, de forma desordenada sem um plano preferencial (Figura 3.11e, f).

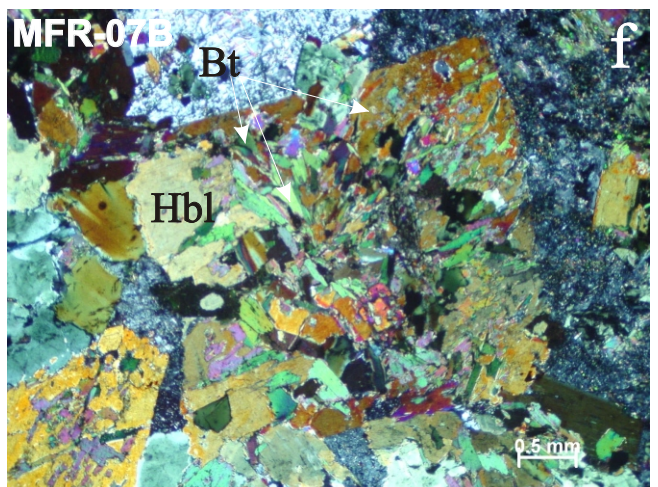
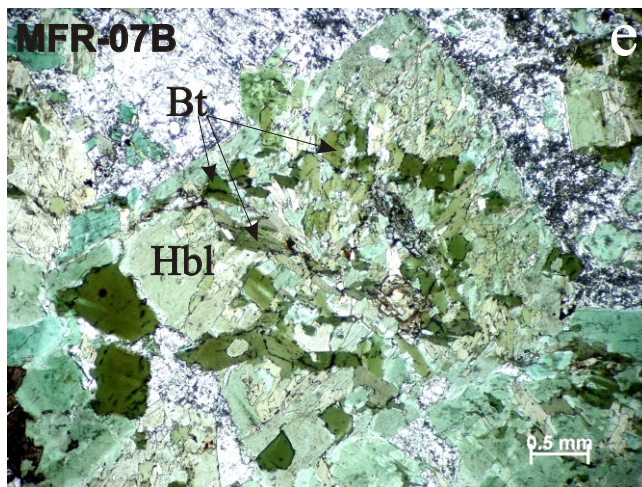
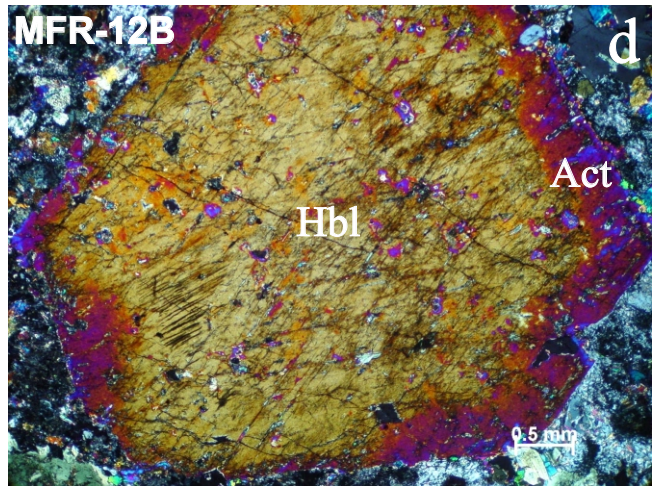
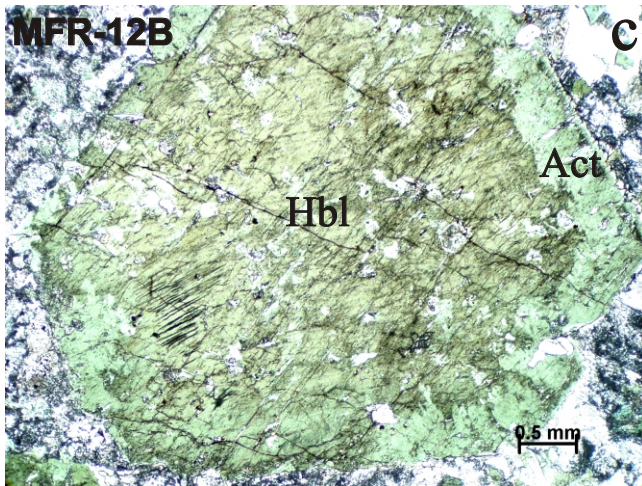
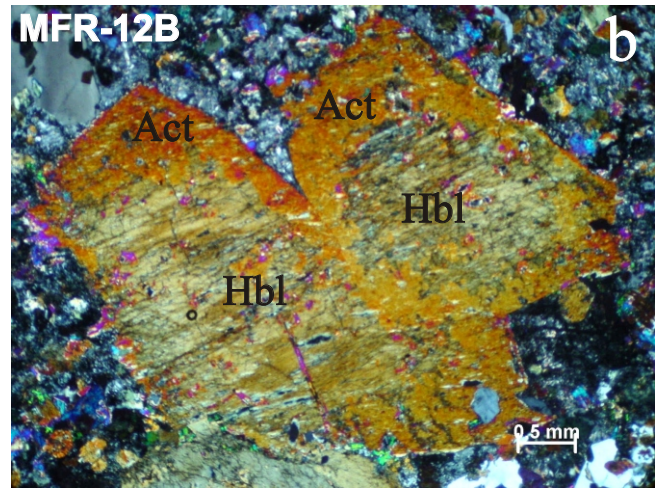
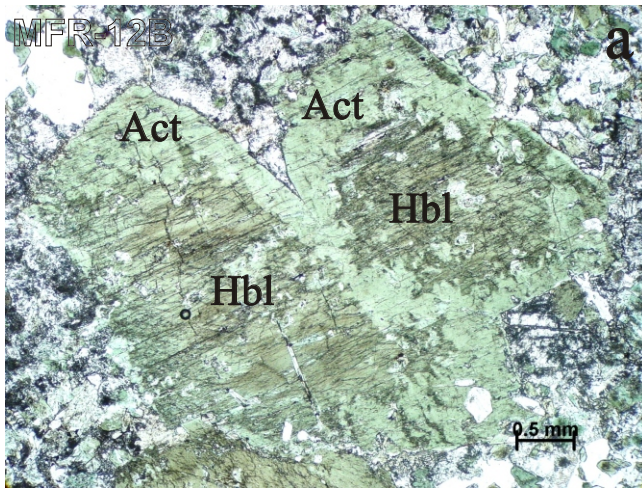


Figura 3.11 - Fotomicrografias mostrando feições microscópicas de rochas acamadas inequigranulares grossas associadas ao GDr_m: (a, b, c, d) Cristais idiomórficos cumuláticos de hornblenda (Hbl) com bordas de actinolita (Act) envoltos por fases intercumulus de granulação média a fina. Notar a diferença das cores de Hbl e Act em um mesmo cristal (a, c, NP; b, d, NC); (e, f) Cristal idiomórfico, quadrático, de hornblenda da porção cúmulus, bastante transformado em biotita (e, NP; f, NC).

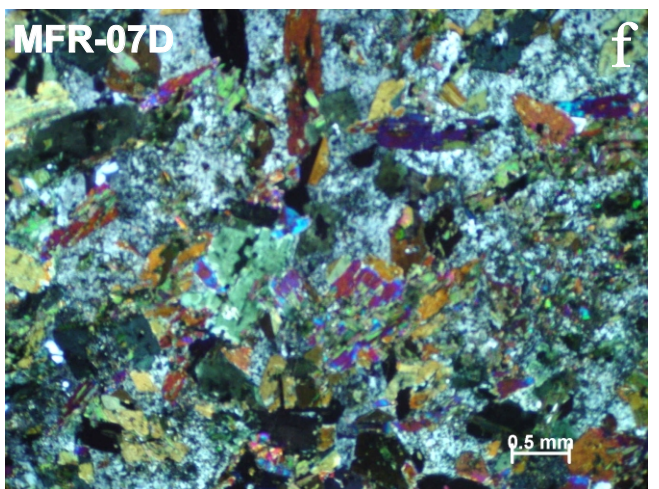
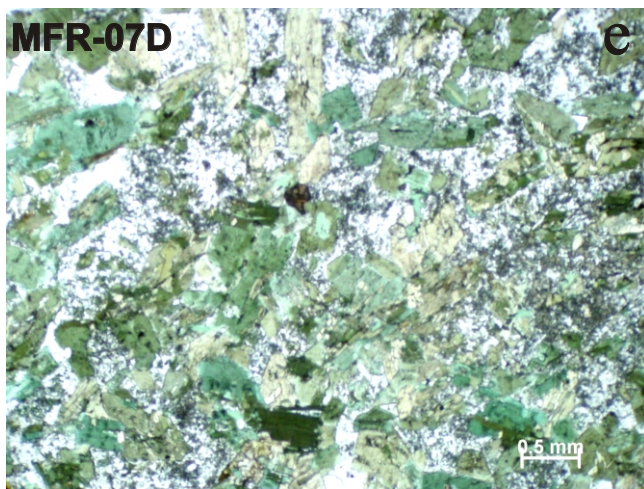
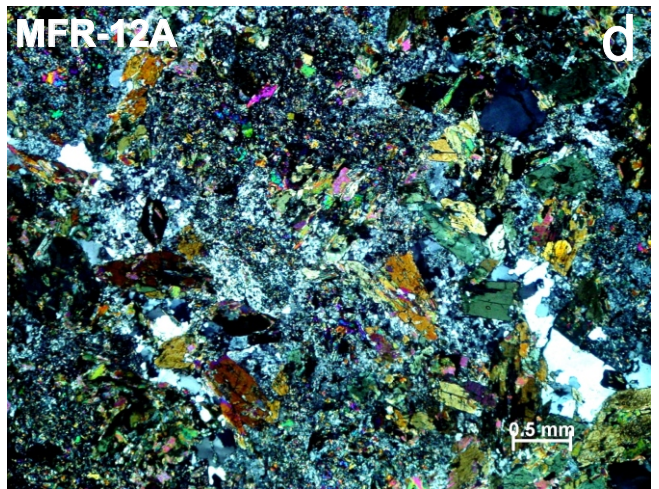
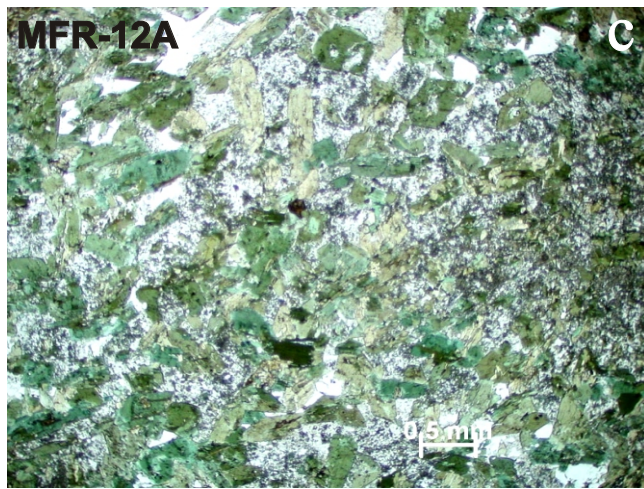
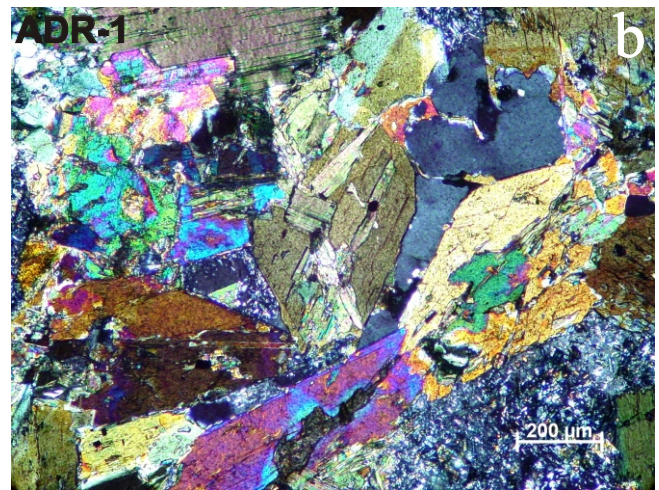
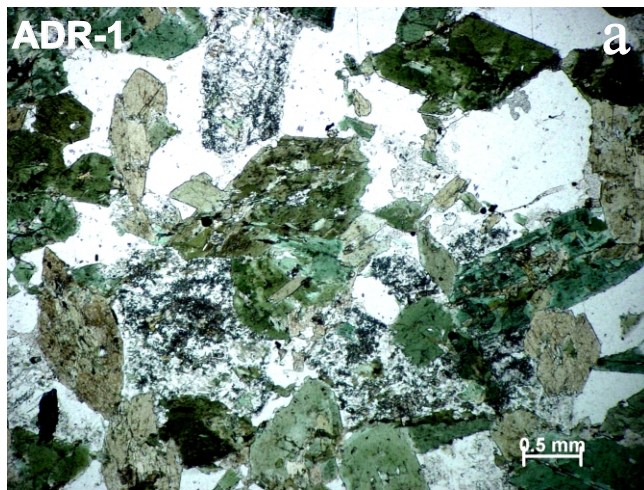


Figura 3.12 - Fotomicrografias mostrando feições microscópicas de rochas acamadadas inequigranulares médias a grossas (a, b) e equigranulares médias (c, d, e, f) associadas ao GDr_m: (a, b) Aspecto geral da textura das rochas acamadadas inequigranulares médias a grossas (a, NP; b, NC); (c, d, e, f) Aspecto geral da textura das rochas acamadadas equigranulares médias (c, e, NP; d, f, NC).

Cristais de plagioclásio e quartzo, são a base da porção intercumulus. O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais submilimétricos, intensamente saussuritizados associados com ferromagnesianos.

O quartzo forma em geral agregados de cristais xenomórficos, submilimétricos, que possuem forte extinção ondulante e englobam cristais muito finos de anfibólio. Este é hipidiomórfico a xenomórfico, submilimétrico e, em geral, acha-se incluso em massas de quartzo e/ou plagioclásio. Os anfibólios associados às fases intercumulus possuem cor e pleocroísmo que variam de modo análogo ao observado nas porções centrais e de borda do anfibólio cumulático, levando a crer que no intercumulus têm-se igualmente hornblenda e actinolita.

Os demais minerais presentes nas fases intercumulus são biotita e epidoto, o qual exibe os quatro tipos descrito nas rochas do GDrm e QzMD, além dos minerais acessórios, allanita, titanita, apatita, opacos e zircão. Os cristais de titanita são fortemente pleocróicos, euédricos e por vezes envoltos por titanita mais irregular e sem pleocroísmo. Acredita-se em uma origem primária para os primeiros.

Rocha acamadada inequigranular média a grossa

Estas rochas são constituídas por cristais cumuláticos de anfibólio idiomórfico, com dimensões de no máximo 9 mm, portanto menores que aquelas dos anfibólios similares das rochas acamadadas grossas (Figura 3.12a, b). Assim como nas rochas grossas, o anfibólio presente é zonado, no sentido que o núcleo é distinto em pleocroísmo da borda. As fases intercumulus são formadas por cristais poiquilíticos de plagioclásio e quartzo que englobam anfibólios finos a médios. Além de anfibólio, plagioclásio e quartzo, a fase intercumulus é composta por biotita, epidoto, allanita, apatita e zircão. Cristais de opacos e titanita são inexpressivos ou até mesmo ausentes. Os anfibólios que ocorrem na porção intercumulus são muito similares aqueles das rochas grossas.

O plagioclásio, em geral, forma agregados de cristais submilimétricos, hipidiomórficos, com saussuritização ocorrendo em graus variados.

O quartzo desenvolve agregados ou massas de cristais xenomórficos, com extinção ondulante.

Rocha acamadada equigranular média

Estas rochas apresentam algumas diferenças texturais importantes em relação às inequigranulares. Elas correspondem principalmente aos níveis mais leucocráticos em afloramentos (Figura 2.5). São rochas em que os anfibólios cumuláticos estão muito menos desenvolvidos que nas demais. Além disso encontram-se bastante transformados para biotita, que ocorre em conteúdos muito mais expressivos nestas rochas, assim como o epidoto. Uma característica fundamental destas rochas, que as distingue das acamadadas heterogranulares, é a maior proximidade em termos de dimensões, entre os cristais que formam o cumulus e intercumulus (Figura 3.12c, d, e, f), e ainda a expressividade deste último que é formado, além de anfibólio, biotita e epidoto, por plagioclásio saussuritizado, quartzo intersticial, cristais de zircão bem desenvolvidos e outros minerais acessórios (Figura 3.12).

Os cristais de hornblenda que formam a fase cumulus são menos desenvolvidos nestas rochas, raramente chegando a 1,5 mm. São cristais perfeitamente idiomórficos, frequentemente transformados para biotita. Os cristais que ocorrem no intercumulus são bastante similares, porém comumente englobados por quartzo e plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como cristais submilimétricos a milimétricos, hipidiomórficos a idiomórficos, saussuritizados e é a fase mineral dominante na porção intercúmulus. O quartzo forma cristais xenomórficos, intersticiais, em geral englobando minerais máficos, e ocorre de maneira subordinada em relação ao plagioclásio.

Biotita e epidoto ocorrem em proporções mais elevadas nestas rochas do que nas inequigranulares. A biotita está associada principalmente à transformação da hornblenda. Já o epidoto provém da saussuritização do plagioclásio, além de ocorrer sob as outras três formas descritas para as rochas do GDr. O mineral acessório que mais se destaca nestas rochas é o zircão, que se apresenta em cristais idiomórficos, zonados e frequentemente corroídos. Além deste, ocorrem ainda apatita, allanita, titanita e opacos.

3.3 – ENCLAVES MÁFICOS

A presença de enclaves máficos englobados pelo Granodiorito Rio Maria é uma feição marcante. Segundo evidências de estudos anteriores (Medeiros 1987, Souza 1994, Leite 2001) e às obtidas neste trabalho, os enclaves podem estar ligados geneticamente às RMI e ao GDr. Por

este motivo foi realizado um estudo petrográfico preliminar em 4 lâminas delgadas, de amostras representativas dos enclaves, com o intuito de caracterizar melhor estas rochas e buscar informações mineralógicas e texturais que possam contribuir para o entendimento das relações entre o GDrm, as RMI e estes enclaves.

3.3.1 – Descrição macroscópica

Em amostra de mão os enclaves apresentam cor cinza, textura granular hipidiomórfica, média a fina, e possuem ou não, indícios de interação com o GDrm.

3.3.2 – Composições modais e classificação

Foram realizadas análises modais em duas amostras representativas dos enclaves máficos que ocorrem em rochas do GDrm. Estas amostras apresentam composições monzodiorítica e diorítica (Tabela 3.2) quando plotadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976). Porém a possibilidade de que os cristais de microclina estejam ligados, em grande parte, a interações com o Granodiorito Rio Maria, leva a crer que os enclaves monzodioríticos também apresentavam uma mineralogia primária correspondente a composições dioríticas. Apesar disto, manteve-se a classificação indicada pelo diagrama e as rochas que compõem os enclaves máficos foram denominadas de epidoto-biotita-hornblenda-monzodiorito (EpBtHbMzD) e epidoto-biotita-hornblenda-diorito (EpBtHbDr).

3.3.3 – Descrição mineralógica e textural

Em termos petrográficos, os enclaves apresentam aspectos bastante similares aos QzMD e ao GDrm, apesar de terem suas peculiaridades. Mostram textura granular hipidiomórfica média e são constituídos essencialmente por plagioclásio e hornblenda, acompanhado por quantidades variáveis de álcali-feldspato e biotita, sendo o quartzo um mineral raro (Figura 3.13a). Estão presentes ainda, epidoto, apatita, zircão, allanita, clorita, titanita, carbonatos, sericita e opacos. Biotita e hornblenda são, em geral, de dimensões menores que plagioclásio e feldspato alcalino. Destaca-se a presença de aglomerados constituídos basicamente de anfibólio ± opacos (Figura 3.13b).

Plagioclásio

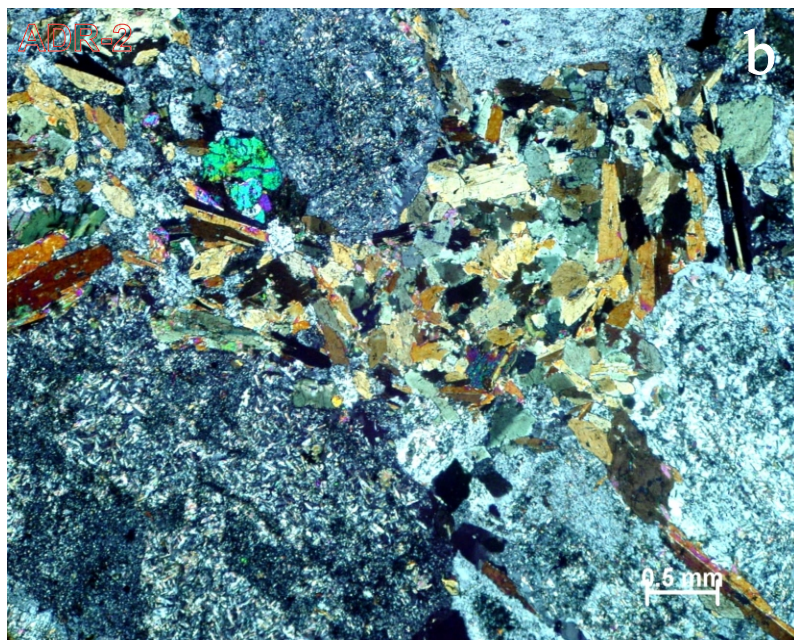
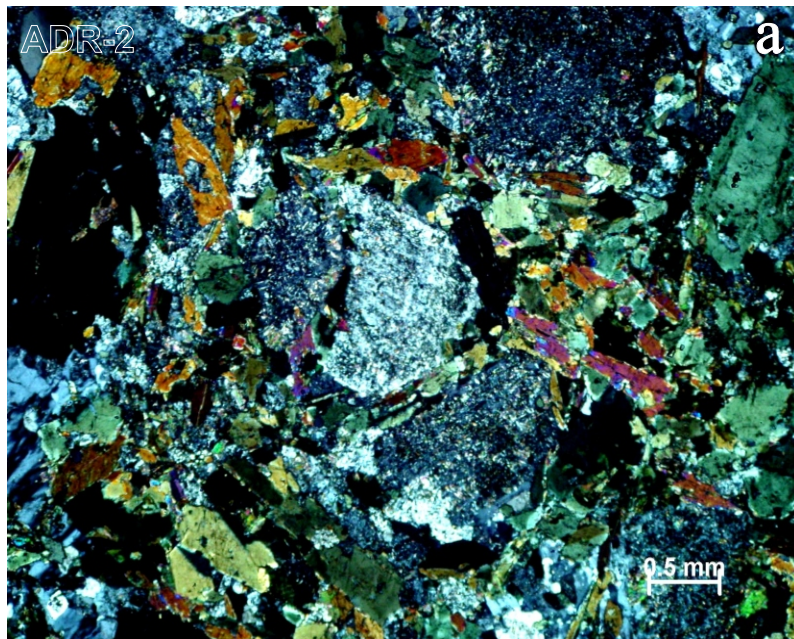


Figura 3.13 - Feições microscópicas de enclaves máficos contidos no GDrM: (a) Aspecto geral da textura dos enclaves máficos (NC); (b) Aspecto geral da textura dos enclaves máficos com destaque para a presença de aglomerados de minerais máficos (NC).

Ocorre como cristais hipidiomórficos, localmente idiomórficos, milimétricos, por vezes com inclusões de hornblenda. Em geral, os cristais estão bastante afetados pela saussuritização, tendo como produtos sericita e, subordinadamente, epidoto, \pm carbonatos.

Quartzo

O quartzo é um mineral raro nestas rochas, e quando ocorre forma diminutos cristais intersticiais.

Microclina

O feldspato alcalino ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com dimensões submilimétricas. Apresenta maclamento xadrez e inclusões de hornblenda, biotita e plagioclásio. A disposição dos cristais de microclina e quartzo sugere que estes minerais sejam em parte produto de interações com o GDrm.

Hornblenda

O anfibólio é uma hornblenda, com sinal biaxial negativo e ângulo $2V$ de 60° . Forma cristais hipidiomórficos a idiomórficos, com dimensões milimétricas a submilimétricas, em geral menores que as dos feldspatos. As transformações que geram biotita e, subordinadamente, epidoto e titanita, descritas no GDrm e RMI, mostram-se mais escassas nestas rochas, e a hornblenda acha-se, comparativamente, mais preservada.

Biotita

A biotita é subordinada nestas rochas. A biotita primária é dominante e ocorre como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, milimétricos a submilimétricos, com diferentes graus de alteração para clorita.

Epidoto

Os cristais de epidoto apresentam-se sob as formas texturais discutidas para os cristais presentes no GDrm.

Minerais acessórios

Os minerais acessórios que compõem estas rochas são: apatita, titanita, allanita, zircão e opacos. Os minerais opacos estão em geral associados à hornblenda sob a forma de diminutos cristais, porém ocorrem também como cristais aparentemente primários, associados a ferromagnesianos ou inclusos em feldspatos.

3.4 – ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO

A ordem de cristalização proposta é bastante similar nas rochas estudadas devido às grandes semelhanças na mineralogia e também nas transformações ocorridas nos minerais. Ela vai ser baseada naquela observada no granodiorito dominante na unidade, estabelecendo-se comparações com àquelas de qz-monzodioritos (QzMzD) e qz-dioritos (QzD), ressaltando-se as diferenças existentes. Além disto, em virtude das importantes peculiaridades mostradas pelas rochas acamadadas e enclaves máficos, as histórias de cristalização destas rochas serão discutidas individualmente.

3.4.1 – GDrM e QzMD

As rochas do GDrM e QzMD apresentam grande semelhança mineralógica, sendo admitida uma história de cristalização bastante similar para ambos os grupos, o que reforça a idéia de cogeneticidade entre estas rochas.

A ordem de cristalização proposta (Figura 3.14) foi baseada na análise textural, ou seja nas relações entre os minerais primários, bem como nas suas respectivas transformações pós-magmáticas. Será detalhada a seguir a ordem de cristalização estimada para o granodiorito dominante na unidade e a seguir ressaltadas as peculiaridades dos QzD e QzMzD.

A cristalização do granodiorito iniciou com a formação dos minerais acessórios primários precoces, zircão e apatita, sendo que não foram observadas relações que levem a uma ordem relativa entre essas fases. Estes minerais mostram-se idiomórficos a hipidiomórficos e ocorrem como inclusões em plagioclásio, microclina, hornblenda e biotita, sugerindo sua cristalização precoce. A allanita muito provavelmente também começou a cristalizar precocemente, antes de hornblenda, biotita e plagioclásio, pois normalmente é encontrada como cristais idiomórficos inclusos nestas fases minerais.

A hornblenda, provavelmente, iniciou sua cristalização antes dos epidotos magmáticos (Ep^1 e Ep^2), pois não são vistas inclusões destes no anfibólio. A presença de inclusões de hornblenda em plagioclásio e biotita primária sugerem que os últimos sejam posteriores ao anfibólio. Entretanto, pela composição do magma, é muito provável que o plagioclásio tenha iniciado sua cristalização ao mesmo tempo ou muito próximo ao anfibólio. A seguir, tem-se o início de cristalização dos epidotos magmáticos (Ep^1 e Ep^2). O Ep^1 apresenta-se, em geral, idio-

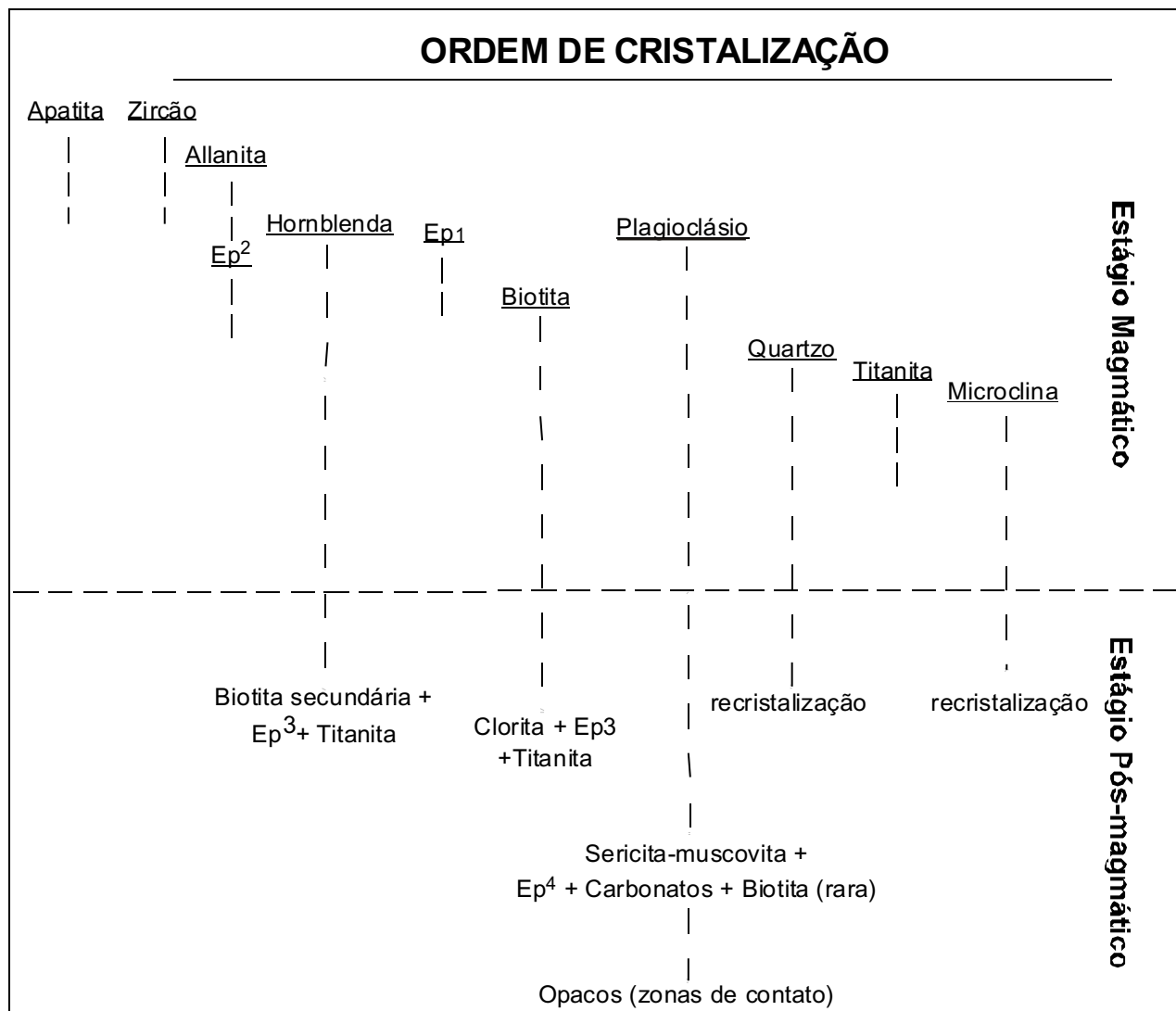


Figura 3.14 - Ordem de cristalização para o granodiorito dominante no Granodiorito Rio Maria.

mórfico, e sua cristalização deve ser imediatamente anterior à da biotita, devido às suas relações com esta mica, enquanto o Ep^2 , que manteve cristais de allanita, cristaliza após esta e deve estar relacionado ao mesmo estágio de cristalização do Ep^1 .

A definição da ordem relativa de cristalização entre plagioclásio e biotita primária é deduzida de modo indireto, levando-se em conta que, os cristais de plagioclásio são geralmente idiomórficos a hipidiomórficos e não apresentam inclusões de biotita primária, o que leva a crer que o plagioclásio foi mais precoce que a mica. O quartzo iniciou sua cristalização após a biotita e antes dos cristais mais desenvolvidos de titanita, provavelmente magmáticos, por terem sido encontradas inclusões de quartzo na titanita. A cristalização dos cristais finos de titanita é certamente tardia, pois estes apresentam-se sempre englobados por minerais afetados por transformações pós-magmáticas.

A microclina exibe formas menos idiomórficas em relação às outras fases e engloba inclusões de minerais que cristalizaram precocemente, indicando que este foi o mineral félsico que principiou sua cristalização mais tardiamente durante a evolução destas rochas.

Torna-se claro, então, que na fase magmática de alta temperatura a evolução do líquido foi comandada pela cristalização de minerais acessórios e hornblenda, acompanhados muito provavelmente ou pelo menos parte desse intervalo pelo plagioclásio, que é o principal constituinte destas rochas.

A transformação pós-magmática mais marcante em todas as variedades é a saussuritização do plagioclásio, sendo formados sericita, epidoto (Ep^4) e, subordinadamente, carbonatos. A biotita, quando desestabilizada, gera clorita e, subordinadamente, epidoto (Ep^3) e titanita, enquanto que a hornblenda é substituída parcial a totalmente por biotita, epidoto (Ep^3) e titanita.

Apesar dos qz-dioritos e qz-monzodioritos possuírem mineralogia primária e transformações pós-magmáticas bastante similares àquelas do granodiorito, eles apresentam algumas particularidades em sua história de cristalização. Acredita-se que o intervalo de cristalização de fases como hornblenda, plagioclásio, biotita e epidoto, é maior nos QzD e QzMzD que no GDrm. Além disto, a cristalização do quartzo e microclina seria mais tardia nos QzD e QzMzD, pois nessas rochas esses minerais apresentam quase sempre hábito intersticial, indicando seu caráter tardio e espaço limitado para crescimento.

É importante destacar, também, a intensidade e penetratividade do processo de saussuritização do plagioclásio, o qual pode estar ligado a transformações pós-magmáticas ou a um possível evento de metamorfismo regional que teria afetado as rochas arqueanas do TGGRM (Medeiros 1987, Souza 1994, Althoff 1996, Leite 2001). A hipótese de a saussuritização e reequilíbrio do plagioclásio e outras transformações serem devidas a metamorfismo de baixo grau, ocorrido na região, merece consideração, porém, mesmo as rochas do GDrm que apresentam-se isotrópicas mostram saussuritização do plagioclásio e transformações em biotita e hornblenda, levando a pensar que não há uma ligação direta entre tais transformações em sua mineralogia magmática e os processos deformacionais atuantes na região. Isso implica admitir que se houve um processo de metamorfismo regional, ele seria essencialmente devido a efeitos de temperatura e fluidos ricos em H₂O. Outra hipótese seria associar tais transformações a processos hidrotermais que teriam afetado o granodiorito e rochas associadas em condições subsolidus (Souza 1994).

A ampla distribuição do processo de saussuritização poderia depor contra a hipótese de que transformações pós-magmáticas possam tê-lo causado, pois no caso das rochas do GDrm e máficas associadas, implicaria que as mesmas atuaram de forma penetrativa e intensa, o que não é comum. Porém, ressalta-se que a assembléia mineralógica magmática das rochas em questão é caracterizada pela presença marcante de fases hidratadas (anfibólio, biotita, epidoto), e as transformações pós-magmáticas que afetaram plagioclásio, hornblenda e biotita, mostram como produtos fases também hidratadas (sericita, epidoto, biotita, clorita). Portanto, as transformações tardi a pós-magmáticas sofridas principalmente por plagioclásio (saussuritização), hornblenda (biotita±titanita±epidoto) e biotita (clorita±titanita±epidoto), podem estar relacionadas a um elevado conteúdo de fluidos sobretudo de H₂O, no magma gerador das rochas em questão. Ao final da cristalização das diferentes fácies, tais fluidos tenderiam a reagir com as fases primárias desestabilizando-as e formando as paragêneses hidrotermais secundárias. Essa parece no momento, a hipótese mais visível para explicar as transformações intensas presentes no GDrm.

3.4.1.1 – Efeitos deformacionais

Em escala de afloramento, a deformação imposta a rochas do GDrm é caracterizada pela presença de uma foliação com direção preferencial WNW-ESE, que varia desde fraca a marcante,

sendo no último caso notada uma forte orientação dos minerais ferro-magnesianos, principalmente. Importante ressaltar a presença marcante de enclaves máficos que se alinham ou não à direção da foliação vista no GDrm.

Algumas importantes consequências dessa deformação podem ser vistas em termos microscópicos, como os microfraturamentos em cristais de quartzo, feldspato potássico, biotita e, menos comumente, plagioclásio. Pode-se observar, ainda, a formação de “kinks” em biotita primária e nos locais de deformação mais forte tem-se uma maior recristalização de cristais de quartzo. O plagioclásio e anfibólio foram razoavelmente preservados durante a deformação, mantendo seus aspectos ígneos, sendo que o anfibólio mostra-se ainda mais resistente à deformação que o plagioclásio.

3.4.2 – Enclaves Máficos

Os enclaves máficos que ocorrem em rochas do GDrm, apresentam características mineralógicas e texturais muito similares àquelas descritas para rochas do próprio GDrm e dos QzD e QzMzD. Porém, estas semelhanças podem ser resultado de um processo mimético que, segundo Didier & Barbarin (1991), dá-se tipicamente em enclaves que tendem a apresentar mineralogia similar a de sua rocha hospedeira. Um aspecto petrográfico importante dos enclaves são seus variáveis graus de interação com o GDrm. Em situações de maior interação os enclaves chegam a assimilar em sua mineralogia cristais de feldspato potássicos e, por vezes, quartzo, provindos do magma granodiorítico (GDrm).

3.4.3 – Rochas Acamadadas

Alguns processos podem separar cristais do líquido em um magma parcialmente cristalizado. Dentre eles é importante destacar a separação gravimétrica que é o principal processo de formação de rochas cumuláticas. As rochas cumuláticas são geradas essencialmente pela acumulação gravitacional de minerais e se caracterizam por texturas típicas, formadas pela justaposição irregular dos cristais acumulados (fração cumulus) e cujos interstícios são preenchidos por minerais resultantes da cristalização de pequenas frações de líquido magmático intersticial (fração intercumulus) aprisionado entre os cristais cumuláticos (Wager et al. 1960, Wager 1963, Wager & Brown 1967).

Com base nessa concepção, a história de cristalização das rochas cumuláticas associadas ao GDr_m, é fundamentalmente baseada nas formações das porções cumulus e intercumulus. Um primeiro processo seria a acumulação dos cristais idiomórficos, subordinadamente hipidiomórficos, de anfibólio. Estes, são formados, em geral, por uma parte central com composição de hornblenda, a qual deve corresponder aos cristais gerados por acumulação, e as bordas dos cristais, provavelmente de composição actinolítica, as quais devem ter resultado da reação do cristal já formado de hornblenda com o líquido intercumulus, ou com soluções hidrotermais.

Após a formação dos cristais da porção cúmulus, ocorre o aprisionamento do líquido magmático nos interstícios destes (intercumulus) e sua posterior cristalização. A mineralogia e transformações minerais da porção intercumulus são bastante similares às das demais rochas estudadas, variando apenas as proporções dos diferentes minerais e destacando-se a ausência de feldspato potássico, mostrando o caráter mais precoce dos líquidos formadores dessas rochas.

É de fundamental importância ressaltar a presença de anfibólio nos cumulados o que mostra a formação muito precoce deste mineral mesmo nos líquidos mais máficos. Através de estudos de petrologia experimental Naney & Swanson (1983), Naney (1983), Wyllie (1984), Dall'Agnol et al. (1999c), Klim et al. (2003) destacam que a presença de anfibólio como principal fase máfica nos termos mais precoces de um magma granítico é indicativa de elevados teores de H₂O no magma original.

A similaridade entre a mineralogia e transformações pós-magmáticas descritas nas rochas estudadas é forte indício de uma possível ligação cogenética entre elas. Tal ponto será aprofundado na discussão das características geoquímicas mais adiante.

3.5 – CONSIDERAÇÕES SOBRE A CRISTALIZAÇÃO DO GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS MÁFICAS ASSOCIADAS

As similaridades texturais e mineralógicas apresentadas até aqui, entre as rochas do Granodiorito Rio Maria, quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos, rochas acamadadas e enclaves máficos, são indícios de que estas sejam cogenéticas. As relações de campo, bem como os aspectos texturais destas rochas permitem visualizar três grupos distintos de rochas cujas evoluções magmáticas refletem diferentes condições de cristalização e/ou de natureza de seus

magmas. O primeiro grupo é representado pelas rochas acamadadas ou cumuláticas, onde inicialmente ocorre o acúmulo de cristais de anfibólio (cumulus), provavelmente por separação gravimétrica destes cristais a partir de um líquido de natureza não definida (QzD?) e, posteriormente, a cristalização de parte do líquido magmático nos interstícios desses cristais (intercumulus). Após a cristalização da porção intercumulus deve ter ocorrido a reação das bordas dos cristais de hornblenda com o líquido aprisionado, ou com soluções hidrotermais transformando-as em actinolita.

O início da cristalização do GDrm é marcado pela formação dos cristais finos dos minerais acessórios (apatita, zircão e allanita), médios a finos de varietais (hornblenda, biotita e epidoto) e essenciais (plagioclásio, microclina e quartzo), os quais se sucedem na cristalização desde os mais precoces aos mais tardios (Figura 3.14). A cristalização gradual de cada fase mineral presente nessas rochas reflete uma diminuição regular e lenta da temperatura, que pode ser exemplificada pelos núcleos mais cálcicos dos cristais de plagioclásio. O desenvolvimento dos cristais e principalmente suas formas, em geral, idiomórficas, sugerem que os mesmos cristalizaram em estabilidade. Porém, esta estabilidade não é compartilhada pelos cristais de epidoto magmático do tipo Ep^1 , que mostram, na maioria das vezes, estarem em equilíbrio com a biotita e em desequilíbrio com as demais fases.

Os QzD e QzMzD apresentam mineralogia próxima à do GDrm porém, tem suas peculiaridades devido ao caráter mais máfico do líquido, refletindo talvez um maior grau de fusão da fonte admitindo-se que seria a mesma do GDrm, e ao término da cristalização ter ocorrido a temperaturas mais elevadas. Essas condições favoreceriam a cristalização principalmente de hornblenda, biotita e plagioclásio e limitariam aos espaços intersticiais, o quartzo e a microclina.

A cristalização de epidoto magmático (tipos Ep^1 e Ep^2) nessas rochas sugere uma considerável hidratação do magma, uma vez que a preservação dos cristais de epidoto magmático é função não só da temperatura e fO_2 , mas também do conteúdo de água do magma (Whitney 1975, Johnston & Wyllie 1988, Schmidt & Thompson 1996). O conteúdo elevado de água nos magmas formadores dessas rochas é evidenciado pela presença da hornblenda como fase magmática precoce, que segundo diversos trabalhos experimentais (Naney & Swanson 1983, Wyllie et al. 1984, Dall'Agnol et al. 1999c, Klim et al. 2003) necessita de teores apreciáveis de

H₂O para cristalizar.

Todos os três grupos de rochas foram afetados por intensas transformações pós-magmáticas que estão diretamente ligadas à ação de fluídos ricos em H₂O e conduziram à formação de minerais secundários (epidoto tipos Ep³ e Ep⁴, biotita secundária, sericita, carbonato, clorita, entre outros).

Outros indícios de cogeneticidade dessas rochas são apresentados no Capítulo 4 – Geoquímica.

4 – GEOQUÍMICA

4.1 – INTRODUÇÃO

As análises químicas foram realizadas em amostras selecionadas com base fundamentalmente no estudo petrográfico, levando-se em conta, também, a distribuição espacial das amostras na área mapeada e a representatividade das diversas rochas estudadas neste trabalho: Granodiorito Rio Maria, rochas máficas associadas, incluindo as acamadadas, e enclaves máficos contidos no GDrm. Foram realizadas 21 análises em rocha total para elementos maiores, menores e traço no Laboratório Acme-Lab, por fluorescência de raios-X, exceto para os elementos terras raras analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*). As dosagens de FeO foram feitas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA. Os métodos analíticos empregados são discutidos em maior detalhe no item referente à metodologia (Capítulo 1, item 1.8.4).

Os resultados das análises químicas de rocha total em amostras dos diversos tipos de rochas estudados estão listados na tabela 4.1, segundo valores crescentes de sílica dentro de cada subgrupo. Além das análises feitas neste trabalho, estão listadas também uma análise de rocha cumulática (coletada na área de trabalho) e uma de enclave máfico contido no GDrm (cr71 e 299, respectivamente), que foram estudadas por Medeiros (1987).

Os dados geoquímicos do granodiorito, rochas máficas e enclaves máficos serão discutidos em conjunto para que se possa ter, além da visão do comportamento geoquímico de cada grupo, uma análise das possíveis relações entre as diferentes rochas analisadas. Vale ainda ressaltar que os dados serão apresentados dessa forma por ser a busca do entendimento da relação entre estas rochas um dos objetivos principais do presente trabalho.

4.2 – ELEMENTOS MAIORES E MENORES

As amostras do granodiorito e rochas intermediárias (quartzo-diorito e quartzo-monzodiorito) não foram divididas em fácies por não terem sido observadas particularidades destas quando do tratamento dos dados geoquímicos. Tanto as amostras de granodiorito (62,52 a 66,49%), quanto as de QzMD (58,47 a 63,61%) apresentaram uma variação restrita dos teores de sílica (Tabela 4.1). Os teores de sílica dos dois grupos de rochas se superpõem, sugerindo a princípio uma transição gradual entre ambos. Porém os dados geoquímicos discutidos adiante não

Tabela 4.1 – Composições químicas do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas e intermediárias associadas. (continua)

	Granodiorito Rio Maria (GDrM)								Média	Oz-Dioritos e Oz-Monzodioritos (OzMD)						Média
	MFR-114 (A)	MFR-27 (A)	MFR-111 (C)	MFR-29 (C)	ADR-3A (A)	MFR-112 (A)	MFR-91A (B)	MFR-80A (A)		MFR-100D (A)	ADR-7 (E)	ADR-4A (D)	ADR-4B (D)	ADR-5 (E)	MFR-102 (D)	
SiO ₂	62,52	63,23	63,66	63,66	63,90	64,58	64,72	66,49	64,10	63,29	63,61	58,47	60,51	61,75	62,15	61,63
TiO ₂	0,46	0,49	0,42	0,45	0,43	0,42	0,39	0,33	0,42	0,38	0,37	0,47	0,44	0,43	0,39	0,41
Al ₂ O ₃	15,23	14,82	14,87	14,84	14,82	14,65	14,98	14,55	14,85	14,97	14,94	14,02	14,03	13,96	14,50	14,40
Fe ₂ O ₃	2,91	2,80	2,81	3,00	2,91	2,86	2,71	2,27	2,78	2,51	3,12	2,46	2,37	2,89	2,34	2,62
FeO	1,97	1,89	1,64	1,48	1,65	1,47	1,49	1,32	1,61	1,96	1,41	3,94	3,43	2,44	2,56	2,62
MnO	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07
MgO	2,61	2,49	2,31	2,31	2,39	2,28	2,06	1,85	2,29	2,89	2,86	5,81	5,37	4,62	4,11	4,28
CaO	4,40	4,36	3,99	4,17	4,02	3,77	4,08	3,02	3,98	4,18	4,03	5,88	4,73	4,84	4,65	4,72
Na ₂ O	4,30	4,21	4,19	4,09	4,05	4,04	4,29	4,13	4,16	4,36	4,40	3,77	4,04	3,98	4,21	4,13
K ₂ O	2,93	3,01	3,32	3,22	3,21	3,44	2,98	3,75	3,23	2,57	2,66	2,21	2,16	2,31	2,24	2,36
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,12	0,14	0,15	0,15	0,13	0,17	0,18	0,16	0,14	0,16
PF	1,60	1,80	1,90	1,90	1,80	1,50	1,50	1,40	1,68	2,00	1,80	1,90	1,90	1,90	2,00	1,92
Total	99,17	99,31	99,32	99,32	99,38	99,22	99,38	99,30	99,30	99,32	99,39	99,19	99,25	99,35	99,36	99,31
Ba	1139	1175	1052	1022	1098	1064	1044	1089	1085	1008	1090	812	701	847	830	881
Sr	692	661	615	611	576	567	632	512	608	872	905	745	618	724	828	782
Rb	98	103	113	112	109	122	101	116	109	87	82	73	72	72	74	77
Zr	113	126	103	131	109	110	113	122	116	95	103	94	94	101	94	97
Y	16	13	11	15	11	12	17	12	13	10	12	11	10	11	10	11
Nb	8	9	8	8	7	11	9	10	9	6	7	6	5	6	5	6
Ga	20	20	19	20	20	19	20	19	20	20	20	18	18	19	20	19
Th	7	7	7	8	5	11	8	12	8	6	5	3	2	5	5	4
Ni	31	29	28	29	31	29	26	25	29	43	57	79	89	81	72	70
Cr	48	68	55	96	68	55	41	55	61	130	144	308	253	274	219	221
La	37,30	36,90	33,70	34,30	20,00	40,70	53,50	48,00	38,05	42,20	33,80	23,70	23,30	25,10	25,20	28,88
Ce	72,80	71,90	64,10	64,10	45,70	70,80	72,20	64,20	65,73	68,30	58,60	51,10	50,30	51,40	47,60	54,55
Pr	7,19	7,57	6,32	6,53	6,53	7,04	8,51	6,81	6,86	7,37	7,35	5,35	5,35	5,30	5,35	6,01
Nd	27,20	27,80	22,90	24,70	21,70	25,60	31,60	23,90	25,68	26,10	29,20	21,40	21,40	19,30	20,80	23,03
Sm	4,40	4,90	3,70	4,30	3,70	3,90	4,50	3,40	4,10	4,10	4,30	3,60	3,40	3,30	3,60	3,72
Eu	1,25	1,35	1,06	1,14	1,05	1,07	1,30	0,95	1,15	1,05	1,23	1,02	0,95	0,98	0,99	1,04
Gd	3,47	3,56	2,90	3,20	2,63	2,71	3,37	2,43	3,03	2,82	3,19	2,78	2,49	2,58	2,42	2,71
Tb	0,56	0,53	0,42	0,47	0,41	0,40	0,52	0,36	0,46	0,35	0,48	0,45	0,37	0,37	0,40	0,40
Dy	2,41	2,19	1,92	2,19	1,86	1,90	2,31	1,56	2,04	1,67	2,20	2,25	1,84	1,98	1,75	1,95
Ho	0,48	0,42	0,34	0,42	0,41	0,40	0,49	0,32	0,41	0,31	0,42	0,38	0,34	0,33	0,34	0,35
Er	1,30	1,15	0,92	1,19	1,02	0,92	1,25	0,81	1,07	0,78	1,13	1,03	0,97	0,88	0,95	0,96
Tm	0,14	0,17	0,11	0,17	0,10	0,23	0,17	0,12	0,15	0,11	0,13	0,13	0,10	0,10	0,10	0,11
Yb	1,00	1,06	0,92	1,09	0,87	0,83	0,99	0,73	0,94	0,69	1,00	0,93	0,83	0,81	0,90	0,86
Lu	0,16	0,16	0,11	0,15	0,14	0,15	0,15	0,13	0,14	0,12	0,15	0,15	0,14	0,12	0,13	0,14
ΣETRL	148,89	149,07	130,72	133,93	96,04	148,04	170,31	146,31	140,41	148,07	133,25	105,15	103,75	104,40	102,55	116,20
(La/Yb) _n	25,18	23,50	24,72	21,24	15,52	33,10	36,48	44,38	28,02	41,28	22,81	17,20	18,95	20,92	18,90	23,34
(La/Sm) _n	5,34	4,74	5,73	5,02	3,40	6,57	7,49	8,89	5,90	6,48	4,95	4,14	4,31	4,79	4,41	4,85
(Dy/Yb) _n	1,57	1,34	1,36	1,31	1,39	1,49	1,52	1,39	1,42	1,57	1,43	1,57	1,44	1,59	1,26	1,48
Eu/Eu*	0,98	0,99	0,99	0,94	1,03	1,01	1,02	1,01	1,00	0,94	1,02	0,99	1,00	1,03	1,03	1,00
Rb/Sr	0,14	0,16	0,18	0,18	0,19	0,22	0,16	0,23	0,18	0,10	0,09	0,10	0,12	0,10	0,09	0,10
Sr/Ba	0,61	0,56	0,58	0,60	0,53	0,53	0,61	0,47	0,56	0,86	0,83	0,92	0,88	0,85	1,00	0,89
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,48	1,48	1,71	2,02	1,76	1,94	1,82	1,72	1,74	1,28	2,21	0,62	0,69	1,18	0,91	1,15
K ₂ O/	0,68	0,71	0,79	0,79	0,79	0,85	0,69	0,91	0,78	0,59	0,60	0,59	0,53	0,58	0,53	0,57
#Mg	0,50	0,50	0,50	0,49	0,49	0,50	0,48	0,49	0,49	0,55	0,54	0,62	0,63	0,62	0,61	0,60

#Mg=%MgOmol/(%MgOmol+%FeOmol); A = Epidoto-biotita-hornblenda-granodiorito; B = Epidoto-hornblenda-biotita-granodiorito; C = Epidoto-biotita-hornblenda-monzogranito; D = Epidoto-biotita-hornblenda-quartzo-diorito; E = Epidoto-biotita-hornblenda-quartzo-monzodiorito; ΣETRL = Somatórias dos Elementos Terras Raras Leves (La+Ce+Pr+Nd+Sm).

Tabela 4.1 – (Continuação) Composições químicas do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas e intermediárias associadas. (conclusão)

	Rochas Acamadadas						Média	Enclaves Máficos			Média
	MFR-07D (m)	MFR-07B (F)	MFR-12B (F)	Cr-71 (I)	MFR-12A (m)	ADR-1 (G)		MFR-27C (m)	299 (I)	ADR-2 (m)	
SiO ₂	50,14	50,92	52,60	52,60	53,41	54,04	52,29	50,51	53,03	54,98	52,84
TiO ₂	0,97	0,73	0,56	0,70	0,78	0,63	0,73	0,88	0,72	0,61	0,74
Al ₂ O ₃	13,08	12,11	10,91	13,21	14,76	13,02	12,85	16,19	13,56	14,34	14,70
Fe ₂ O ₃	3,63	4,16	3,28	11,89	4,07	3,41	3,71	5,06	10,49	3,59	4,33
FeO	7,08	5,96	5,96	-	4,83	3,41	5,82	4,46	-	4,14	4,30
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,13	0,14	0,13	0,18	0,14	0,15
MgO	8,48	9,94	10,51	9,17	5,98	7,37	8,58	5,65	8,39	5,82	6,62
CaO	8,81	8,21	9,30	8,55	7,88	8,15	8,48	7,61	7,79	6,73	7,38
Na ₂ O	2,60	2,49	2,06	2,36	2,99	2,86	2,56	4,06	2,87	3,86	3,60
K ₂ O	1,72	2,04	1,03	1,94	2,00	1,74	1,75	2,33	2,32	3,07	2,57
P ₂ O ₅	0,17	0,22	0,15	0,24	0,23	0,17	0,20	0,45	0,25	0,27	0,32
PF	2,00	2,10	2,50	-	2,10	2,30	1,83	1,90	-	1,60	1,17
Total	98,83	99,03	99,01	100,81	99,16	99,10	99,32	99,23	99,60	99,15	99,33
Ba	608	511	442	-	711	527	556	344	1145	876	788
Sr	494	477	335	422	604	507	473	800	445	463	569
Rb	77	118	39	115	84	80	85	140	98	94	111
Zr	87	97	81	116	99	92	95	165	129	105	133
Y	23	17	17	15	19	17	18	23	24	23	23
Nb	5	5	4	5	5	5	5	7	11	11	10
Ga	18	17	14	-	20	17	17	25	-	20	22
Th	6	8	6	-	6	6	6	1	-	5	3
Ni	82	105	61	-	57	80	77	46	-	47	47
Cr	212	253	417	-	171	239	216	103	-	281	128
La	31,80	33,00	24,30	-	27,60	25,40	28,42	28,50	-	29,00	28,75
Ce	67,20	62,80	43,70	-	53,90	55,20	56,56	77,10	-	72,10	74,60
Pr	6,97	6,47	5,28	-	6,54	5,69	6,19	10,11	-	9,42	9,77
Nd	28,90	25,10	20,90	-	27,10	24,50	25,30	44,00	-	40,40	42,20
Sm	6,10	4,80	4,10	-	5,30	4,50	4,96	8,60	-	7,50	8,05
Eu	1,69	1,29	1,14	-	1,59	1,33	1,41	1,73	-	1,52	1,63
Gd	5,06	4,04	3,59	-	4,74	3,64	4,21	5,71	-	5,80	5,76
Tb	0,82	0,60	0,51	-	0,72	0,58	0,65	0,86	-	0,98	0,92
Dy	3,90	2,82	2,79	-	3,37	2,89	3,15	4,35	-	4,00	4,18
Ho	0,77	0,54	0,53	-	0,69	0,60	0,63	0,78	-	0,74	0,76
Er	2,14	1,51	1,52	-	1,82	1,68	1,73	2,05	-	2,04	2,05
Tm	0,33	0,23	0,24	-	0,26	0,19	0,25	0,29	-	0,27	0,28
Yb	1,80	1,55	1,36	-	1,48	1,41	1,52	1,70	-	1,73	1,72
Lu	0,30	0,22	0,20	-	0,25	0,23	0,24	0,25	-	0,29	0,27
ΣETRL	140,97	132,17	98,28	-	120,44	115,29	121,43	168,31	-	158,42	163,37
(La/Yb) _n	11,92	14,37	12,06	-	12,59	12,16	12,62	11,32	-	11,31	11,32
(La/Sm) _n	3,28	4,33	3,73	-	3,28	3,55	3,63	2,09	-	2,43	2,26
(Dy/Yb) _n	1,41	1,18	1,33	-	1,48	1,33	1,35	1,66	-	1,50	1,58
Eu/Eu*	0,93	0,90	0,91	-	0,97	1,00	0,94	0,75	-	0,70	0,73
Rb/Sr	0,16	0,25	0,12	0,27	0,14	0,16	0,18	0,17	0,22	0,20	0,20
Sr/Ba	0,81	0,93	0,76	-	0,85	0,96	0,86	2,32	0,39	0,53	1,08
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,51	0,70	0,55	-	0,84	0,65	0,65	1,14	-	0,87	1,00
K ₂ O/Na ₂ O	0,66	0,82	0,50	0,82	0,67	0,61	0,68	0,57	0,81	0,80	0,73
#Mg	0,59	0,64	0,67	0,60	0,55	0,61	0,61	0,55	0,61	0,58	0,58

#Mg=%MgO_{mol}/(%MgO_{mol}+%FeO_{mol}); I = Fonte: Medeiros (1987); F = Rocha acamadada inequigranular grossa; G = Rocha acamadada inequigranular média a grossa; H = Rocha acamadada equigranular média; I = Epidoto-biotita-hornblenda-monzodiorito; J = Epidoto-biotita-hornblenda-diorito; ΣETRL = Somatórias dos Elementos Terras Raras Leves

fortalecem essa hipótese.

Granodioritos e QzMD apresentam teores relativamente baixos de Al_2O_3 (médias respectivamente de 14,86 e 14,40%), bem inferiores aos das séries cálcico alcalinas (Irvine & Baragar 1971, Ringwood 1975, Wilson 1989). Seus conteúdos de MgO são elevados, embora nitidamente inferiores no granodiorito (2,29%), em relação ao QzMD (4,28%). Os teores de CaO e Na_2O são elevados em ambas as rochas (>4% em média) e os de K_2O moderados no granodiorito (3,23%) e baixos no QzMD (2,36%). TiO_2 e P_2O_5 médios são muito similares no granodiorito e QzMD, porém os granodioritos são comparativamente mais ricos em TiO_2 . O GDrM e os QzMD mostram tipicamente valores mais altos dos óxidos contidos em minerais ferromagnesianos ($5,77\% < Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 < 12,68\%$) e mais baixos de Al_2O_3 , o qual varia muito pouco ($13,96\% < Al_2O_3 < 15,23\%$) em relação à sílica, quando comparados com os granitóides TTGs arqueanos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Althoff 1996, Leite 2001).

Os altos valores de MgO, resultam em valores de #Mg ($MgO / (MgO + FeO)_{mol}$) elevados ($0,48 < \#Mg < 0,63$), quando comparados aos de granitóides cálcico-alcalinos arqueanos. Em diagramas de Harker (Figura 4.1), nota-se que há um decréscimo marcante nos teores de $Fe_2O_3 + FeO$, MgO e CaO com o incremento de SiO_2 de amostras de QzMD para as do granodiorito tendendo a formar um *trend* das amostras mais máficas para as granodioríticas, exceto em relação ao MgO que revela uma marcante descontinuidade entre os dois conjuntos (Figura 4.1e). Isso é confirmado no diagrama #Mg *versus* sílica (Figura 4.2) que mostra uma abrupta queda dos valores de #Mg de amostras do QzMD para as do granodiorito. Pode-se observar ainda a existência de duas amostras (ADR-7 e MFR-100D) com valores de #Mg intermediários entre aqueles dominantes nas amostras de QzMD e granodiorito. Essas duas amostras foram coletadas no domínio dos QzMD a noroeste da área, e a norte do contato com o corpo Bannach. Elas revelam nos diferentes diagramas (Figuras 4.1 e 4.2) e na Tabela 4.1 notável similaridade geoquímica com os QzMD, sugerindo que sua origem seja similar a dos mesmos.

Contrariamente a correlação negativa observada entre os elementos citados acima e a sílica, nota-se que nos QzMD há um aumento discreto de Al_2O_3 com o aumento de SiO_2 ao passo que no GDrM o Al_2O_3 se mantém estável. Paralelamente ao crescimento de SiO_2 os teores de K_2O

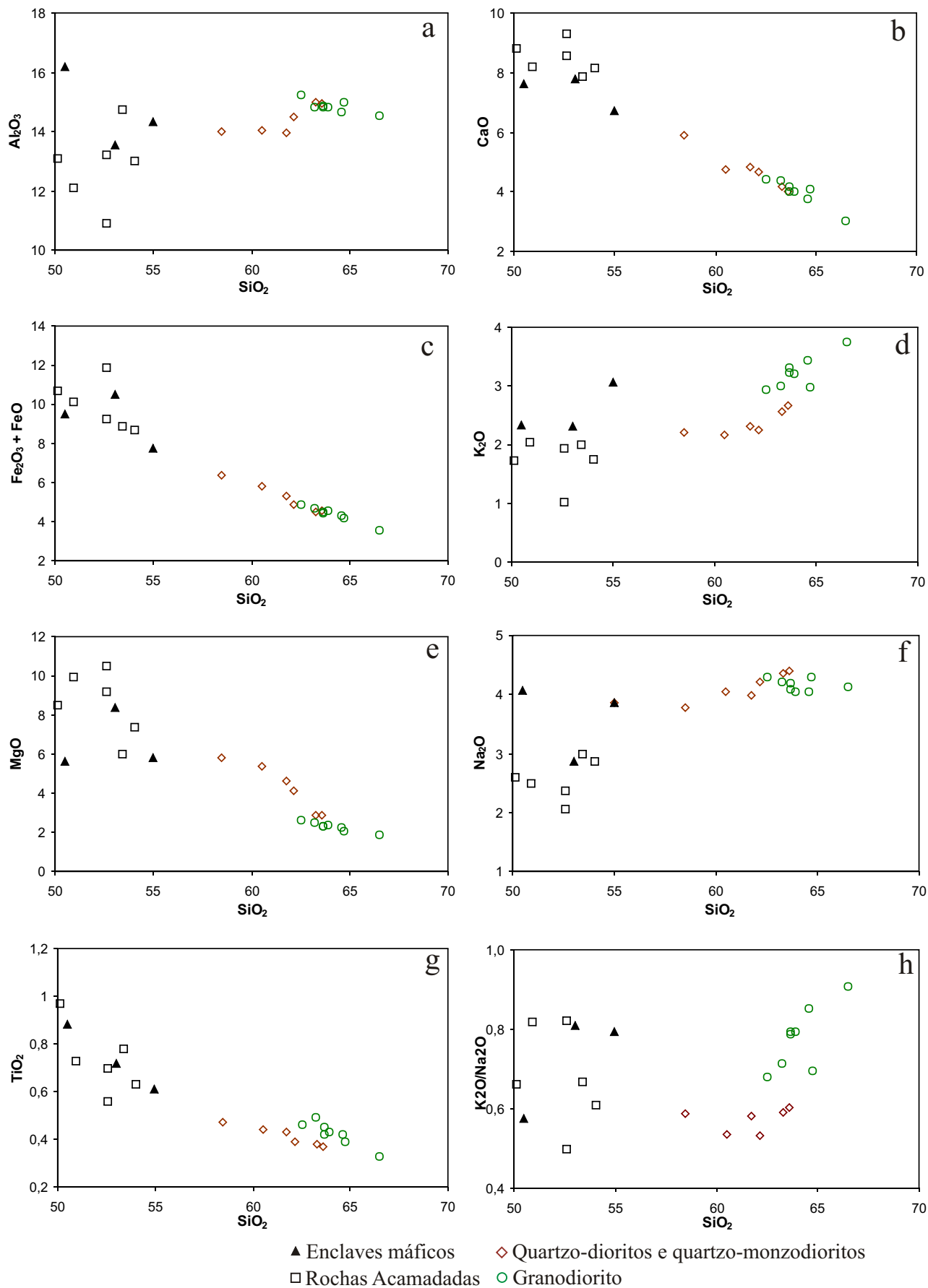


Figura 4.1 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras de granodiorito, rochas máficas associadas e enclaves máficos. Óxidos em % em peso.

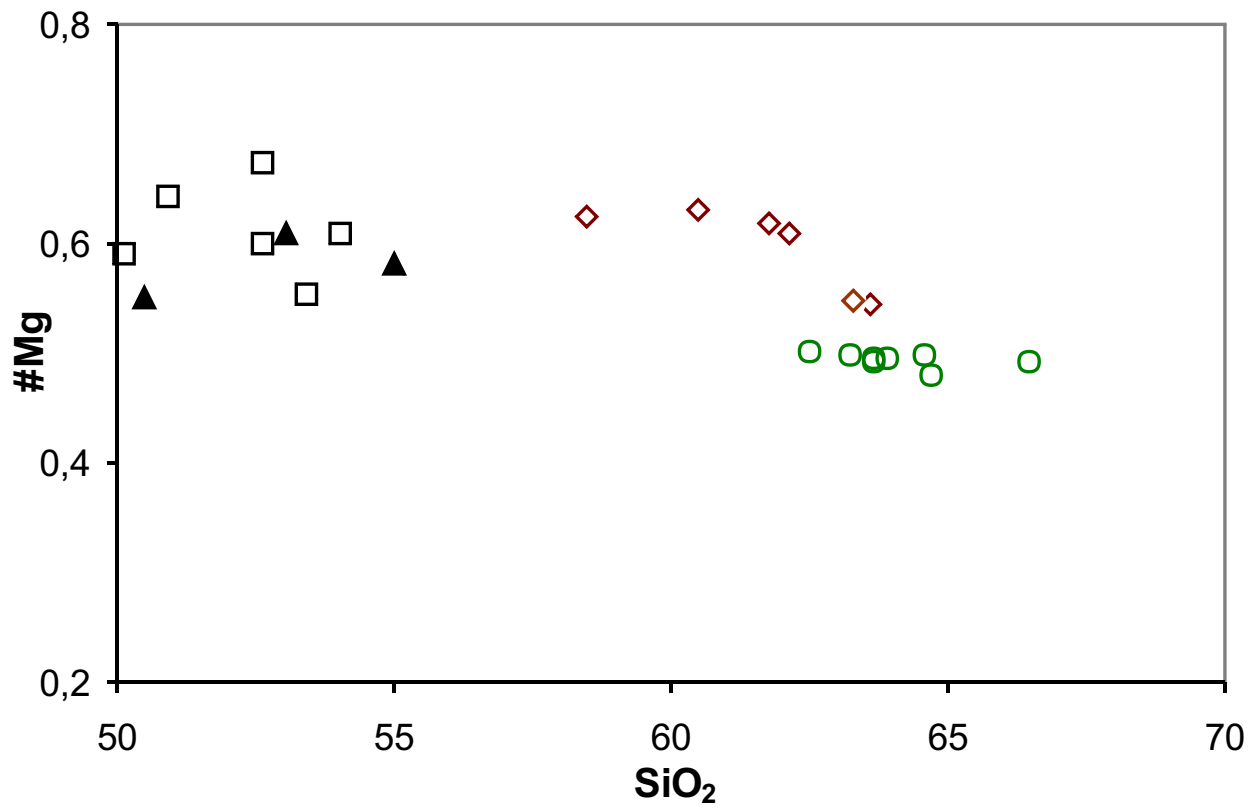


Figura 4.2 - Diagramas de Harker para os valores dos elementos traço #Mg [$MgO_{mol} / (MgO_{mol} + FeO_{t_{mol}})$] das amostras do granodiorito, rochas máficas associadas e enclaves máficos. Óxidos em % em peso. Símbolos como na Figura 4.1.

tendem a se manter estáveis nos QzMD enquanto crescem acentuadamente no granodiorito. Já os valores de Na_2O crescem nos QzMD e são estáveis no granodiorito. Com relação a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, com o aumento dos teores de SiO_2 há uma variação muito pequena nos QzMD, já nas rochas do GDrM há um acentuado aumento nos valores da razão.

Quando se observam os diagramas de Harker do conjunto de amostras estudadas (Figura 4.1), pode-se notar que: a) QzMD e GDrM não apresentam comportamento geoquímico compatível com o de rochas derivadas de um mesmo líquido magmático, indicando que se trata de rochas cogenéticas, mas não comagmáticas. b) Há uma descontinuidade nos conteúdos de sílica entre as rochas do granodiorito e QzMD e as rochas acamadadas e enclaves máficos. Isso indica diferentes processos de formação para os granodioritos e QzMD em relação às acamadadas e enclaves. A partir da análise do comportamento dos óxidos de elementos maiores pode-se deduzir que os enclaves mostram, a princípio, características muito mais próximas às das rochas acamadadas do que às dos QzMD e granodiorito.

As rochas acamadadas mostram teores de sílica entre 50,14% (fácies mais rica em cumulus) e 54,04% (fácies equigranular), que são bastante próximos aos dos enclaves (50,51% < SiO_2 < 54,98%). As rochas acamadadas apresentam valores de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, CaO e MgO , muito similares aos dos enclaves porém estas rochas não apresentam boas correlações entre os óxidos dos elementos maiores e o aumento dos conteúdos de sílica, muito provavelmente por se tratar de rochas formadas por processo de acúmulo de cristais e não por diferenciação. Os valores de #Mg variam em um mesmo intervalo nas rochas acamadadas e nos enclaves, embora as primeiras apresentem valor médio (0,61; Tabela 4.1), algo mais elevado que o dos enclaves (0,58). Os enclaves mostram comportamento de K_2O e Na_2O um tanto quanto distinto daquele das rochas acamadadas. Os teores de álcalis são mais elevados nos primeiros, o que pode ser explicado pela sua interação com o magma granodiorítico, conforme indícios de crescimento de cristais de microclina tardia no interior dos enclaves.

Quando se analisa o comportamento dos elementos maiores nos diagramas de Harker (Figura 4.1), nota-se que as rochas acamadadas, e por vezes os enclaves, apresentam valores que só ocasionalmente se alinham com um possível *trend* de diferenciação que culminaria nos QzMD ou granodioritos. Esse aspecto reforça a hipótese de que os processos de formação das rochas acamadadas e enclaves máficos são diferentes daqueles que geraram granodioritos e QzMD. Isso

não elimina a possibilidade de que as rochas acamadadas e enclaves sejam cogenéticas com granodioritos e/ou QzMD, mas torna altamente improvável a vinculação dos dois grandes grupos de rochas através de processos de cristalização fracionada, tendo as rochas máficas como líquido menos evoluído. As rochas acamadadas tendem a apresentar em relação aos QzMD enriquecimento relativo em CaO e TiO₂ e empobrecimento em Al₂O₃, K₂O e Na₂O. No entanto, seus valores de #Mg são da mesma ordem.

No diagrama de composições normativas Ab-An-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979) (Figura 4.3a) foram plotadas as amostras de granodioritos, QzMD, rochas acamadadas e enclaves máficos. A quase totalidade das amostras plota no campo correspondente aos granodioritos, sendo que somente uma amostra do GDrm plota no campo dos granitos. As amostras de rochas acamadadas e enclaves plotam na passagem dos campos de tonalitos e granodioritos e revelam acentuado enriquecimento em anortita. As amostras do GDrm e QzMD plotam no campo dos granodioritos (com exceção de uma amostra do GDrm), porém muito próximo aos limites com os campos granítico e trondhjemítico. Este fato deve-se, muito provavelmente, aos valores relativamente baixos de Al₂O₃ destas rochas, inferiores aos das séries cálcico-alcálicas típicas, que ocasionam uma diminuição do componente An-normativa. As amostras plotadas no diagrama mostram um *trend* de enriquecimento em Or-normativo dos QzMD para as rochas do GDrm.

No triângulo AFM (Figura 4.3b), as amostras do GDrm, QzMD, rochas acamadadas e enclaves, plotam no campo das séries cálcico-alcálicas, conforme definido por Irvine & Baragar (1971), mostrando um enriquecimento em álcalis (A) e empobrecimento em MgO e FeO_t dos enclaves e acamadadas para os QzMD e, por fim, granodioritos. No diagrama K-Na-Ca (Figura 4.3c), as amostras estudadas, alinham-se segundo o *trend* cálcico-alcálico (Nockolds & Allen 1953), apesar de plotarem à direita do mesmo. Este fato reflete, entre outras coisas, o enriquecimento em K₂O das amostras mais máficas (enclaves e acamadadas, QzMD) para as granodioríticas, que não é observado em séries que seguem o *trend* trondhjemítico. Os diagramas AFM e K-Na-Ca auxiliam na caracterização das rochas estudadas, porém como mencionado em outros trabalhos (Althoff 1996, Leite 2001), não são conclusivos quanto à sua afinidade com as

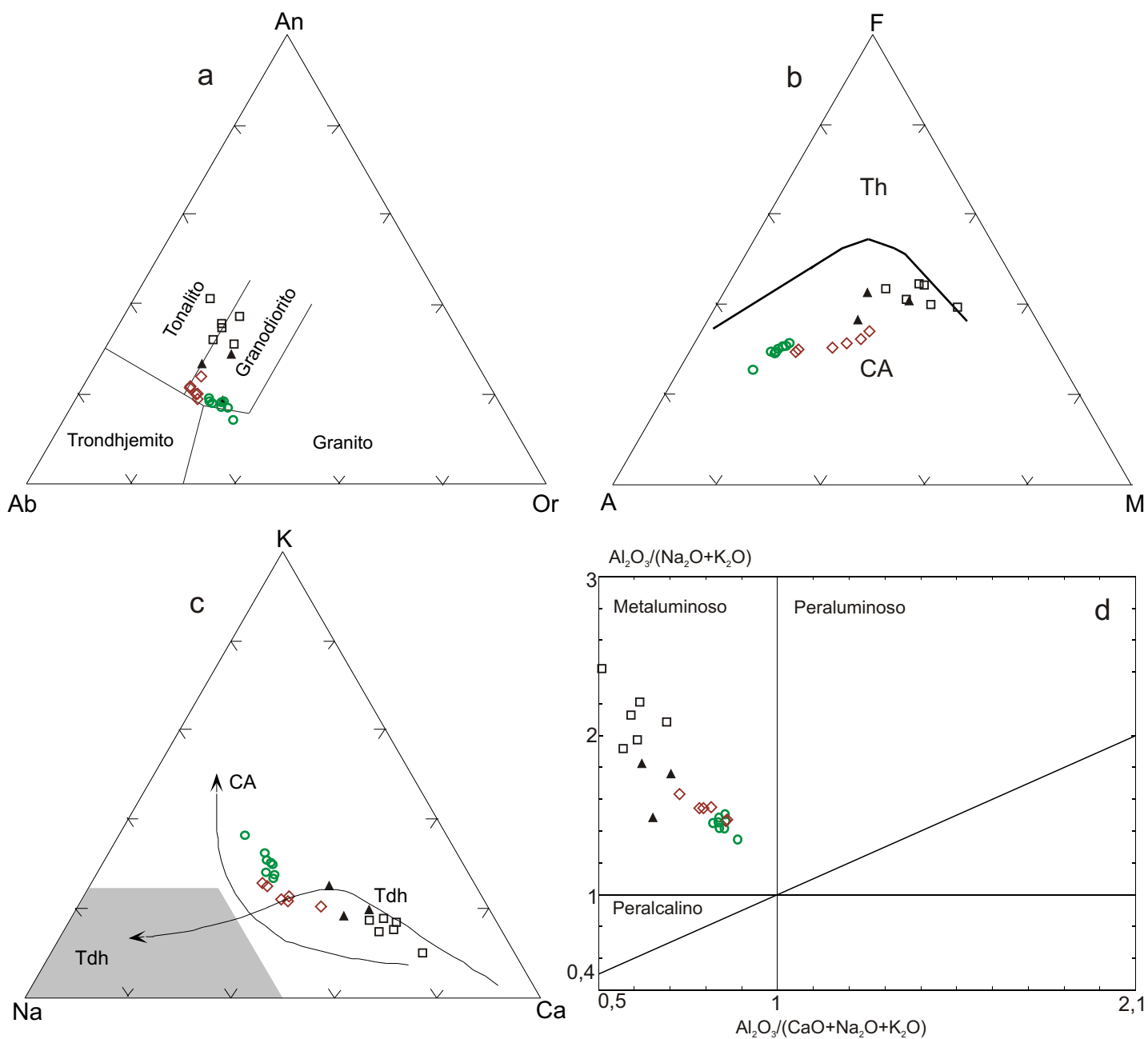


Figura 4.3 - Caracterização geoquímica do Granodiorito Rio Maria, rochas máficas e intermediárias associadas e enclaves máficos. (a) Diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor 1965, com campos de Barker 1979). O Granodiorito Rio Maria, rochas máficas e intermediárias associadas e Enclaves máficos concentram-se nos campos dos granodioritos, com variações para o campo dos tonalitos (Rochas acamadadas) e granitos (GDrm); (b) Diagrama AFM (A=Na₂O+ K₂O; F=FeO+0,9*Fe₂O₃; M=MgO) mostrando que as rochas estudadas incidem no campo cálcico-alcalino. Os campos são de Irvine & Baragar (1971). Th=toleítos, CA=cálcico-alcalino; (c) Diagrama K-Na-Ca mostrando que as rochas estudadas neste trabalho alinham-se ao *trend* cálcico-alcalino (CA) de Nokolds & Allen (1953); *trend* e campo Tdh segundo Barker & Arth (1976); (d) Diagrama Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)mol, mostrando o caráter metaluminoso do Granodiorito Rio Maria, Rochas Máficas Associadas e Enclaves máficos. Símbolos conforme a Figura 4.1.

séries cálcico-alcálicas típicas, ponto que será discutido mais adiante.

No diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)_{mol}$ (Figura 4.3d), baseado no índice de Shand, onde os óxidos são expressos em proporções moleculares, observa-se que todas as amostras do GDrM e RMI, posicionam-se francamente no campo metaluminoso.

4.3 – ELEMENTOS-TRAÇO

Os diagramas de Harker (Figura 4.4) para elementos-traço do granodiorito e quartzozodioritos e quartzo-dioritos (QzMD) mostram com muita clareza a separação geoquímica dos dois grandes conjuntos, já evidenciada nos elementos maiores, sendo um formado pelas amostras granodioríticas e o outro por amostras dos QzMD. Os diagramas que relacionam Rb-SiO₂, Sr-SiO₂, Rb/Sr-SiO₂ e Sr/Ba-SiO₂, individualizam claramente os dois grupos. Rb, Y, Zr e Yb (Figuras 4.4 a, c, d, e) variam muito pouco com o aumento do conteúdo de sílica nas amostras do grupo dos QzMD. Porém, no mesmo grupo, Sr e Ba (Figuras 4.4 b, f) mostram uma correlação positiva com a sílica comportando-se como elementos incompatíveis. De uma maneira geral, os elementos-traço analisados, com exceção do Ba e Sr, mostram um aumento pouco pronunciado nas amostras de QzMD.

Nos granodioritos, Y, Zr, e Ba (Figuras 4.4 c, e, f) não mostram um padrão regular com o incremento nos valores de sílica, revelando geralmente pouca variação em seus teores não definindo um comportamento compatível ou incompatível. O Rb comporta-se como elemento incompatível (Figura 4.4a) nos granodioritos com seus valores aumentando paralelamente a sílica, comportamento contrário ao do Sr que diminui seus teores com o incremento de SiO₂ (Figura 4.4b).

O Yb também apresenta um *trend* de decréscimo nas amostras granodioríticas, embora muito discreto, paralelo ao aumento de SiO₂ (Figura 4.4d), revelando um comportamento compatível. O Sr é um elemento que caracteriza muito bem a separação entre os granodioritos e os QzMD pois comporta-se de maneira diferente nos dois grupos, apresentando um *trend* de correlação positiva para os últimos e negativa para os primeiros, ou seja, cresce nas amostras de QzMD e decresce no GDrM com o aumento da sílica. A razão Sr/Ba varia muito pouco tanto nos granodioritos quanto nos QzMD, havendo, porém, um discreto *trend* de diminuição da razão nos granodioritos.

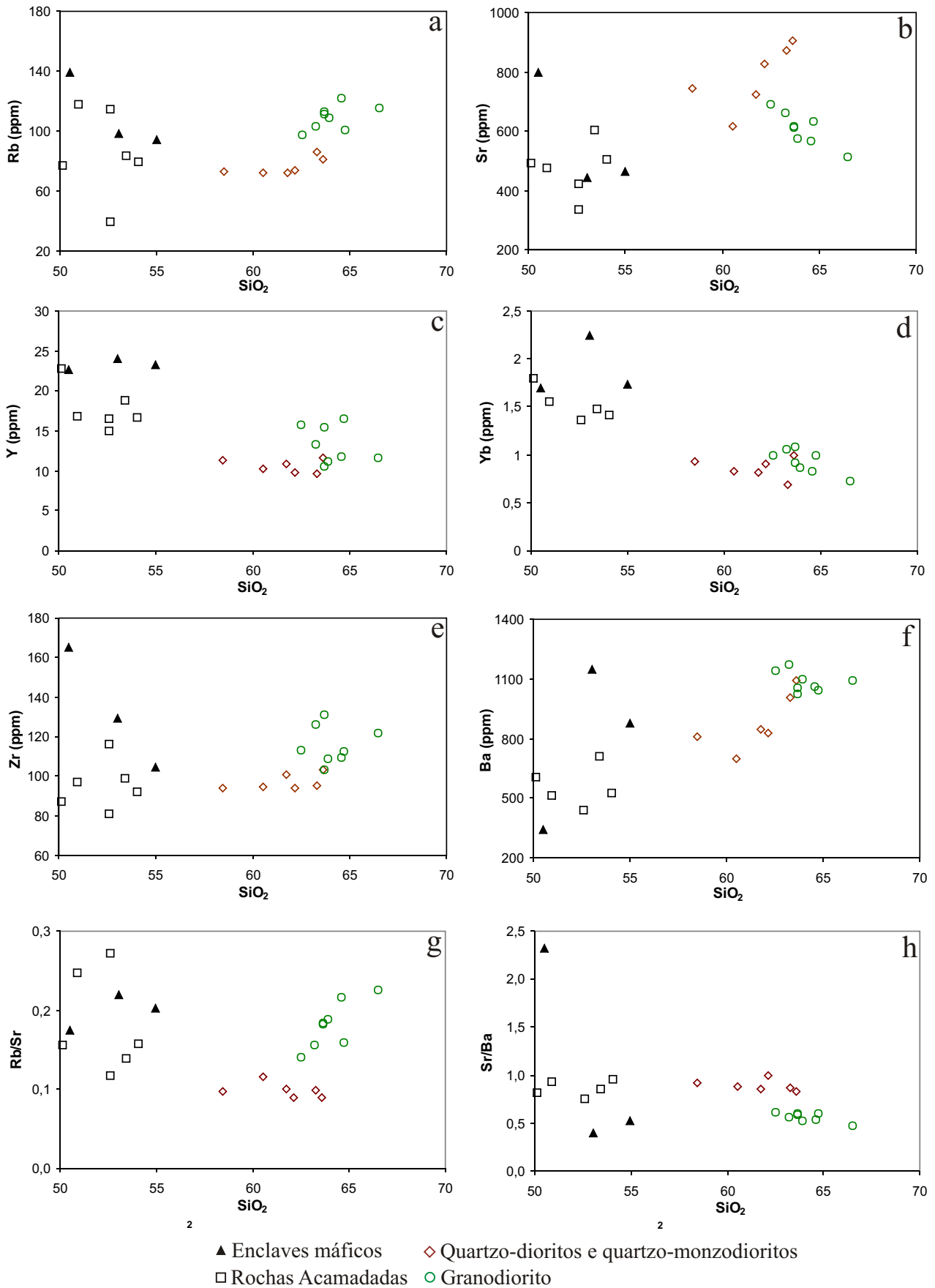


Figura 4.4 - Diagramas de Harker para os elementos-traço das amostras do Granodiorito Rio Maria, Rochas Máficas Associadas e enclaves máficos. SiO₂ em % em peso.

O Sr mostra acentuada afinidade com o plagioclásio e feldspato potássico, onde substitui os cátions Ca^{2+} e K^{1+} , respectivamente. Apesar da presença de Ca em anfibólios e de K nas micas, a introdução de Sr nesses minerais costuma ser, comparativamente, muito limitada (Wedepohl 1978). O conteúdo de elementos-traço de uma rocha não depende apenas do conteúdo modal dos minerais concentradores dos diferentes elementos, mas fundamentalmente da natureza do líquido original e dos processos que levaram a sua formação e do modo como evoluiu. Dessa forma, o comportamento compatível do Sr verificado nas amostras do QzMD e incompatível no granodiorito poderia ser explicado pela evolução a partir de diferentes líquidos, embora possivelmente gerados a partir de uma fonte similar.

O diagrama Sr vs Rb (Figura 4.5a) mostra dois *trends* geoquímicos distintos, sendo um para rochas dos QzMD e outro para o GDrm. O *trend* das amostras de QzMD é caracterizado pelo pequeno incremento nos conteúdos de Rb enquanto os valores de Sr experimentam um aumento significativo. Já o *trend* formado pelas rochas do GDrm, mostra uma correlação negativa com os teores de Sr diminuindo paralelamente ao aumento dos conteúdos de Rb. Estes diferentes comportamentos fortalecem a hipótese de que os granodioritos não evoluíram por cristalização fracionada de um líquido que teve como membros mais precoces os quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos. Porém, as características químicas gerais, aliadas às composições mineralógicas, reforçam a ligação genética entre essas rochas.

Mesmo com a consciência de que os líquidos magmáticos evoluem em função do kd total (soma do kd dos vários minerais cristalizando) e não pela influência de uma única fase, foi testada a influência de diferentes fases no comportamento geoquímico de Rb e Sr no granodiorito e nos QzMD. Levando-se em consideração a maior afinidade do Sr e Rb com Ca e K, respectivamente, em determinadas fases minerais (Wedepohl 1978), buscou-se relacionar os teores desses elementos com os conteúdos modais de algumas dessas fases (Figura 4.5b, c, d, e). Os diagramas binários, mostraram nitidamente a separação de granodioritos e QzMD. Observa-se, ainda, que Rb e Sr mostram correlação positiva com o conteúdo modal de feldspato potássico e plagioclásio nos QzMD e GDrm, porém com crescimento bem menos acentuado nos últimos. Já em relação à biotita modal, não há variação significativa de Rb nos QzMD e tem-se correlação negativa no GDrm. Finalmente, os conteúdos modais de hornblenda mostram correlação negativa com o Sr

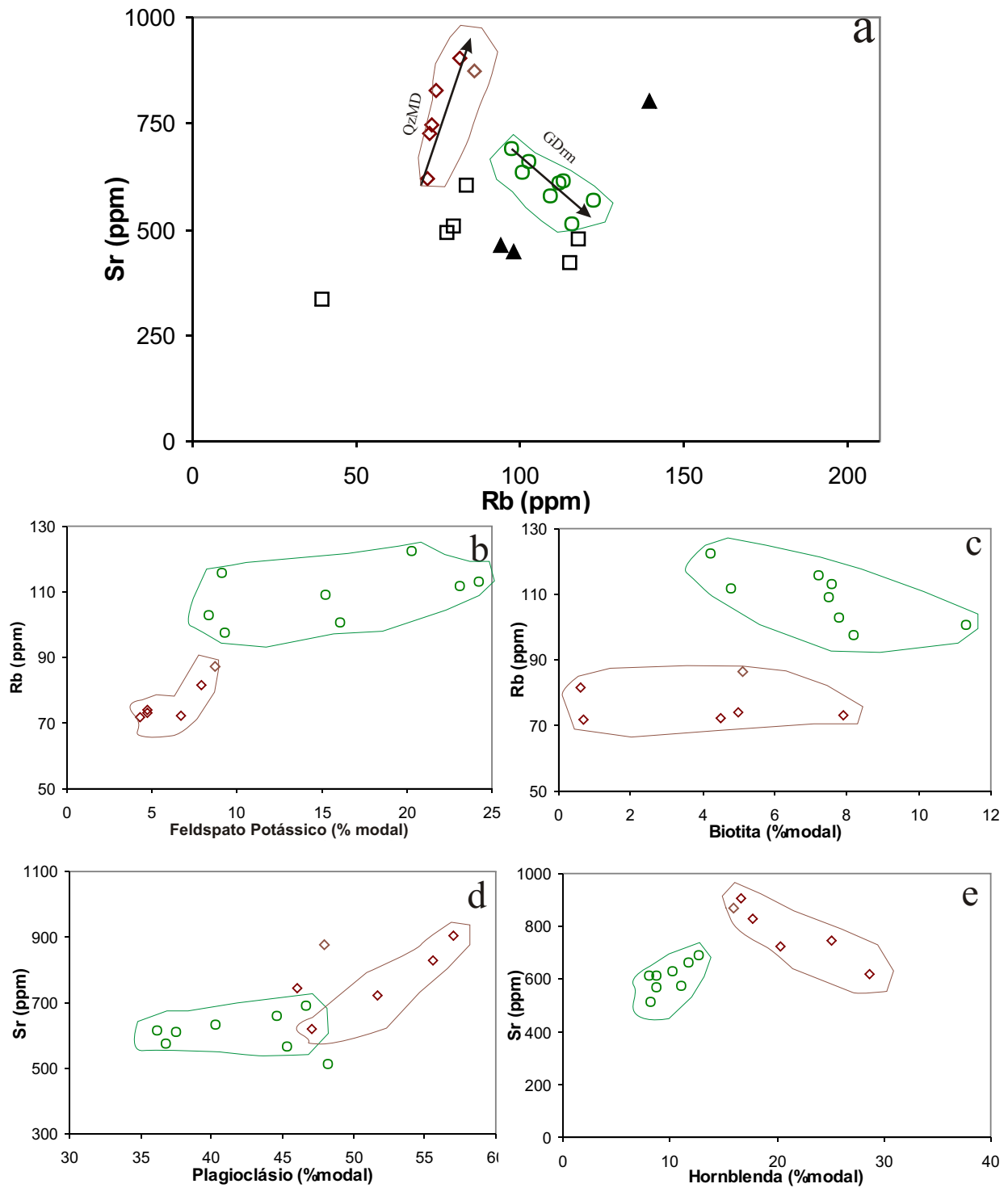


Figura 4.5 - (a) Diagrama mostrando o comportamento do Sr *versus* Rb; Diagramas mostrando o comportamento do Rb *versus* os conteúdos modais de feldspato potássico (b) e biotita (c); Diagramas mostrando o comportamento do Sr *versus* os conteúdos modais de plagioclásio (d) e hornblenda (e). Símbolos conforme a Figura 4.1.

nos QzMD e positiva no GDrM.

Desse modo, o aumento do Sr nos QzMD é controlado pelo aumento do conteúdo de plagioclásio e diminuição do de hornblenda, ao passo que a pequena variação no conteúdo modal de feldspato potássico nessas rochas seria responsável pelo crescimento pequeno crescimento discreto nos conteúdos de Rb. Nos granodioritos, a diminuição do Sr se dá paralelamente ao decréscimo dos conteúdos de plagioclásio e hornblenda modais enquanto que o crescimento de Rb é paralelo ao aumento de feldspato potássico e decréscimo de biotita modais. Isso se reflete na correlação negativa entre Sr e Rb, onde os teores de Sr decrescem paralelamente ao aumento dos valores de Rb.

O comportamento dos elementos-traço de amostras de rochas acamadadas e enclaves em diagramas de Harker (Figura 4.4) é bastante variável. Sr, Rb, Yb, e razão Rb/Sr apresentam valores próximos para rochas acamadadas e enclaves que não permitem uma individualização entre esses dois grupos de rochas. Já nos diagramas que envolvem os teores de Y e Zr, pode-se facilmente diferenciar os dois grupos, pois, para intervalos similares de SiO₂, os enclaves apresentam maiores conteúdos desses elementos que as rochas acamadadas. O Ba e a razão Sr/Ba também tendem a diferenciar os enclaves das rochas acamadadas, sendo que os primeiros apresentam mais elevados teores de Ba e mais baixas razões Sr/Ba, comparativamente. Neste caso, há uma exceção que se trata da amostra MFR-27C que apresenta maiores indícios de interação com o GDrM e portanto apresenta comportamento diferenciado das demais amostras de enclaves, mostrando teores de Ba mais baixos e teores de Sr e razões Sr/Ba mais elevadas que as amostras de rochas acamadadas.

Apesar dessas diferenças, quando se observa o comportamento dos elementos-traço (Figura 4.4), observa-se que, de modo geral, os enclaves apresentam um comportamento mais próximo ao das rochas acamadadas.

Comparativamente aos QzMD, as rochas acamadadas e enclaves são enriquecidas em Rb, Y e Yb; empobrecidas em Sr e Ba, e possuem razões Rb/Sr mais elevadas e Sr/Ba da mesma ordem. Os conteúdos de Zr, Cr e Ni (Figuras 4.4e; 4.6a, b) também são similares nesses dois conjuntos de rochas.

Os teores de Cr e Ni (Figura 4.6a, b) mostram-se relativamente mais elevados que nas ro-

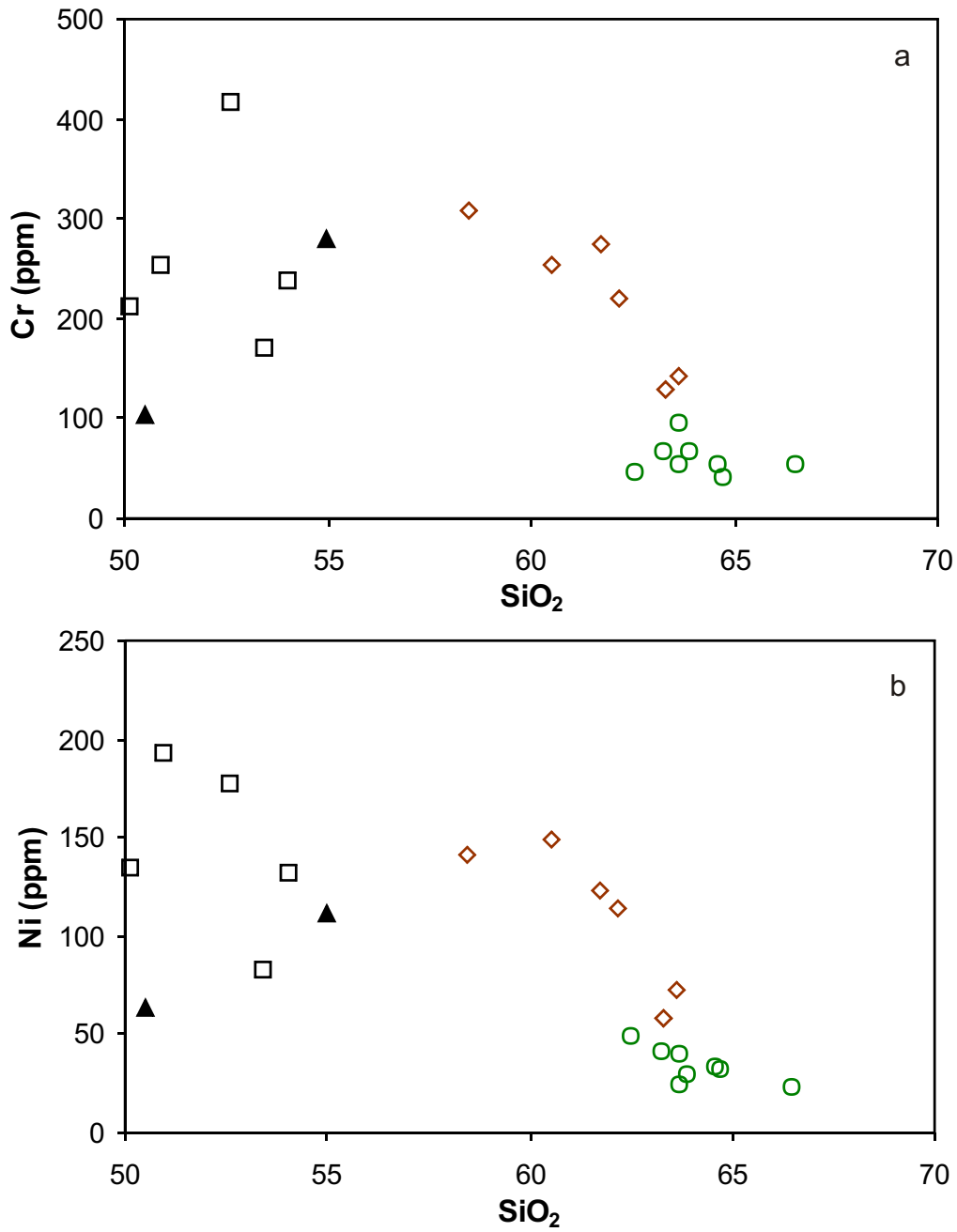


Figura 4.6 - Diagramas de Harker para os valores dos elementos traço Cr e Ni das amostras do Granodiorito Rio Maria, rochas máficas e intermediárias associadas e enclaves máficos. Óxidos em % em peso. Símbolos como na Figura 4.1.

chas cálcico-alcalinas arqueanas típicas, ressaltando o fato de que apesar do GDrM e QzMD apresentarem, em diagramas AFM e K-Na-Ca características afins as de rochas cálcico-alcalinas, estes mostram algumas particularidades que os diferenciam destas rochas, fato este que será discutido quando da caracterização da série geoquímica.

Embora tenha se tentado extrair o máximo de informação possível do comportamento dos elementos-traço, não se pode deixar de considerar a hipótese de algumas amostras, e em particular no caso dos elementos litófilos, não apresentarem os conteúdos dos seus magmas originais, devido à conhecida mobilidade dos referidos elementos (Wedepohl 1978). Com base nisso o comportamento de elementos como Y, Zr e Yb, seria, por suas menores mobilidades relativas, mais confiável.

4.4 – ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os resultados analíticos das amostras estudadas constam na tabela 4.1 e soma-se a eles ainda a amostra 299 (enclave máfico contido no GDrM; Dall’Agnol, inédito). Os dados foram normalizados em relação ao condrito (Evensen et al. 1978).

Os elementos terras raras do granodiorito, QzMD, rochas cumuláticas e enclaves máficos (Figura 4.7a) definem padrões bastante similares, caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), indicando que houve forte a moderado fracionamento dos elementos terras raras pesados. Apesar da similaridade dos padrões de elementos terras raras das rochas estudadas, há diferenças importantes que serão aqui destacadas.

O Granodiorito Rio Maria apresenta padrões de elementos terras raras caracterizados pelo forte enriquecimento em ETRL relativamente aos ETRP, com razões $(La/Yb)_n$ variando de 15,52 a 44,38 e média de 28,02 (Tabela 4.1), e anomalias de Eu ausentes ou inexpressivas ($0,94 < Eu/Eu^* < 1,03$). O fracionamento de minerais, tais como anfibólio, piroxênio e granada, muito provavelmente, foi o responsável pelo empobrecimento em elementos terras raras pesados.

Os padrões de elementos terras raras dos quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos (QzMD) são muito próximos aos das rochas granodioríticas, igualmente com anomalias de Eu muito fracas a ausentes ($0,94 < Eu/Eu^* < 1,03$), porém com um menor enriquecimento dos ele-

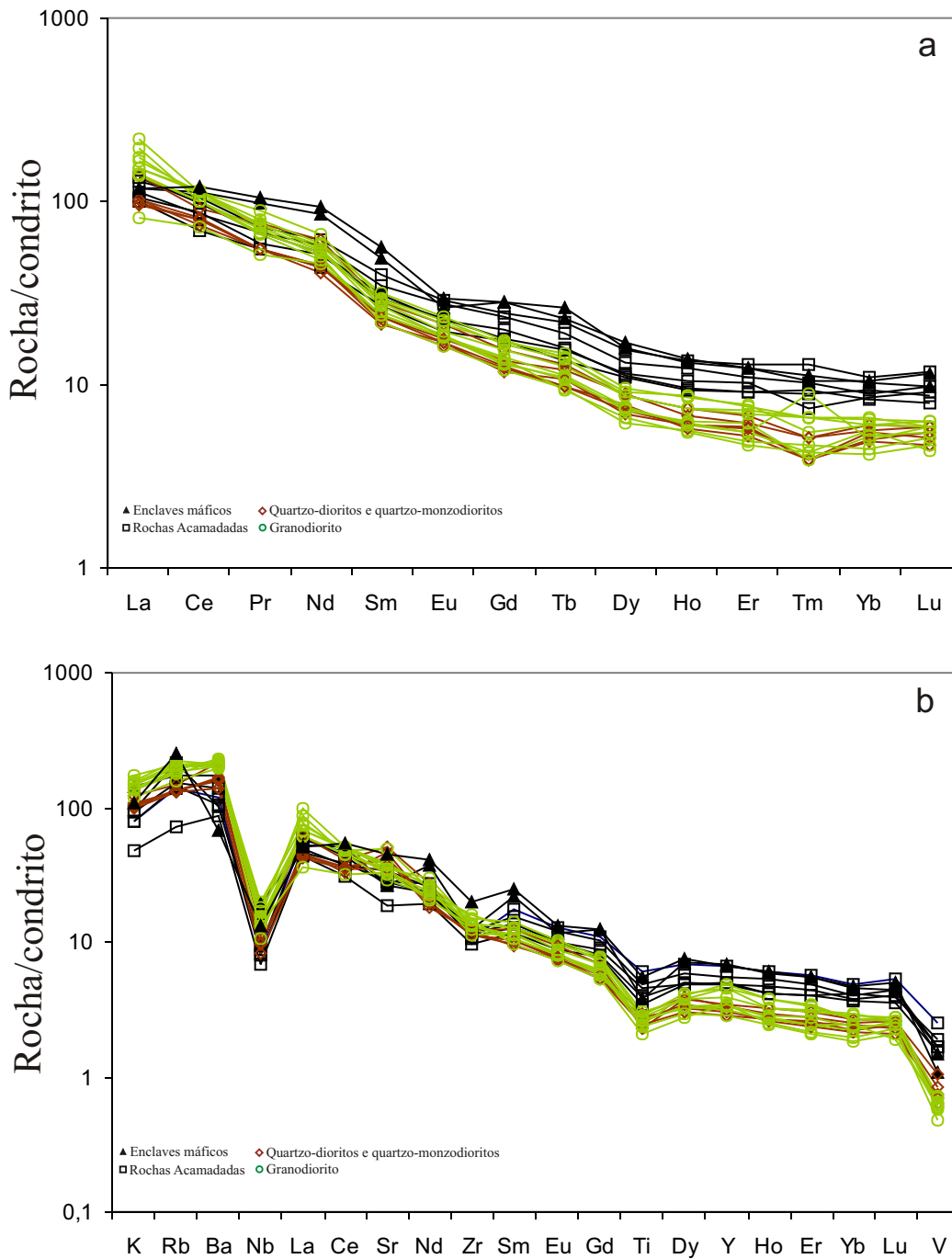


Figura 4.7 - (a) Padrões de elementos terras raras para as amostras do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas e intermediárias associadas. Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen et al. 1978); (b) Diagrama multi-elementos para as amostras do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas e intermediárias associadas. Os dados foram normalizados em relação ao manto primordial (Taylor & McLennan 1985).

mentos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP), refletido nos valores mais baixos da razão $(La/Yb)_n$ que varia de 17,20 a 22,81 com média de 19,76, exceto uma amostra com $(La/Yb)_n = 41,28$.

Essa diferença entre os padrões dos QzMD e GDrM não pode ser explicada por um menor fracionamento de minerais concentradores de ETRP nos QzMD, porque tanto os conteúdos de ETRP (Figura 4.7a), como o fracionamento interno dos ETRP $(Dy/Yb)_n = 1,48$ e $1,42$ (QzMD e GDrM, respectivamente; Tabela 4.1) são bastante similares nos dois conjuntos de rochas. Tal fato e principalmente os mais baixos conteúdos de ETRL nos QzMD em relação ao GDrM (médias de $\Sigma ETRL = 116,20$ e $140,41$, respectivamente; Tabela 4.1) indicam que as mais baixas razões $(La/Yb)_n$ nos QzMD são devidas ao seu empobrecimento relativo nos ETRL em relação aos granodioritos. O contraste observado nos padrões de ETR nos QzMD e granodioritos reforça a hipótese de que os mesmos sejam cogenéticos mas não comagmáticos.

Os padrões de ETR de amostras de rochas acamadadas apresentam anomalia de Eu fraca a ausente ($0,89 < Eu/Eu^* < 1,01$) e enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, menos acentuado que nos GDrM e QzMD, diferindo significativamente destes pelo seu maior enriquecimento em ETRP, refletido em razões $(La/Yb)_n$ mais baixas (entre 11,92 e 14,37, Tabela 4.1). Ao contrário dos QzMD, isso ocorre não só pelos mais baixos conteúdos de ETRL em relação ao GDrM, mas também pelo enriquecimento relativo em elementos terras raras pesados que acontece muito provavelmente em resposta ao acúmulo de anfibólio nas rochas acamadadas. Os padrões de ETR de enclaves máficos [$(La/Yb)_n$ médio de 11,32; Tabela 4.1] se aproximam mais daqueles das rochas acamadadas, porém há diferenças marcantes entre estes, como o mais baixo fracionamento interno dos elementos terras raras leves, com razão $(La/Sm)_n$ entre 2,09 e 2,43, e presença de anomalia negativa de Eu, que embora ainda seja fraca, é mais acentuada que nas demais rochas ($0,69 < Eu/Eu^* < 0,76$) (Figura 4.7a; Tabela 4.1).

No diagrama de multi-elementos, normalizado em relação ao condrito (Figura 4.7b, Taylor & McLennan 1985), as amostras do GDrM e Rochas Máficas associadas mostram padrões bastante similares, porém os diferentes grupos revelam algumas particularidades. No geral as amostras estudadas exibem um padrão regular com forte anomalia negativa de Nb e moderada de Ti e pequenas anomalias positivas de Rb, Ba e Sm. Os padrões de rochas do GDrM e QzMD são bastante próximos, porém as amostras granodioríticas mostram um maior enriquecimento em K e

Rb, enquanto que os QzMD possuem anomalia negativa de Nb mais acentuada e menores conteúdos de La e Ce.

Assim como ocorre no diagrama de elementos terras raras, no diagrama de multi-elementos os padrões dos enclaves máficos aproximam-se mais dos padrões exibidos pelas amostras de rochas acamadadas que, apesar de possuírem padrões similares aos do GDrm e QzMD, diferenciam-se destes pelo nítido enriquecimento em elementos terras raras pesados, já observado no diagrama de ETR (Figura 4.7a), além de Ti, Y e Eu. Exibem, ainda, uma pequena anomalia negativa de Zr.

4.5 – CARACTERIZAÇÃO DA SÉRIE MAGMÁTICA

Os diagramas envolvendo elementos maiores, menores e traço (Figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6), de modo geral, revelam nítidas diferenças geoquímicas entre QzMD e GDrm, que não são compatíveis com a hipótese de que os mesmos derivem de um único líquido por processos de cristalização fracionada. Também observa-se sempre uma descontinuidade composicional entre as rochas acamadadas e enclaves e os QzMD e GDrm. As primeiras não apresentam comportamentos compatíveis com o que seria esperado para possíveis rochas menos evoluídas de uma série de diferenciação magmática representada pelo conjunto. Por outro lado, os padrões de elementos terras raras (Figura 4.7a) das rochas estudadas, assim como os padrões observados no diagrama de multi-elementos (Figura 4.7b) são, no geral, bastante similares. Conclui-se que os dados geoquímicos das amostras do GDrm e Rochas máficas e intermediárias associadas levam a crer que estes grupos de rochas são cogenéticos, podendo por este motivo ser tratados como uma associação magmática única, embora não sejam ao que tudo indica comagmáticos, ou seja derivados por cristalização fracionada a partir de um único magma.

O Granodiorito Rio Maria e Rochas Máficas associadas apresentam $K_2O/Na_2O > 0,5$, número de Mg (#Mg) variando de 0,48 a 0,67, e caráter metaluminoso. Seguem o *trend* de séries cálcico-alcálicas em diagramas AFM e K-Na-Ca (Figura 4.3 b, c). Mostram enriquecimento relativo em Ba, Rb, Cr e Ni, quando comparados às suítes tonalítica-trondhjemítica-granodioríticas (TTGs) do Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) (Althoff 1996, Leite 2001) e de outros terrenos arqueanos do mundo (Martin 1987, Condie 1993).

A hipótese de o Granodiorito Rio Maria ser a fração granodiorítica, mais evoluída da suíte

TTG presente no TGGRM foi primeiramente contestada por Medeiros (1987) e Medeiros & Dall'Agnol (1988) que interpretaram as rochas do GDrm como uma associação cálcico-alcalina, diferenciando-as das típicas associações TTG. Posteriormente, Althoff et al. (1991, 1995) e Althoff (1996), quando da comparação entre o GDrm da região de Marajoara com o Tonalito Arco Verde, e Leite (2001), comparando o GDrm da região de Xinguara com o Complexo Tonalítico Caracol e o Trondhjemito Água Fria, reforçaram a maior afinidade do GDrm com as séries cálcico-alcalinas, diferindo portanto das associações TTG.

A ocorrência das rochas máficas associadas ao GDrm na área deste trabalho e a provável cogeneticidade entre elas, reforça a hipótese de não haver ligações genéticas entre a associação do GDrm e a dos TTGs. Os primeiros possuem características geoquímicas que os diferenciam dos TTGs e os aproximam das séries granodioríticas arqueanas de alto-Mg, como as suítes sanukitóides, definidas por Shirey & Hanson (1984), Stern et al. (1989) e Stern & Hanson (1991) na Província Superior no Canadá. Os granodioritos de alto-Mg são geoquimicamente definidos como rochas com teores de sílica que variam de 55 a 75%, #Mg de 0,43 a 0,62, Ni de 7 a 86 ppm, Cr > 100 ppm, Ba e Sr altos (> 450 ppm), Rb baixo (28-110 ppm) e razão Rb/Sr extremamente baixa. Em termos composicionais correspondem a dioritos e granodioritos enriquecidos em elementos terras raras leves e empobrecidos em terras raras pesados, com anomalia de Eu fraca a ausente.

As similaridades geoquímicas entre rochas do GDrm e granodioritos arqueanos de alto-Mg sanukitóides foram primeiramente aventadas por Althoff et al. (1995) e posteriormente reafirmadas por Leite (2001) que, comparando os dados geoquímicos do GDrm da área tipo (Medeiros 1987), região de Marajoara (Althoff 1996) e região de Xinguara (Leite 2001) com aqueles das suítes sanukitóides (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991, Jayananda et al. 1995), observou grandes semelhanças entre estas rochas.

A afinidade geoquímica do GDrm e Rochas Máficas associadas com as séries cálcico-alcalinas típicas, sugerida pelos diagramas AFM e K-Na-Ca (Figura 4.3b, c), é apenas aparente, pois rochas do GDrm e máficas associadas são bem mais pobres em CaO e Al₂O₃ e mais ricas em MgO, Cr e Ni do que aquelas cálcico-alcalinas típicas de margens continentais. As características geoquímicas e composicionais de rochas do GDrm e Máficas associadas estudadas neste trabalho assemelham-se muito àquelas das suítes sanukitóides, podendo-se assumir que as rochas do

GDrM e QzMD possuem grandes afinidades geoquímicas com essas séries, como já aventado por Althoff (1996) e Leite (2001). Porém, os trabalhos anteriores, fundamentalmente por não terem o GDrM como objeto central de estudo, não realizaram uma caracterização mais detalhada das rochas do GDrM, deixando de compará-las mais a fundo com as suítes sanukitóides, comparação esta que será feita no capítulo a seguir.

5 – COMPARAÇÕES DO GRANODIORITO RIO MARIA DA REGIÃO DE BANNACH COM OUTROS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE ALTO Mg

Neste capítulo é realizado um estudo comparativo, com base em dados petrográficos e geoquímicos, do GDr_m e rochas máficas associadas (RMI) da região de Bannach com as demais ocorrências já estudadas do GDr_m no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Além disto, foram comparadas as diversas ocorrências do GDr_m e RMI, com ênfase nas da região de Bannach, com as suítes Sanukitóides da Província Superior do Canadá.

5.1 – GRANODIORITO RIO MARIA DA REGIÃO DE BANNACH *versus* DEMAIS OCORRÊNCIAS NO TGGRM

O Granodiorito Rio Maria ocorre em uma grande área do TGGRM, tendo sido estudado por diferentes autores em trabalhos com diferentes enfoques. A partir disso, torna-se importante uma comparação entre o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (este trabalho) e aquele das demais áreas onde ocorre e foi estudado, com base fundamentalmente em dados petrográficos e geoquímicos. Foram escolhidas para esta comparação, as ocorrências da área-tipo, localizada a sul da cidade de Rio Maria (Medeiros 1987), de região de Vila Marajoara (Althoff 1996), e ao norte da cidade de Xinguara (Leite 2001).

O Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (GDr_{mB}) não difere em termos de composição modal de forma acentuada das demais ocorrências (GDr_{mD}) mencionadas acima (Figura 5.1). Apresenta composições essencialmente granodioríticas, as quais se sobrepõem em boa parte às aquelas observadas no GDr_{mD} (Figura 5.1). Ocorrem algumas diferenças sutis como as variações monzograníticas pouco expressivas do GDr_{mB}, bem como granodioritos mais ricos em quartzo que ocorrem principalmente na área-tipo (Medeiros 1987) e outras, mais importantes, como a presença de rochas de composição quartzo-diorítica e quartzo-monzodiorítica e acamadadas apenas na região de Bannach (Figura 5.1).

Em termos geoquímicos, quando plotadas em diagramas de Harker (Figuras 5.2 e 5.3), há um certo alinhamento das amostras do GDr_{mB} com o GDr_{mD}. Apesar do alinhamento, algumas amostras do GDr_{mD} mostram-se relativamente mais evoluídas que as do GDr_{mB}, pois, apesar de seguirem o *trend* das rochas do GDr_{mB}, apresentam-se mais ricas em SiO₂, Al₂O₃, K₂O e Rb mais pobres em Fe₂O₃+FeO, CaO, MgO, TiO₂, Na₂O, Sr e Ba e exibem valores mais baixos de #Mg e

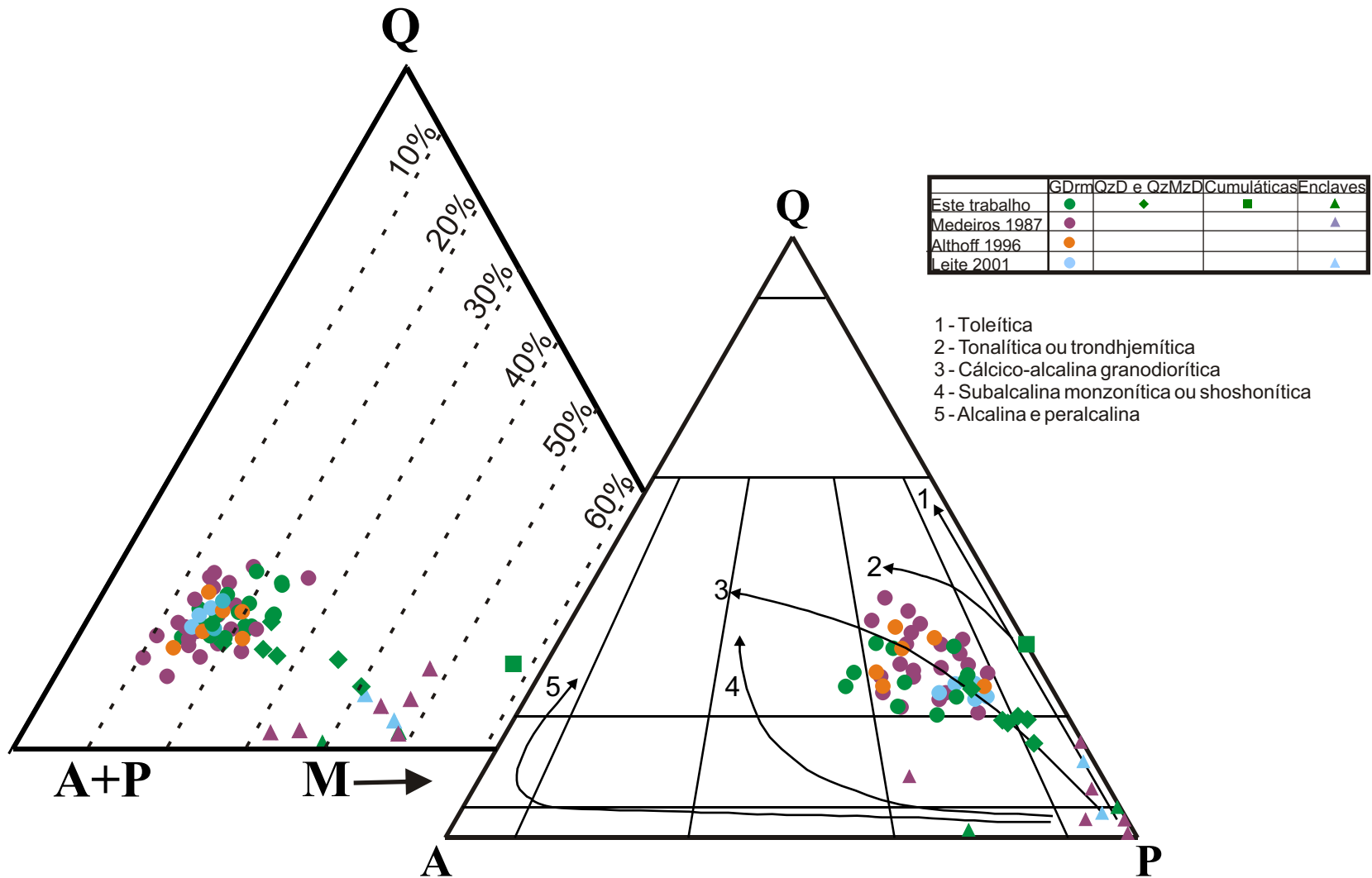


Figura 5.1: Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) comparativos entre o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (este trabalho) e demais ocorrências do GDRM no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Medeiros 1987, Althoff 1996, Leite 2001).

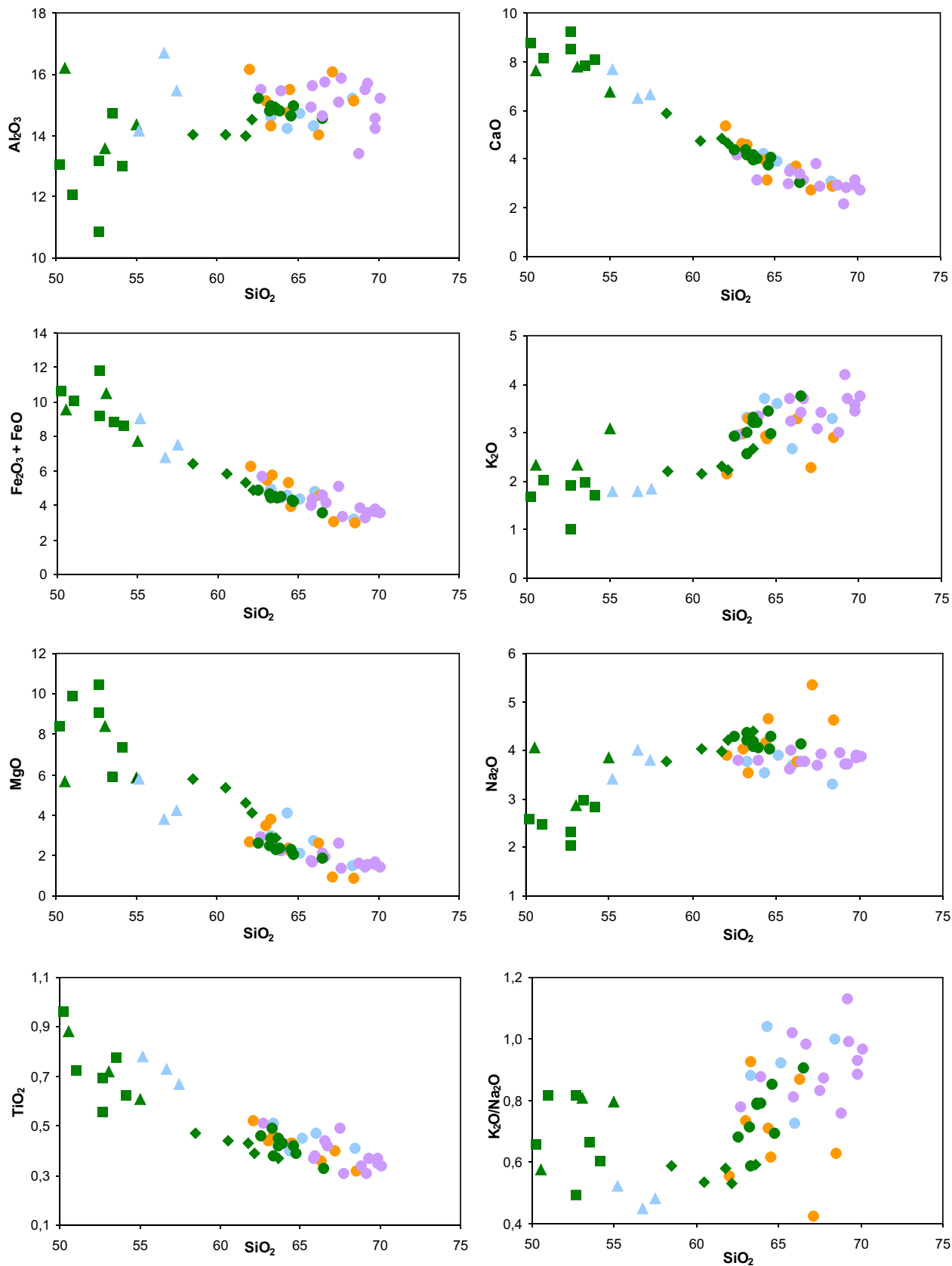


Figura 5.2 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores do Granodiorito Rio Maria e Rochas Associadas das suas diferentes áreas de ocorrência. Óxidos em % em peso. Símbolos conforme figura 5.1.

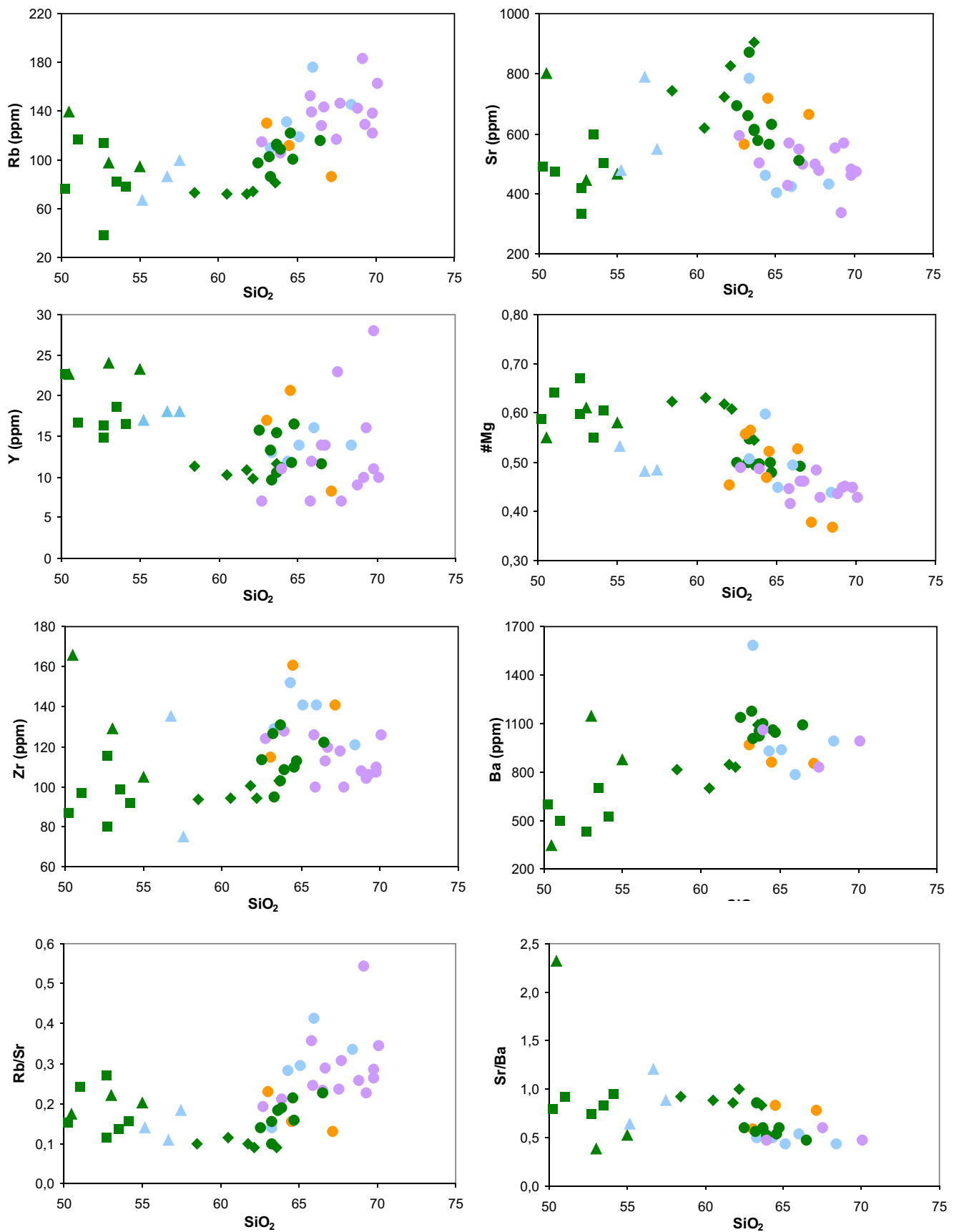


Figura 5.3 - Diagramas de Harker comparativo para elementos-traço das amostras do Granodiorito Rio Maria e rochas associadas das diferentes áreas de ocorrência. Óxidos em % em peso. Símbolos conforme Figura 5.1.

Sr/Ba e mais elevados de Rb/Sr.

No que diz respeito às demais características geoquímicas, o GDrm_D apresenta, assim como o GDrm_B, caráter metaluminoso (Figura 5.4d) e no diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979) (Figura 5.4a) plota fundamentalmente no campo dos granodioritos. No diagrama Ab-An-Or, as rochas do GDrm_D plotam um pouco acima do GDrm_B, refletindo seus teores de Al₂O₃ ligeiramente mais elevados, levando a um aumento do componente normativo An quando do cálculo da norma.

No triângulo AFM (Figura 5.4b), as amostras do GDrm_D plotam no campo das séries cálcico-alcálicas, conforme definido por Irvine & Baragar (1971), sobrepondo-se às amostras granodioríticas do GDrm_B. No diagrama K-Na-Ca (Figura 5.4c), as amostras do GDrm_D sobrepõem-se às rochas granodioríticas do GDrm_B, alinhando-se segundo o *trend* cálcico-alcálico (Nockolds & Allen 1953).

Em relação aos padrões de elementos terras raras, foram comparados os do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (este trabalho) com os da região de Xinguara (Leite 2001), sendo observada grande similaridade (Figura 5.5). Ambos apresentam padrões com enriquecimento acentuado em ETRL em relação aos ETRP, com forte a moderado fracionamento dos ETRP e fraca a ausente anomalia de Eu.

Com base nos dados acima, observa-se que, conforme esperado, o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e das demais áreas estudadas no TGGRM mostram nítidas semelhanças petrográficas e geoquímicas.

5.2 – GRANODIORITO RIO MARIA *versus* SUÍTES SANUKITÓIDES

O termo “sanukitóide” foi proposto por Shirey & Hanson (1984) para descrever um grupo de rochas arqueanas constituído por dioritos a granodioritos ricos em Mg que ocorre como intrusões em crosta formada por associações TTGs na Província Superior do Canadá. Estas rochas apresentam assinatura geoquímica caracterizada por altos #Mg (> 0,4), altos conteúdos de Cr (> 100 ppm), Ni (> 25 ppm), Ba (> 800 ppm) e Sr (> 100 ppm), e padrões de elementos terras raras fortemente fracionados, marcados pelo enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados, e anomalia de Eu fraca a ausente.

Rochas granitóides do tipo sanukitóide são comuns em várias regiões da Província Supe-

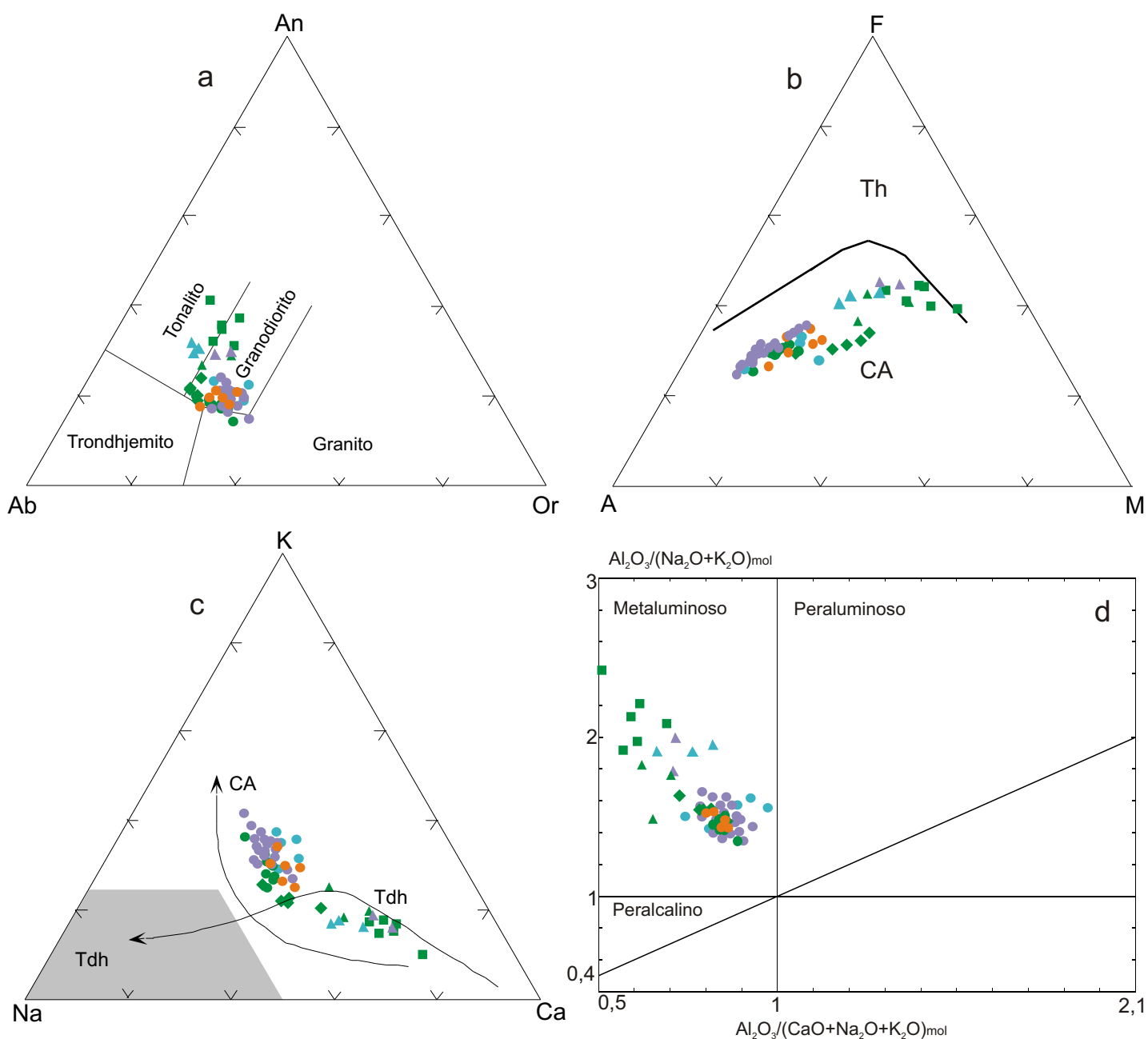


Figura 5.4 - Caracterização geoquímica do Granodiorito Rio Maria e rochas associadas das diferentes áreas de ocorrência no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. (a) Diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor 1965, com campos de Barker 1979). O Granodiorito Rio Maria e Rochas Associadas concentram-se nos campos dos granodioritos, com variações para o campo dos granitos; (b) Diagrama AFM (A=Na₂O + K₂O; F=FeO+0,9*Fe₂O₃; M=MgO) mostrando a distribuição no campo cálcico-alcálico das rochas estudadas. Os campos são de Irvine & Baragar (1971). Th=toleítos, CA=cálcico-alcálico; (c) Diagrama K-Na-Ca mostrando que as rochas comparadas neste trabalho alinham-se ao *trend* cálcico-alcálico (CA) de Nockolds & Allen (1953); campo Tdh segundo Barker & Arth (1976); (d) Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$ versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)_{mol}$, mostrando o caráter metaluminoso do Granodiorito Rio Maria e Rochas Associadas que ocorrem no TGGRM. Símbolos conforme Figura 5.1.

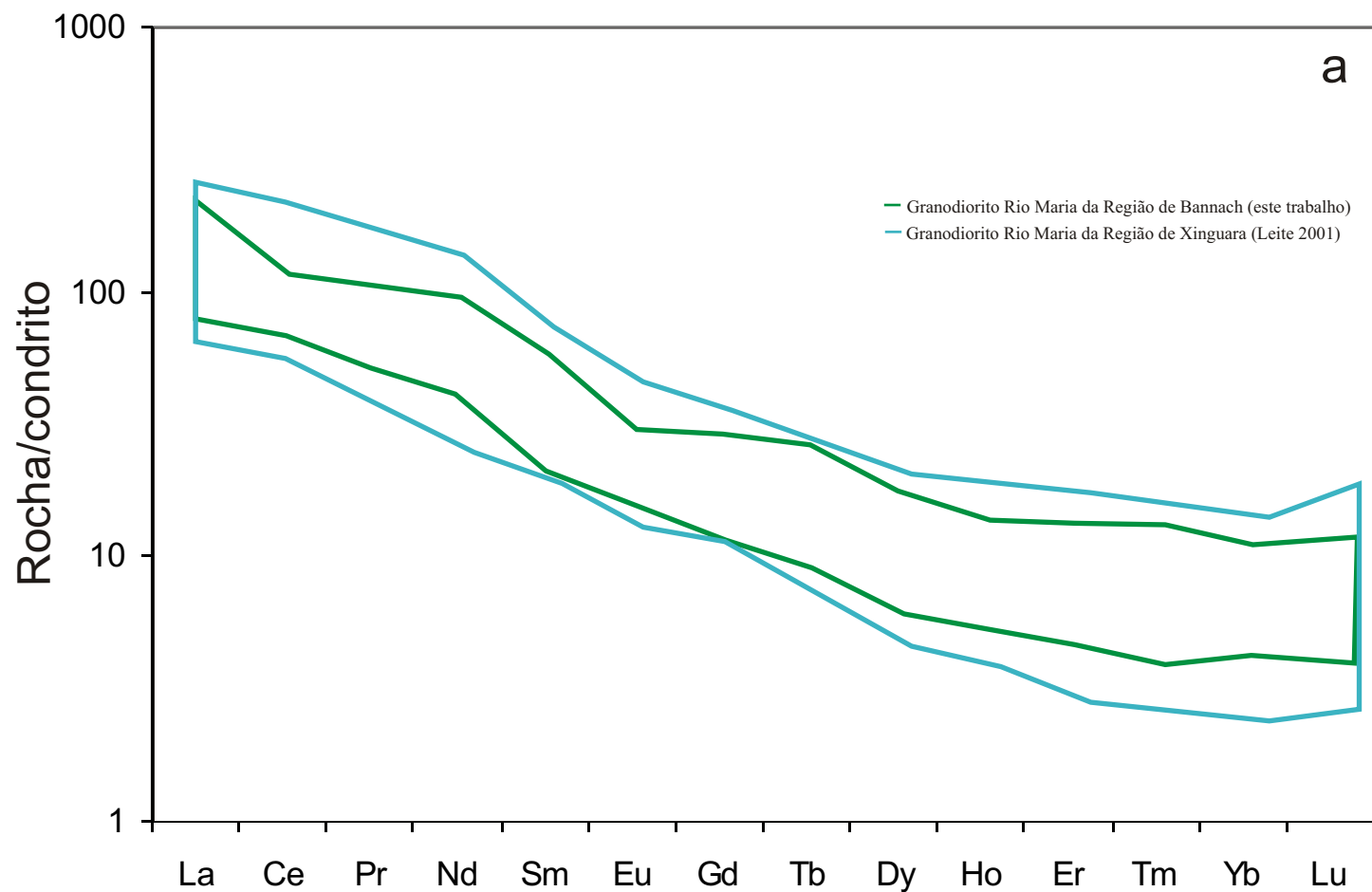


Figura 5.5 - Padrões de elementos terras raras para as amostras do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (verde; este trabalho) e da região de Xinguara (azul; Leite 2001). Os dados foram normalizados em relação ao condrito (Evensen et al. 1978).

rior do Canadá (Shirey & Hanson 1984, Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991, Stevenson et al. 1999), também foram identificadas na China (Jahn et al. 1988), e, mais recentemente, têm sido descritas na Índia (Cráton Dharwar, Moyen et al. 2003) e Austrália (Cráton Pilbara, Smithies & Champion 1999). A origem dos sanukitóides é amplamente debatida havendo duas hipóteses principais para sua petrogênese, estando uma relacionada a um ambiente de subducção com fusão de um manto enriquecido em LILE (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991, Krogstad et al. 1995) e a outra baseada na assimilação de um manto peridotítico por grandes quantidades de fusão que ascenderiam da crosta oceânica (Rapp 2000).

Para a comparação entre o Granodiorito Rio Maria e as rochas das suítes sanukitóides de outras províncias foram agrupados os dados geoquímicos das rochas do GDrm (Medeiros 1987, Althoff 1996, Leite 2001, e este trabalho) e comparados com aqueles das rochas sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991) e de crátons da Índia (Jayananda et al. 1995, Moyen et al. 2003).

Quando se observam os diagramas de Harker (Figura 5.6), para amostras do GDrm e dos sanukitóides, nota-se uma boa correspondência em termos de teores de SiO_2 e, para alguns óxidos, uma clara sobreposição entre o *trend* formado por rochas do GDrm e aquele formado por sanukitóides. Entretanto, os sanukitóides do Canadá e da Índia apresentam teores de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O bem mais elevados que o GDrm, muito provavelmente em consequência de suas composições mais ricas em feldspato alcalino, reflexo de seu caráter mais monzonítico. Nota-se, ainda, a maior importância das rochas intermediárias nas séries canadenses e indianas. Em outros diagramas geoquímicos (Figura 5.7) pode-se observar as semelhanças geoquímicas entre os sanukitóides e o GDrm, onde ambos apresentam caráter metaluminoso, plotam essencialmente no campo dos granodioritos no diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979), situam-se no campo cálcico-alcalino, em diagramas AFM (campos definidos por Irvine & Baragar 1971) e alinham-se segundo o *trend* cálcico-alcalino no diagrama K-Na-Ca (Nockolds & Allen 1953).

Moyen et al. (2003) utilizaram diagramas binários envolvendo elementos maiores para tentar caracterizar e individualizar os grandes grupos de granitóides arqueanos que ocorrem no Cráton Dharwar na Índia, dentre estas suítes sanukitóides. Para comparação, foram plotadas amo-

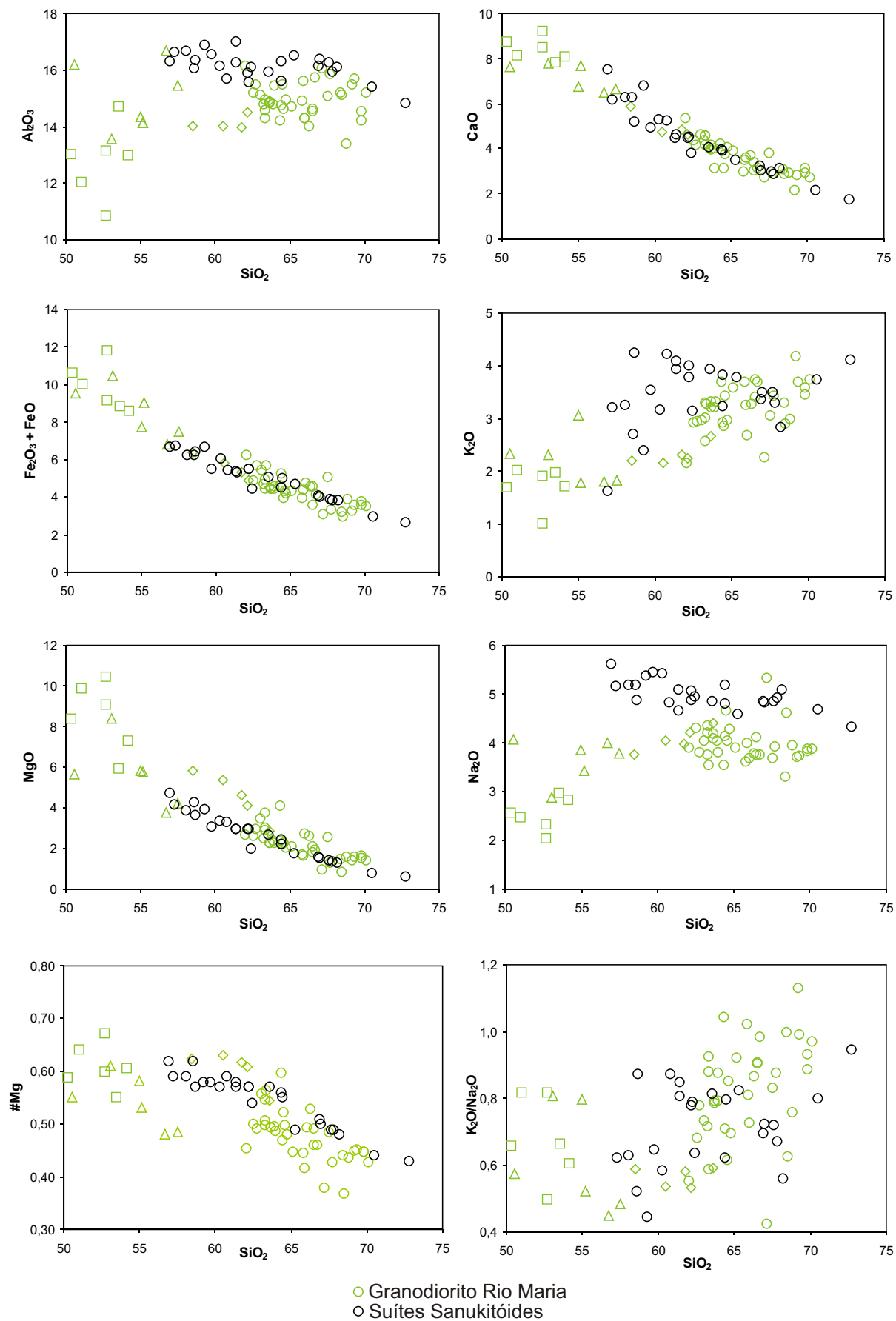


Figura 5.6 - Diagramas de Harker comparativo para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras do Granodiorito Rio Maria das diferentes áreas de ocorrência e suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern & Hanson 1991). Óxidos em % em peso.

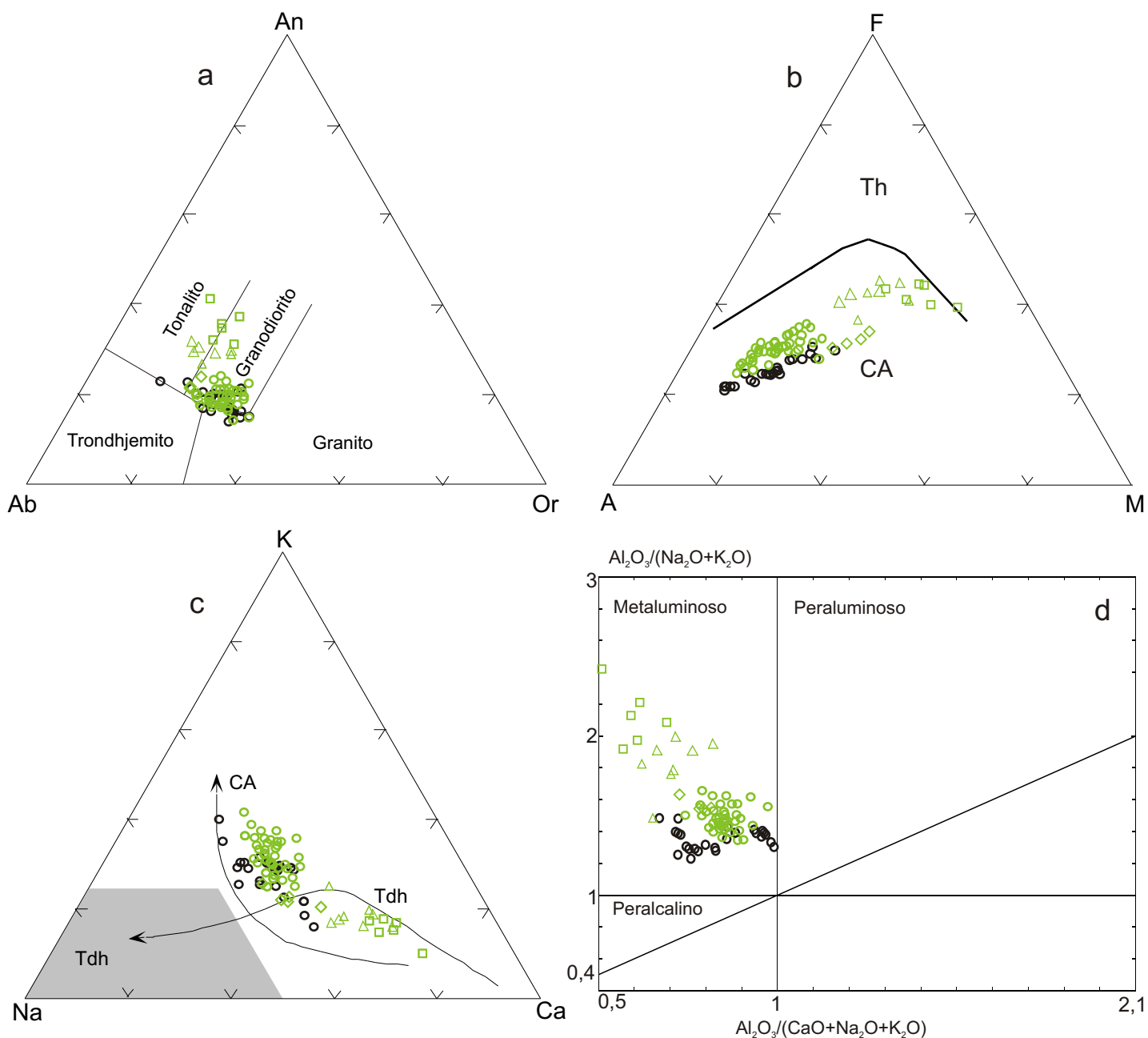


Figura 5.7 -Diagramas geoquímicos comparativos do Granodiorito Rio Maria e Suítes Sanukitóides (Dados de Stern & Hanson 1991). (a) Diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor 1965, com campos de Barker 1979). O Granodiorito Rio Maria e Sanukitóides concentram-se nos campos dos granodioritos, com variações para o campo dos tonalitos e granitos; (b) Diagrama AFM ($A=Na_2O + K_2O$; $F=FeO+0,9*Fe_2O_3$; $M=MgO$) mostrando que essas séries situam-se no campo cálcico-alcalino. Os campos são de Irvine & Baragar (1971). Th=toleitos, CA=cálcico-alcalino; (c) Diagrama K-Na-Ca mostrando que as rochas estudadas neste trabalho alinham-se ao *trend* cálcico-alcalino (CA) de Nockolds & Allen (1953); campo e *trend* Tdh segundo Barker & Arth (1976); (d) Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$ versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)_{mol}$, mostrando o caráter metaluminoso do Granodiorito Rio Maria e Sanukitóides. Símbolos conforme Figura 5.6.

stras do GDrM e de sanukitóides do Canadá (Stern & Hanson 1991) nos diagramas de Moyen et al. (2003) (Figura 5.8). As amostras do GDrM e sanukitóides do Canadá sobrepõem-se em todos os diagramas (A/CNK vs K/Na , A/CNK vs $\#Mg$, $\#Mg$ vs K/Na e TiO_2 vs K/Na), mostrando comportamentos muito similares. As rochas dessas duas províncias mostram perfeita coincidência com o campo dos sanukitóides da Índia no diagrama A/CNK vs $\#Mg$ e superposição parcial nos demais, com os granitóides de Rio Maria e do Canadá possuindo razões K/Na em grande parte superiores às da série sanukitóide da Índia. Nos diagramas utilizados por Moyen et al. (2003), as rochas do GDrM diferem totalmente do comportamento das suítes TTG da Índia, sendo que nenhuma das suas amostras plota no campo dos TTG nos quatro diagramas, reafirmando as diferenças geoquímicas entre o GDrM e as suítes TTG e sua maior afinidade com as séries sanukitóides.

Em relação aos elementos terras raras (ETR), as amostras do GDrM mostram padrões bastante similares àqueles dos sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern & Hanson 1991) (Figura 5.9a), com anomalias de Eu fracas a ausentes, enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados, indicando forte a moderado fracionamento dos últimos, que é um pouco mais acentuado nas rochas do Canadá. A existência de similaridade entre o GDrM e as suítes sanukitóides, também no comportamento dos ETR, é reforçada pelo diagrama binário que relaciona a razão $(Ce/Yb)_N$ com valores de Yb (Figura 5.9b). Neste diagrama as amostras do GDrM e sanukitóides do Canadá sobrepõem-se e plotam em sua grande maioria dentro do campo de Moyen et al. (2003) para amostras de sanukitóides do Cráton Dharwar na Índia.

As características químicas definidas por Stern & Hanson (1991) para os granodioritos ricos em Mg das suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá estão listadas na Tabela 5.1. Esta tabela reforça e demonstra as nítidas semelhanças geoquímicas entre o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach, bem como das demais áreas de ocorrência do mesmo (região tipo em Rio Maria, região de Marajoara e região de Xinguara) com os granodioritos arqueanos ricos em Mg das suítes sanukitóides.

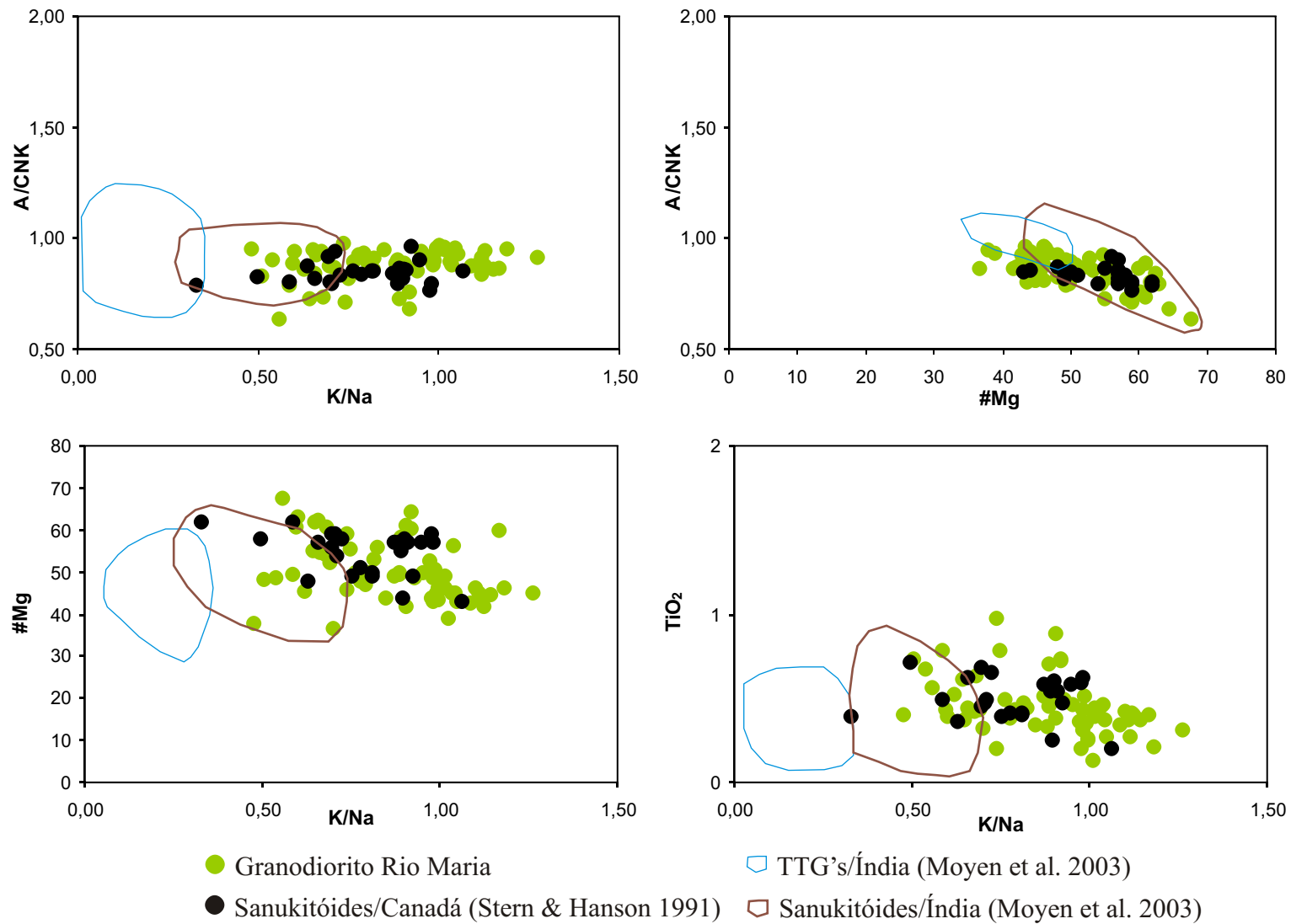


Figura 5.8 - Diagramas binários relacionando elementos maiores e razões de elementos maiores para amostras do Granodiorito Rio Maria (Medeiros 1987, Althoff 1996, Leite 2001, Este trabalho) e Sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern & Hanson 1991). Campos das Suítes Sanukitóides e TTG do Cráton Dharwar da Índia (Moyen et al. 2003). #Mg, razão molecular Mg/(Mg+Fe); A/CNK, razão molecular Al/(Ca+Na+K); K/Na, razão molecular.

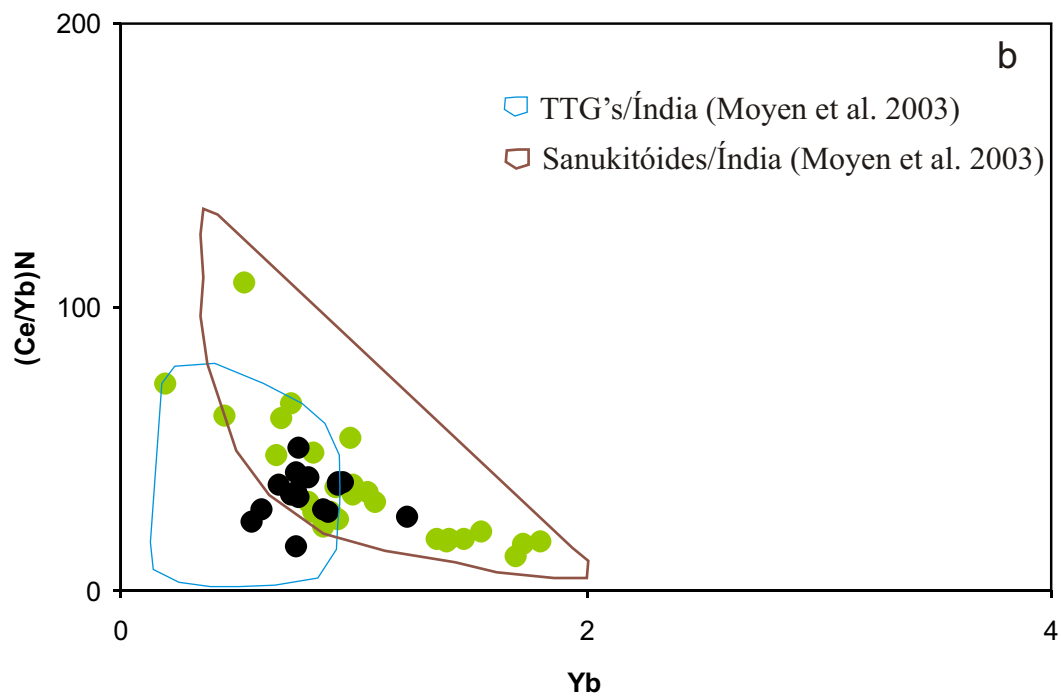
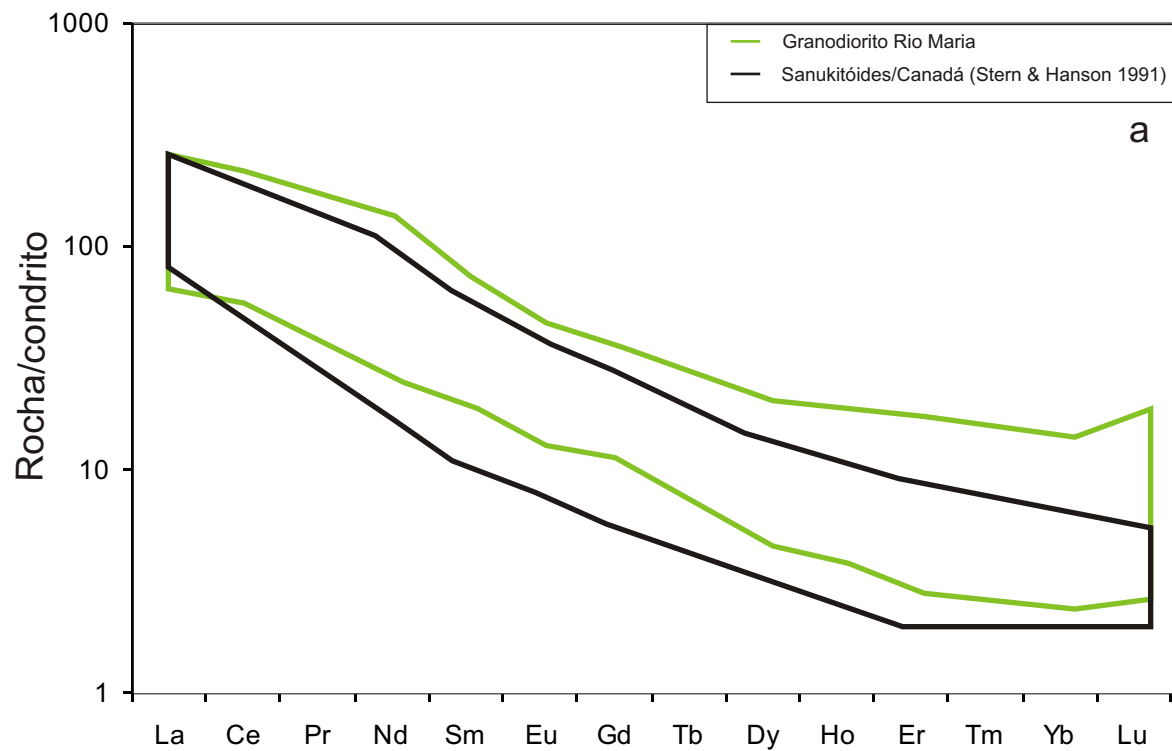


Figura 5.9 - (a) Padrões de elementos terras raras do Granodiorito Rio Maria e de Suítes Sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern & Hanson 1991). Os dados foram normalizados segundo o condrito (Evensen et al. 1978); (b) Diagrama binário relacionando a razão Ce/Yb normalizada e Yb. Símbolos da figura b, de acordo com a figura 5.8.

Tabela 5.1 – Características geoquímicas dos granodioritos ricos em Mg das suítes sanukitóides e do Granodiorito Rio Maria (GDrM) em suas diferentes áreas de ocorrência (modificado de Althoff 1996 e Leite 2001).

	Granodioritos ricos em Mg (Sanukitóides) (1, 2, 3)	GDrM na região de Bannach (*)	GDrM na região de Xinguará (4)	GDrM na região de Marajoara (5)	GDrM área tipo (6, 7)
SiO₂ (%)	50-75	58-67	55-68	62-69	62-77
Al₂O₃	15-17	14-16	14-15	14-17	13-17
K₂O/Na₂O	> 0,7	0,53-0,91	0,52-1,04	0,76	0,9
P₂O₅	= 0,5	< 0,2	< 0,38	< 0,3	< 0,2
#Mg	0,43-0,62	0,48-0,60	0,44-0,50	0,52	0,48
Cr (ppm)	= 150	41-308	-	120-135	-
Ni	7-86	25-89	-	10-83	-
Ba	550-3000	701-1139	739-1586	856-966	832-1061
Rb	28-110	72-122	67-146	86-130	106-183
Rb/Sr	0,06-0,16	0,09-0,23	0,14-0,34	0,13-0,23	0,2-0,55
Ce_n	64-170	68-114	41-193	101-105	-
Yb_n	3-6	4-7	1,15-8,47	3,9-8,1	-
Eu/Eu*	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente
Índice de Alumina	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso

Dados originais : 1 – Stern et al. (1989); 2 - Stern & Hanson (1991); 3 – Jayananda et al. (1995); 4 – Leite (2001); 5 – Althoff (1996); 6 – Medeiros (1987); 7 – Medeiros & Dall’Agnol (1988); * Dados deste trabalho.

6 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos dados de campo, petrográficos e geoquímicos apresentados e discutidos neste trabalho, têm-se as seguintes conclusões:

(1) Na região de Bannach, o Granodiorito Rio Maria (GDr_m) é intrusivo nas seqüências supracrustais do Supergrupo Andorinhas; seu posicionamento estratigráfico em relação aos tonalitos-trondhjemitos do tipo Mogno não foi definido, admitindo-se que tenham idades similares; é intrudido por leucogranitos correlacionados ao Granito Xinguara e pelos granitos paleoproterozóicos Musa e Bannach. As rochas máficas associadas ao GDr_m (RMI) concentram-se em duas ocorrências: um corpo principal, localizado próximo à cidade de Bannach, formado por quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, e uma ocorrência menor situada na porção central da área onde foram identificadas rochas acamadadas;

(2) As composições modais das rochas do GDr_m e RMI alinham-se segundo o *trend* da série cálcico-alcálica granodiorítica de Lameyre & Bowden (1982) com modificações de Bowden et al. (1984). O Granodiorito Rio Maria possui, além de composições granodioríticas que são amplamente dominantes nesta unidade, composições monzograníticas bastante subordinadas. As rochas máficas e intermediárias associadas ao GDr_m são compostas por quartzo-dioritos (QzD), quartzo-monzodioritos (QzMzD) e rochas acamadadas. Os enclaves máficos que ocorrem no GDr_m são essencialmente dioritos e, subordinadamente, monzodioritos;

(3) Os tipos texturais de epidoto denominados Ep¹ e Ep², identificados como fases acessórias no GDr_m e RMI, mostram características texturais de epidoto magmático. Essa hipótese será melhor avaliada através da determinação futura de seus teores de pistacita. A presença constante de anfibólio como máfico dominante e a preservação de epidoto magmático nestas rochas, aliadas às características petrográficas, sugerem condições bastante hidratadas para o magma formador do GDr_m e RMI;

(4) As amostras do Granodiorito Rio Maria e rochas máficas associadas apresentam caráter metaluminoso. Plotam no campo dos granodioritos no diagrama Ab-An-Or mostrando um comportamento diferente dos granitóides TTG típicos, o que se confirma no diagrama K-Na-Ca, onde o GDr_m foge do *trend* trondhjemítico mostrando um enriquecimento em K em relação aos granitóides TTG e alinhamento segundo o *trend* das séries cálcico-alcálicas. Apesar disso o GDr_m mostra conteúdos mais baixos de Al₂O₃ e CaO e mais altos de MgO, Cr e Ni do que

aquelas, assemelhando-se geoquimicamente aos granodioritos arqueanos ricos em Mg das Suítes Sanukitóides da Província Superior do Canadá. Conclui-se que o Granodiorito Rio Maria é formado por rochas da série sanukitóide e não corresponde, portanto, a uma verdadeira série cálcico-alcalina;

(5) O GDrm e RMI apresentam grandes afinidades petrográficas e, em certa medida, geoquímicas e são interpretados como rochas cogenéticas mas não comagmáticas. Diagramas de Harker para elementos maiores, menores e traço mostram uma clara separação entre amostras do granodiorito e dos QzD e QzMzD. Apesar desta separação nestes diagramas, estes dois conjuntos de rochas apresentam muitas similaridades petrográficas e geoquímicas que reforçam a hipótese de cogeneticidade entre eles porém com derivação a partir de dois líquidos distintos, mas similares, oriundos de fontes análogas mas não idênticas (contraste de #Mg), com prováveis diferentes graus de fusão. Com base nos dados disponíveis admite-se que os dois líquidos evoluíram independentemente por cristalização fracionada. Os conteúdos e padrões de elementos terras raras das rochas estudadas são bastante similares, com enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), indicando forte a moderado fracionamento dos ETRP. Há, entretanto, diferenças importantes nos valores da razão $(La/Yb)_n$, mais baixos nos QzD e QzMzD do que no GDrm, e enriquecimento relativo em ETRP nas rochas acamadadas provavelmente em resposta ao acúmulo de anfibólio nas mesmas;

(6) Partindo-se do pressuposto que estas rochas sejam cogenéticas, os dados geoquímicos favorecem a hipótese que estes dois grupos de rochas teriam fontes similares, porém com um grau de fusão maior para a formação dos QzD e QzMzD, sendo ambas cogenéticas mas não comagmáticas. Deste modo, os dois grupos de rochas formariam-se a partir de fontes análogas, com diferentes graus de fusão e diferenciariam-se por cristalização fracionada. Uma possível hipótese de evolução dos QzD e QzMzD para o granodiorito através de processo de cristalização fracionada também é descartada pelo grande volume de rochas granodioríticas, contrapondo-se à escassez de ocorrências de QzD e QzMzD associados ao GDrm em suas ocorrências, o que seria pouco provável no caso de evolução por cristalização fracionada;

(7) As rochas do Granodiorito Rio Maria que afloram na região de Bannach são similares, em termos petrográficos e geoquímicos, àquelas das demais ocorrências do GDrm no Terreno

Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), de tal modo que estas foram agrupadas e comparadas às Suítes Sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991) e do Cráton Dharwar da Índia (Jayananda et al. 1995, Moyen et al. 2003).

(8) Constatou-se também que o GDrM apresenta grande similaridades geoquímicas com os granodioritos arqueanos ricos em Mg das Suítes Sanukitóides, evidenciadas pelos seus altos valores de #Mg (>0,4), Cr (>40ppm), Ni (>25ppm), Ba e Sr (>550ppm), e padrões de ETR com acentuado enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, com forte a moderado fracionamento de ETRP e anomalia de Eu fraca a ausente;

(9) Os enclaves máficos, que são característica marcante das rochas do GDrM em todas as ocorrências no TGGRM, diferem geoquimicamente do GDrM e dos QzD e QzMzD, havendo algumas hipóteses para a formação destes, aventadas por outros autores (Medeiros 1987, Souza 1994). Um processo capaz de explicar a presença constante desses enclaves em todas as ocorrências do GDrM, seria o de *magma mingling* (Didier & Barbarin 1991), com a presença de um outro magma mais máfico que o gerador do GDrM. Porém, apesar dos diversos trabalhos efetuados nas rochas do GDrM, não se dispõe ainda de dados suficientes para esclarecer a questão da gênese dos enclaves. Dados de Geoquímica Isotópica, bem como estudos de Petrologia Experimental, seriam de grande utilidade em trabalhos futuros;

(10) As rochas acamadadas estão geneticamente ligadas à associação sanukitóide do GDrM, entretanto possuem uma evolução magmática particular envolvendo processos de acúmulo de cristais, com destaque para o anfibólio. Isso demonstra a cristalização precoce desse mineral e indica elevados teores de H₂O no magma que o gerou.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17, 1-29.
- ALMEIDA, J. A. C. 2005. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria-Pará. Universidade Federal do Pará. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (Dissertação de Mestrado)
- ALTHOFF, F. J. 1996. *Etude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2,7-3,2 Ga)*. Université Henri Poincaré, Nancy I – France. 296p. (Tese de Doutorado)
- ALTHOFF, F. J., BARBEY, P., BOULLIER, A. M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104, 187-206.
- ALTHOFF, F.J., BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1999. Plutonismo e deformação entre 3,0 e 2,8 Ga no Cráton Amazônico os granitóides arqueanos de Marajoara – SE do PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG p. 547-550.
- ALTHOFF, F. J., BARBEY, P., BOULLIER, A. M., DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra*, 7: p. 5-26.
- ALTHOFF, F.J., BARBEY, P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; LETERRIER, J.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE. *Resumés*. Brest, Société Géologique de France, p. 62.

- ALTHOFF, F. J., DALL'AGNOL, R., SOUZA, Z. S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, SBG, p. 130 - 141.
- ARAÚJO, O. J. B. & COSTA, J. B. S. 1994. Correlações entre as principais unidades rochosas da região sudeste do Pará na área do Programa Grande Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Balneário Camboriú, SBG. V. 2. p. 65-66.
- ARAÚJO, O. J. B., MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G., OLIVEIRA, J. R., SILVA NETO, C. S., COSTA, E. J. S., SANTOS, A., PENA FILHO, J. J. C., NEVES, A. P., JORGE JOÃO, X. S., COSTA, J. B. S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG., p. 299-301.
- 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*. Belém, Universidade Federal do Pará. CG. 199 p. (Dissertação de Mestrado)
- 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. 1994. O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG., p. 302-306.
- 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 Proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7:147-164.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier. p. 1-12.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean

- bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- BARROS, C. E. M., MACAMBIRA, M. J. B., BARBEY, P., SCHELLER, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*. 34, 531-538.
- BARROS, C. E. M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métalifère de Carajás, Brésil)*. Nancy: Université Henri Poincaré-Nancy 1. 316p. (Tese de Doutorado)
- BETTENCOURT, J. S., TOSDAL, R., LEITE, W. B., JR., PAYOLLA, B. L., 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. *Excursion Guide and Programs*. Belém, p. 5-14.
- BOWDEN, P., BATCHELOR, R. A., CHAPPELL, B. W., DIDIER, J., LAMEYRE, J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics. Earth Planet Sciences*, 35, 1-11.
- BRASILINO, R. G., SIAL, A., LAFON, J. M. 1999. Magmatic epidote, hornblenda barometric estimates, and emplacement of the Conceição das Creoulas Pluton, Alto Pajeu Terane, NE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71(1): 3-16.
- CHAPPELL, B. W., 1996. Composition variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its causes and implications for the physical state of granite magma. In: HUTTON SYMPOSIUM THE ORIGIN OF GRANITES AND RELATED ROCKS. Special Paper, 315. Geological Society of America, Boulder, p. 159-170.
- CONDIE, K. C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface sample and shales. *Chemical Geology*, 104: p. 1-37.
- CONDIE, K. C. & HUNTER, D. R. 1976. Trace elements geochemistry of Archean granitic rocks from Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 29, 389-400.
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. 1982. The geological evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, 78-88.
- CORDANI, U. G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Plataform, based

- on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22 (3): 167-173.
- CORDEIRO, A. A. C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG, v-1, p. 45-49.
- CORDEIRO, A. A. C., ALVES, C. A., FONSECA, L. K., NASCIMENTO, J. A. S., AZEVEDO, I. L., SANTOS, F. F. 1984. Pesquisa geológica da jazida de wolframita da Pedra Preta, Rio Maria-PA. In: *Symposium Amazônico*, 2. Manaus. Anais do Symposium Amazônico. Manaus, DNPM. p. 375-379.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. Da & ANGÉLICA, R. S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. p. 16-90.
- COSTA, J. B. S., ARAÚJO, O. J. B., SANTOS, A., JORGE JOÃO, X. S., MACAMBIRA, M. J. B., LAFON, J. M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 199-235.
- COSTA, J. B. S., TEIXEIRA, N. P., PINHEIRO, R. V. L., BEMERGUY, R. L. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal, SBG, v.5, p. 2345-2357.
- CPRM. 2000. Xinguara, Folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.)
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N. P., RÄMO, 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., COSTI, H. T., LEITE, A. A. S., MAGALHÃES, M. S., TEIXEIRA, N. P. 1999d. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*. 95(1-2): 9-39.
- DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., FRAGA, L. M., SCANDOLARA, J., BARROS, C. E. M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last Unknown Precambrian Terranes in the World. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. *Abstracts*. Rio de Janeiro: CPRM. (CD ROM). K.4

- 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. *Mineralogy and Petrology*, 50: 113-138.
- DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D. C., MACAMBIRA, M. J. B., LAMARÃO, C. N. 2002. Diques proterozóicos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria: A descoberta de diques compostos e novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Belém-PA, p.13.
- DALL'AGNOL, R., PICHAVANT, M., CHAMPENOIS, M. 1997b. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *Academia Brasileira de Ciências*. 69. (3): p. 325-347.
- DALL'AGNOL, R., RAMÖ, O. T., MAGALHÃES, M. S., MACAMBIRA, M. J. B. 1999a. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos*. 46: 431-462.
- DALL'AGNOL, R., SCAILLET, B., PICHAVANT, M. 1999c. 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., SOUZA, Z. S., ALTHOFF, F. J., BARROS, C. E. M., LEITE, A. A. S., JORGE JOÃO, X. S. 1997a. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador. *Excursions Guide*. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGRM. p.135-161.
- DALL'AGNOL, R., SOUZA, Z. S., ALTHOFF, F. J., MACAMBIRA, M. J. B. & LEITE, A. A. S. 1996. Geology and geochemistry of the Archean Rio Maria Granite-greenstone Terrain, Carajás province, Amazonian craton. In: SYMP. ARCHEAN TERRAIN SOUTH AMERICAN PLATFORM. Brasília, 1996. *Extended abstracts*. Brasília, SBG. p. 29-30.
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N. P., BETTENCOURT, J. S., RÄMÖ, O. T., MACAMBIRA, M. J. B., 1999b. Contrasts Between Paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian craton, Brazil: metallogenic and petrogenetic implications. In: HUTTON SYMPOSIUM, 4. Clermont-Ferrand, BRGM. The origin of

- granites and related rocks: *abstracts*. Clemont-Ferrand, BRGM. p. 141.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; SÁ, C. A. S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. P.; TEIXEIRA, N. P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*. 16: 11-23.
- DALL'AGNOL, R. 1982. Maçoço Jamon: Evolução Petroológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG. v-2, p. 139-161.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. 1991. *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier Amsterdam, 621pp.
- DOCEGEO. 1982. *Relatório final de pesquisa, área Pedra Preta*. Belém. 3v.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, SBG. p. 11-54.
- DUARTE, K. D. 1992. *Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria – Pa): um exemplo de granito “stricto sensu” Arqueano*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 217p. (Dissertação de Mestrado)
- DUARTE, K. D., PEREIRA, E. D., DALL'AGNOL, R. LAFON, J. M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão - sudoeste de Rio Maria (Pa). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG, p. 7-20.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.T.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical of Cosmochemical Acta*, 39: 55-64.
- FERREIRA, V. P.; VALLEY, J. W.; SIAL, A. N.; SPICUZZA, M. J. 2003. Oxygen isotope compositions and magmatic epidote from two contrasting metaluminous granitoids, NE Brazil. *Contribution Minerals Petrology*, 145: 205-216.
- GASTAL, M. C. P. 1987. *Petrologia do Maçoço Granítico Musa*. Sudeste do Pará. Belém, Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 316 p. (Dissertação de Mestrado)
- GASTAL, M. C. P.; MACAMBIRA, M. J. B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. *Geochimica Brasilienses*, 1(2): 247-459.

- HASUI, Y., HARALYI, N. D. E., SCHOBBEENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. *Anais do Symposium Amazônico*. DNPM, 129-147.
- HENDERSON, P. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 510 p.
- HIRATA, W. K., RIGON, J. C., KADEKARU, K., CORDEIRO, A. A. C., MEIRELES, E. A. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, SBG (NO). v-1: 100-110.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. *Anais do congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, SBG. v. 3, p. 1438-1453.
- HUHN, S. B.; MACAMBIRA, M. J. B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG. 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 Science*, 8: 523-547.
- JAHN, B., AUVRAY, B., SHEN, Q., ZHANG, Z., DONG, Y., YE, X., ZHANG, Q., CORNICHE, J., MACE, J. 1988. Archaean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Research*. 38, 381-403.
- JAYANANDA, M., MARTIN, H., PEUCAT, J. J.; MAHABALESWAR, B. 1995. Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closopet batholith, southern India. *Contribution Minerals Petrology*, 119: 314-329.
- JOHNSTON, A. D. & WYLLIE, P. J. 1988. Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nûk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contribution Minerals*

- Petrology*, 100: 35-46.
- KLIMM, K., HOLTZ, F., JOHANNES, W., KING, P. L., 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research*, 124: 327-341.
- KROGSTAD, E. J., HANSON, G. N., RAJAMANI, V. 1995. Sources of continental magmatism adjacent to the late Archean Kolar Suture Zone, South India : distinct isotopic and elemental signatures of two late Archean magmatic series. *Contribution Mineral Petrology*. 122, 159-173.
- LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2- diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29. p. 183-210.
- LAFON, J. M. & SCHELLER, T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, SBG/NO, p. 321-323.
- LAFON, J. M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K. D. 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). p. 642- 649.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- LE MAITRE, R. W., 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition , London, 193 p.
- LEITE, A. A. S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 330p. (Tese de Doutorado)
- LEITE, A. A. S., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M. J. B., ALTHOFF, F. J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*. 34, 447-458.

- LEITE, A. A. S. 1995. *Geologia e geoquímica do Batólito Granítico Arqueano Xinguara, sudeste do Estado do Pará*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 209p. (Dissertação de Mestrado)
- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG. p.325-327.
- LEITE, A. A. S. & DALL'AGNOL, R. 1997a. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência da Terra*. 9: 43-81.
- LEITE, A. A. S. & DALL'AGNOL, R. 1997b. Geology and geochemistry of the Archean rocks of the Xinguara region, Rio Maria granite-greenstone terrane, eastern Amazonian Craton, Brazil. INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador, 1997, Extended abstracts and program. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGM. p.213.
- LEITE, A. A. S., DALL'AGNOL, R., ALTHOFF, F. J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 23, 429-436.
- LIMA, M. I. C. 1984. Províncias geológicas do Craton Amazônico em território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, Manaus, 1984, SBG, 9-23.
- LINDENMAYER, Z. G. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario, University of Western Ontario. 408 p. (Ph. D. Thesis).
- MACAMBIRA, M. J. B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Montpellier, Université Montpellier II-France. 212 p. (Tese de Doutorado)
- MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, Belém, (7): 263-287.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detriticos de "greenstone belts" e de cobertura plataformal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais do*

- Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG. p. 59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.; BARBOSA, A.A. 1990. Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (Pa). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Resumos*. SBG. p. 169-170.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38 (12): 1134-1142.
- MACAMBIRA, M. J. B., COSTA, J. B. S., ALTHOFF, F. J., LAFON, J. M.; MELO, J. C. V.; SANTOS, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the crustal formation of the Carajás province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st, Rio de Janeiro, *Abstract*, Rio de Janeiro, CD-ROM. SBG.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z. G., KROGH, T. E., LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.
- MAGALHÃES, M. S. 1991. *Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: Implicações Petrológicas*. Belém, 274 p. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA. (Dissertação de Mestrado)
- MAGALHÃES, M. S., DALL'AGNOL, R. 1991. Considerações petrológicas baseadas em estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética no granodiorito Rio Maria (região de Rio Maria - sudeste do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. SBG, Belém, 1991, p. 70-84.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemitic, tonalitic and granodioritic from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28: 921-953.
- MARTIN, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.
- MARTIN, H., PEUCAT, J. J., SABATÉ, J. C., CUNHA, J. C. 1997. Crustal evolution in the Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, 82: p. 35-62.
- MEDEIROS, H. 1987. *Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, Sudeste*

- do Pará*. 166p. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 116p. (Dissertação de Mestrado)
- MEDEIROS, H., DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais de Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG. v 3, p.1488-1499.
- MEDEIROS, H., GASTAL, M. C. P., DALL'AGNOL, R., SOUZA, Z. S. 1987. Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian Region – Brazil): na example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: FINAL MEETING OF THE WORKIN GROUP. *Extended Abstract*. Carajás, p. 7-105.
- MONTALVÃO, R. M.G.; BEZERRA, P. E. L.; PRADO, P.; FERNANDES, C. A. C.; SILVA, G. H.; BRIM, R. J. P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 32., Salvador, 1882. *Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG. v-2: 520-546.
- MOYEN, J. F., MARTIN, H., JAYANANDA, M., AUVRAY, B. 2003. Late-Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 2375: 1-21.
- NANEY, M. T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283: 993-1033.
- NANEY, M. T. & SWANSON,
- NOCKOLDS, S. R. & ALLEN, R. 1953. The geochemistry os some igneous rocks series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4: 105-142.
- O'CONNOR J. T., 1965. *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. US Geological Survey Profissional Papers, 525B: 79-84
- OLIVEIRA, D. C., 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 207 p. Belém, UFPA, Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado)
- OLIVEIRA, D. C., DALL'AGNOL, R., BARROS, C. E. M. & FIGUEIREDO, M. A. B. M. 2002. Petrologia magnética do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. In: KLEIN, E.L., ROSA-COSTA, L.T., VASQUEZ, M.L. (eds.). *CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, Belém, Sociedade Brasileira de

Geologia – Núcleo Norte, v-3: 115-132.

- PICOT, P., Z. & JOHAN, 1982. *Atlas of Ore Minerals*. Amsterdam: Elsevier, 459 pp.
- PIMENTEL, M. M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1988. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG. p. 390-391.
- QUERRÉ, G., 1985. Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoides tardifs (2,5-2,4 G.a.) de Finland orientale. *Pétrologie et géochimie*. Rennes, Universidade de Rennes I, Instituto de Geologia. 226p. (Tese de Doutorado)
- RÄMÖ, O. T.; HAAPALA, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52: 129-185.
- RAPP, R. P., SHIMIZU, N., NORMAN, M. C., APPLGATE, G. S. 2000. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*. 160: 335-356.
- RIVALENTI, G., MAZZUCHELLI, M., GIRARDI, V. A. V., CAVAZZINI, G., FINATTI, C., BARBIERI, M. A., TEIXEIRA, W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basaltic-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*, 43: 235-265.
- ROLANDO, A. P. & MACAMBIRA, M. J. B. 2002. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. João Pessoa, 2002. SBG. p. 525.
- 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, Salvador. *Expanded Abstracts*. Salvador: CD-ROM.
- ROLLINSON, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe*, pp. 1-344.
- 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 and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- SARDINHA, A.S. 2002. Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 108p. Belém, UFPA. (Dissertação de Mestrado)
- SCHMIDT, M. W.; THOMPSON, A. B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*. 81: 424-474.
- SHAND, S. J. 1950. *Eruptive rocks their genesis, composition, classification e 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.
- SIAL, A. N. 1990. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 : 88-100.
- SIAL, A. N. 1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian foldbelts in Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Letras*, 65 (1): 141-162.
- SIAL, A. N.; TOSELLI, A. J.; SAAVEDRA, J.; PARADA, M. A.; FERREIRA, V. P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristic of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46: 367-392.
- SIAL, A. N., FERREIRA, V. P., SANTOS, E. J. DOS. 1997. Magmatic epidote-bearing granitoids and ultrapotassic magmatism of the Borborema province, northeast Brazil. II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. *Excursion Guide*, CBPM-SGM, Salvador, p. 33-54.
- SIAL, A. N., FERREIRA, V. P., PESSOA, R. J. R., BRASILINO, R. G., TORRES, H. H. F. BRITO NEVES, B. B. 2004. Transport rate os magmatic epidotecrystal in some granitoids, Borborema Province, Northeastern Brazil. XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG. CD-ROM.
- SILVA, G. G., LIMA, M. I. C., ANDRADE, A. R. F., ISSLER, R. S., GUIMARÃES, G. 1974. Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: BRASIL. Projeto

- RADAMBRASIL. *Folhas SC-22-Tocantins*. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. v. 4, p. 1-143 (Lev. Rec. Nat.).
- SILVA Jr., R. O. 1996. *Geologia, petrografia e geoquímica dos diques da região de Rio Maria, SE-Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. 123p. (Dissertação de Mestrado)
- SILVA Jr., R. O., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, E. P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geochimica Brasiliensis*, 13.
- SMITH, J. V. 1974. *Feldspar Minerals*. New York, Springer-Verlag. 690 p.
- SMITHIES R. H. & CHAMPION, D. C., 1999. Archaean high-Mg diorite (sanukitoide) suite, Pilbara Craton, Western Australia: petrogenesis and links to tonalite-trondhjemite-granodiorite and alkaline magmatism. *Journal of Petrology*. 41: 1653-1671.
- SOARES, C. M. 1996. *Estudo das relações de contato do granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com diques do proterozóico*. Belém, Universidade Federal do Pará. 165p. (Dissertação de Mestrado)
- SOARES, C. M., DALL'AGNOL, R., HARTMANN, L. A. 1999. Química mineral do Granodiorito Arqueano Rio Maria, Cráton amazônico, evidências de metamorfismo de contato por granitos do Paleoproterozóico. In: CONGRESSO GEOQUÍMICO DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA E CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. *Anais do V Congresso Geoquímico dos países de língua portuguesa & VII Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Porto Seguro-BA. p.606.
- SOUZA, Z. S. 1994. *Geologia e petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará*. Universidade Federal do Pará. v- 1 e 2, 624p. (Tese de Doutorado)
- SOUZA, Z. S., DALL'AGNOL, R., ALTHOFF, F. J., LEITE, A. A. S. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic contrast on the archaean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. SYMPOSIUM. ARCHEAN TERRAIN SOUTH AMERICAN. Plataforma. SBG. p. 31-32.
- SOUZA, Z. S. & DALL'AGNOL, R. 1996. Vulcanismo dacítico cálcio-alcálico Mesoarqueano no "greenstone belt" Identidade, sudeste do Pará, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 10: 225-240.

- SOUZA, Z. S., MEDEIROS, H., ALTHOFF, F. J., DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal, SBG. v. 6, p. 2913-2928.
- SOUZA, Z. S., POTREL, P., LAFON, J. M., ALTHOFF, F. J., PIMENTEL, M. M., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, C. G. 2001. Isótopos de Nd, Pb e Sr de greenstone belt arqueano da região de Rio Maria, SE do Pará: implicações na evolução geodinâmica do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7º, Belém, 2001. *Boletim de resumos expandidos*. Belém. SBG/NO. (CD-ROM).
- SOUZA, Z. S.; SANTOS, A. B.; LEDSHAM, E. J.; MARTINS, L. P. B.; HUHN, S. B.; COSTA, V. G. 1988. Feições geológicas e estruturais do *greenstone belt* de Identidade, região de Xinguara – Rio Maria, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG. v-3: 1453-1467.
- STERN, A. L. & HANSON, G. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, 32: 201-238.
- STERN, A. L., HANSON, G., 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.
- STEVENSON, R., HENRY, P., GARIÉPY, C., 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canadá. *Precambrian Research*. 96: 83-99.
- STRECKEISEN, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. *Blackwell Scientific*, Oxford, 321p.
- TEIXEIRA, J. B. G. & EGGLE, D. H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17: 71-114.

- TULLOCH, A. J. 1986. Comments on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, 14: 186-187.
- VALE, A. G. & NEVES, P. N. 1994. O Granito Redenção: Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú-SC. SBG, vol. 1, p. 149 - 150.
- WAGER, L. R. 1963. The mechanism of cumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion. *Min. Soc. Am., Spec. Paper*, 1: 1-9.
- WAGER, L. R., BROWN, G. M. 1967. *Layered Igneous Rocks*. San Francisco: W. H. Freeman and Company. 588p.
- WAGER, L. R.; BROWN, G. M.; WADSWORTH, W. J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, 1: 73-85.
- WEDEPOHL, K.H., 1978. *Zirconium, Handbook of geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, pp. 40-E - 40-O.
- WHITNEY, J. A. 1975. The effects of pressure, temperature and XH_2O on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *Journal of Geology*. 83: 1-31.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London, Academic Press. 466p.
- WINKLER, H. G. F. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. New York, Springer Verlag, p. 348.
- WYHMAL, C. R.; McSWEEN, H. Y. Jr.; SPEER, J. A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76: 176-188.
- WYLLIE, P. J., 1984. Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 12-18.